

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. SCIENCES DE LA TERRE - MÉTALLURGIE - CHIMIE MINÉRALE
Laboratoire de Sédimentologie

T H E S E

présentée devant
l'UNIVERSITÉ DE NANCY I
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR d'ÉTAT Mention SCIENCES

par

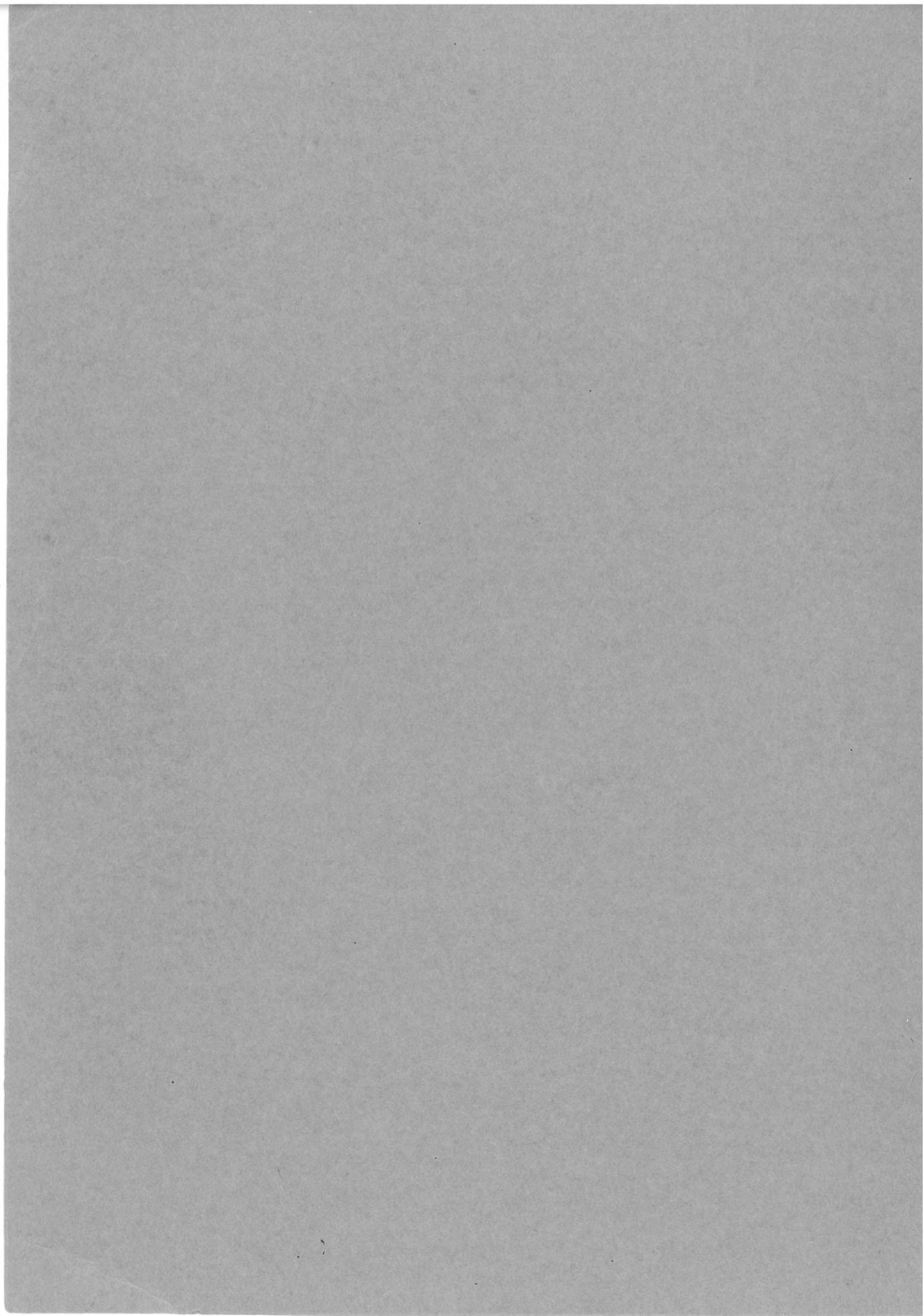
Ramzy AL KHATIB

**LE RHÉTIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS
ET LE «CALCAIRE A GRYPHÉES» DE LA RÉGION DE NANCY
ETUDE PÉTROGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE**

Soutenu publiquement le 2 juillet 1976 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. J. HILLY, Président
J. BOLFA,
L. COUREL,
B. HAGUENAUER, Examineurs
A. MÜLLER,
C. PALAIN.



UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. SCIENCES DE LA TERRE - MÉTALLURGIE - CHIMIE MINÉRALE
Laboratoire de Sédimentologie

T H E S E

présentée devant
l'UNIVERSITÉ DE NANCY I
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR d'ÉTAT Mention SCIENCES

par

Ramzy AL KHATIB

**LE RHÉTIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS
ET LE «CALCAIRE A GRYPHÉES» DE LA RÉGION DE NANCY
ETUDE PÉTROGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE**

Soutenue publiquement le 2 juillet 1976 devant la Commission d'Examen

JURY

| | | |
|-----|----------------|------------|
| MM. | J. HILLY, | Président |
| | J. BOLFA, | |
| | L. COUREL, | |
| | B. HAGUENAUER, | Examineurs |
| | A. MÜLLER, | |
| | C. PALAIN. | |

- AVANT PROPOS -

Ce m'est un très agréable devoir de remercier en premier lieu les Maîtres de la Faculté des Sciences de Damas, Messieurs les Professeurs Y. KHOURY, M. MOUTY et F. EDJEL, qui m'ont enseigné la géologie. Ma reconnaissance va également à tous les enseignants de cette Faculté.

A mon arrivé à Nancy, en 1970, c'est grâce à l'aimable sollicitude de Monsieur M. ROUBAULT et à la compréhension de Messieurs P. BLĄZY et H. de la ROCHE que j'ai passé quelques semaines avec les chercheurs du C.R.P.G.

Tout de suite après, Monsieur le Professeur J. HILLY m'a accepté dans son Laboratoire où j'ai complété mes connaissances en sédimentologie. C'est en 1971 qu'il m'a proposé d'étudier en détail le Rhétien de la bordure Est du Bassin de Paris et l'Hettangien-Sinémurien de la région de Nancy. Tout au long de ces cinq années de recherches il a su en Directeur de recherche vigilant et bienveillant lors de nombreuses discussions que j'ai eu avec lui tant sur le terrain qu'au Laboratoire, me faire acquérir l'esprit et le sens de la sédimentologie. C'est au cours des périodes difficiles que connaît tout chercheur que j'ai pu apprécier encore davantage sa compréhension, sa grande expérience, et ses vastes connaissances.

Page après page, il a relu, analysé et annoté mon texte pour mon plus grand profit. Il y a consacré de nombreuses journées et c'est au cours de celles-ci que ce mémoire a acquit sa forme actuelle.

Qu'il trouve icile témoignage de mon profond respect et de ma gratitude.

Monsieur le Professeur A. MÜLLER a bien voulu contrôler sur le terrain les résultats de mon travail. Ses travaux sur la géologie de Luxembourg m'ont servi de référence et sont à la base de mes réflexions sur la sédimentation rhétienne de l'Est du Bassin de Paris. Il a accepté de faire partie du jury et je l'en remercie vivement.

Monsieur L. COUREL, Professeur à l'Université de Dijon, a accueilli favorablement l'idée de me faire profiter de ses vastes connaissances sur le Trias et le Rhétien bourguignons au moment de la soutenance. Qu'il veuille bien recevoir mes remerciements sincères.

Monsieur le Professeur J. BOLFA, avec son amabilité coutumière, m'a reçu à plusieurs reprises et les discussions que j'ai eu avec lui sur les minéraux lourds du Rhétien inférieur m'ont été très profitables. Je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur le Professeur B. HAGUENAUER m'a prodigué ses conseils au cours de l'avancement de mes travaux. Les sciences de travail qu'il m'a accordé m'ont éclairé dans bien des cas. Il m'a également apporté son soutien efficace au cours de la rédaction de ce mémoire. Je le remercie sincèrement de l'importante contribution qu'il apporte à ma thèse tant comme guide que comme membre de jury.

Toute ma respectueuse gratitude va à Monsieur C. PALAIN qui m'a encouragé dans la poursuite de ce travail depuis les premiers résultats jusqu'à son aboutissement. Il n'a jamais ménagé son temps pour en faire une critique constructive et ses remarques sur le terrain m'ont ouvert de nouvelles voies de réflexions.

L'analyse minutieuse et avertie du manuscrit auquel il s'est livré m'ont permis de m'enrichir de ses vastes connaissances des séries détritiques et m'ont fait gagner un temps précieux dans l'élaboration de ce mémoire sous sa présentation actuelle. Je lui renouvelle encore une fois toute ma reconnaissance.

Je ne saurais oublier d'exprimer tout particulièrement ma gratitude envers Monsieur G. EVEN du Laboratoire de Sédimentologie. C'est dans le service R.X. qu'il dirige que j'ai fait mes premières armes dans la détermination des minéraux argileux et que par la suite, j'ai pu, grâce à la diligence et aux qualités professionnelles hors pair de Mademoiselle E. GÖTZ, faire analyser un grand nombre d'échantillon.

De par les multiples aspects de la géologie abordés dans ce travail, il n'aurait pas pu être mené à bon terme sans le concours des Laboratoires suivants :

- Laboratoire commun des Sciences de la Terre de l'Université de NANCY I : R. MONTANARI et ses collaborateurs.
- Laboratoire de Chimie Minérale de l'Université de NANCY I : KOHLER.

- Laboratoire de Chimie du centre de Pédologie biologique :
J. ROUILLER et ses collaborateurs.

Je leur exprime ma plus sincère reconnaissance, ainsi qu'à Monsieur H. GALUS qui a confectionné mes lames minces avec un grand soucis de perfection.

Je garderai toujours un souvenir ému de mes relations amicales et scientifiques avec mes collègues et camarades du Laboratoire de Sédimentologie et des autres Laboratoires du département des Sciences de la Terre de l'Université de NANCY I :

Mesdemoiselles D. GEISLER, M. HANZO, N. MASSON, T. NGUYEN thi NGOC, H. NGUYEN thi et Messieurs J. ALLOUC, F. BAROZ, J. CLERMONTÉ, K. DAHNAYAKE, P.M. FAUVEL, Cl. MARCHAL, R. MEYER, K. TAN PENG, M. SOUDANT.

Ils ont toujours été pour moi des amis sincères et des interlocuteurs avisés.

Je remercie également les pédologues Messieurs TOUTAIN et GUILLET avec qui j'ai eu des discussions fructueuses et des relations amicales et Monsieur le Professeur J. TOURET à qui je dois d'avoir quelques connaissances sur d'autres domaines de la géologie.

Le dévouement de Monsieur D. BONIL à qui je suis redevable d'un très gros travail de Laboratoire a été pour moi tout au long de ces années de recherches un soutien inestimable.

Madame RETOURNARD m'a donné dans de nombreux cas la preuve de son affabilité et de son efficacité.

Qu'ils soient tous les deux assurés de mon amitié et de mon respect.

C'est avec compétence et dévouement que Madame F. VIRIOT a réalisé la frappe de cet ouvrage. La lourde tâche qu'impose la reproduction et la reliure n'a pu être menée à bien que grâce à la patience et au concours bienveillant de Mademoiselle O. THOUVENEL, Mesdames J. FRICKER, M. CLASQUIN et Messieurs C. COLLIGNON, J.C. DUPIN.

Qu'ils trouvent tous ici, ainsi que ceux que j'ai involontairement omis de citer, l'expression de toute ma sympathie.

Quelle que soit l'occupation par le travail qu'un étranger peut avoir, son séjour n'est rendu continuellement possible que grâce à la manifestation amicale qui offre un autrui. Celle-ci, je l'ai trouvée auprès de Danièle et Jacques ALLOUC, Dominique GEISLER, et Thanh NGUYEN thi NGOC. A tous un grand merci.

Je remercie le Ministère de l'Enseignement Supérieur
de la République Arabe Syrienne pour l'aide matérielle dont
il m'a fait bénéficier et qui a rendu possible la préparation
de cette thèse.

A mes Parents

A mes Soeurs

A mes Frères

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE

| | |
|-------------------------------------|---|
| SITUATION STRATIGRAPHIQUE | 1 |
| SITUATION GEOGRAPHIQUE | 1 |
| BUT ET PLAN DE CE MEMOIRE | 3 |

PREMIERE PARTIE

LE RHETIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS

PREMIER CHAPITRE : METHODES

| | |
|--|----|
| ANALYSE GRANULOMETRIQUE | 4 |
| - Méthode d'analyse granulométrique | 5 |
| - Méthode pour caractériser les environnements sédimentaires par la granulométrie de leurs dépôts | 15 |
| - Différenciation granulométrique et environnement : DOEGLAS, 1946 | 16 |
| - Diagramme CM : PASSEGA 1957 | 19 |
| - Méthodes texturales ; paramètres statistiques et environnements | 23 |
| 1) Discrimination entre sable de plage et sable de rivière (FRIEDMAN, 1967) | 23 |
| 2) Discrimination entre sable de plage, de rivière, de dunes côtières et de dunes continentales (MOIOLA et al., 1968). | 25 |
| - Les indices Q1 Md Q3 99 % C de DOEGLAS : Classification et environnement : DOEGLAS (1968). | 28 |
| - Méthode d'analyse des rythmes des formations détritiques | 31 |
| METHODE STRUCTURALE | 35 |
| - Mesure de la ségragation des graviers et de la lenticularité des couches conglomératiques CLIFTON 1973 | 35 |
| ANALYSE DES MINERAUX LOURDS | 40 |
| - Méthode de substitution | 43 |
| ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX | 44 |

DEUXIEME CHAPITRE : ETUDE DES LITHOFACIES

| | |
|--|----|
| I.- LITHOFACIES | 45 |
| A - Lithofaciès principaux | 45 |
| 1) Lithofaciès de type conglomératique | 45 |
| 2) Lithofaciès sableux et gréseux | 48 |
| 3) Lithofaciès pélitique | 53 |
| 4) Lithofaciès argileux | 54 |
| - Les argilites du Rhétien inférieur | 54 |
| - Les argilites du Rhétien supérieur : Argiles de Levallois | 55 |
| 5) Lithofaciès marneux dolomitique | 56 |
| B - Lithofaciès secondaires : | 57 |
| 1) Grès à ciment carbonaté dans la région de St.-Nicolas de Port | 57 |
| 1.1.- Rhétien à Lumachelle | 57 |
| 1.2.- Le grès à ciment carbonaté de la carrière de St.- Nicolas de Port | 58 |
| 2) Calcaire gréseux oolitique | 63 |
| II.- ASSOCIATION DES LITHOFACIES | 64 |
| - Conglomérats par rapport aux sables et aux pélites | 64 |
| - Pélites par rapport aux sables | 64 |
| - Structures madrée et lenticulaire | 66 |
| III.- POSITIONS DES LITHOFACIES DANS LE RHETIEN | 67 |
| - Positions des conglomérats à l'intérieur du Rhétien | 67 |
| 1 - Positions rencontrées dans le Rhétien inférieur | 67 |
| 2 - Positions rencontrées dans le Rhétien supérieur | 68 |
| - Positions des pélites dans le Rhétien | 69 |
| IV.- NOTION DE SEQUENCE ET SEQUENCE VIRTUELLE LOCALE | 70 |
| - Diastèmes | 70 |
| - Séquences | 71 |
| V.- MINERAUX ARGILEUX | 72 |
| - Composition | 72 |
| - Minéraux argileux et lithofaciès | 73 |
| - Minéraux argileux et séquence virtuelle locale | 75 |
| - Conclusion | 75 |

| | |
|--------------------------------|----|
| VI.- MINERAUX LOURDS | 77 |
| - Minéraux présents | 77 |
| - Conclusion | 78 |
| VII.- CONCLUSIONS | 80 |

TROISIEME CHAPITRE : ETUDE DES AFFLEUREMENTS:

| | |
|---|-----|
| LE RHETHIEN EN BELGIQUE | 84 |
| - Stratigraphie | 84 |
| - Lithofaciès | 86 |
| - Interprétations | 86 |
| LE RHETIEN AU LUXEMBOURG | 87 |
| - Les données stratigraphiques | 87 |
| - Les données sédimentologiques | 90 |
| - Interprétations | 91 |
| - Paramètres statistiques de la distribution granulométrique . . . | 91 |
| CARRIERE DE KEDANGE | 94 |
| - Analyse séquentielle | 97 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 99 |
| - Discussion | 101 |
| - Conclusion | 104 |
| CARRIERE DE LELLING | 106 |
| - Analyse séquentielle | 107 |
| - Evolution des minéraux argileux | 109 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 110 |
| - Discussion | 112 |
| - Conclusion | 115 |
| AFFLEUREMENT DE BEZANGE | 117 |
| - Analyse séquentielle | 117 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 118 |
| - Discussion | 119 |
| - Conclusion | 121 |
| LES AFFLEUREMENTS DE SERRES | 122 |
| - Analyse séquentielle | 124 |
| - Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation . . . | 126 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation . . | 128 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 129 |

| | |
|---|-----|
| - Discussion | 130 |
| - Conclusions | 133 |
| CARRIERE DE SAINT-NICOLAS-DE-PORT | 135 |
| - Analyse séquentielle | 138 |
| - Analyse des minéraux lourds | 140 |
| - Evolution de la teneur en minéraux lourds de densité supérieure à 3,3 dans la roche à l'échelle de la formation | 141 |
| - Répartition des minéraux lourds de densité supérieure à 3,3 à l'échelle de la formation | 142 |
| - Interprétation des résultats de l'analyse des minéraux lourds | 143 |
| - Méthode de substitution à l'analyse des minéraux lourds : dosage de la teneur en ZrO_2 | 144 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation | 145 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 146 |
| - Discussion | 149 |
| - Conclusions | 155 |
| CARRIERE DE COYVILLER | 157 |
| - Analyse séquentielle | 160 |
| - Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation | 161 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation | 162 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 162 |
| - Discussion | 163 |
| - Conclusions | 166 |
| AFFLEUREMENT DE MORIVILLER | 167 |
| - Analyse séquentielle | 168 |
| - Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation | 170 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 170 |
| - Discussion | 171 |
| - Conclusions | 173 |
| AFFLEUREMENT DE LA HAUTE-FLAVIGNY | 175 |
| - Analyse séquentielle | 176 |
| - Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation | 178 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation | 178 |
| - Lithofaciès de Rhétien inférieur et supérieur en Haute-Flavigny | 179 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 179 |

| | |
|--|-----|
| - Discussion | 180 |
| - Conclusions | 182 |
| AFFLEUREMENT DE LANEUVEVILLE-SOUS-CHATENOIS | 184 |
| - Analyse séquentielle | 186 |
| - Evolution de la teneur en ZrO ₂ à l'échelle de la formation . . . | 187 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation . . . | 187 |
| - Résultats de l'analyse granulométrique | 187 |
| - Discussion | 188 |
| - Conclusions | 188 |
| AFFLEUREMENT DE POUSSEY : ARGILES DE LEVALLOIS | 191 |
| - Granulométrie des "Argiles de Levallois" | 191 |
| - Evolution de la granulométrie des "Argiles de Levallois à l'échelle verticale | 192 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation . . . | 192 |
| - Discussion | 192 |
| - Conclusions | 193 |
| AFFLEUREMENT DE LAVERNOY | 194 |
| - Lithofaciès | 194 |
| - Analyse séquentielle | 197 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation . . . | 198 |
| - Discussion | 198 |
| - Conclusions | 200 |
| AFFLEUREMENT DE PIERREFAITES | 201 |
| - Lithofaciès | 201 |
| - Analyse séquentielle et dérives des séquences à l'échelle verticale | 202 |
| - Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation . . . | 203 |
| - Discussion | 204 |
| - Conclusions | 205 |
| LE RHETIEN DE LA HAUTE MARNE D'APRES LA LITTERATURE | 206 |
| GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION DU RHETIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS : COMPARAISON ENTRE LES AFFLEUREMENTS ETUDIES | 209 |
| DISTRIBUTION DES GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION A L'ECHELLE DU TEMPS ET A L'ECHELLE DE L'ESPACE | 211 |

QUATRIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES

| | |
|--|-----|
| I.- HISTORIQUE | 213 |
| II.- RAPPEL DE SEQUENCES DES GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION DU RHETIEN DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE PARIS | 214 |
| III.- LE RHETIEN INFERIEUR DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE PARIS : SON ENVIRONNEMENT ET LES DIFFERENTS MILIEUX DE SES GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION | 216 |
| - Environnement | 216 |
| - Les différents milieux de dépôt des grands ensembles de sédimentation | 221 |
| IV.- DISTRIBUTION DES DIFFERENTS MILIEUX DE SEDIMENTATION DU RHETIEN INFERIEUR A L'ECHELLE DU TEMPS ET A L'ECHELLE DE L'ESPACE | 224 |
| V.- MILIEU DE DEPOT DU RHETIEN SUPERIEUR : "ARGILES DE LEVALLOIS | 226 |
| VI.- APPORTS | 227 |

DEUXIEME PARTIE

LE "CALCAIRE A GRYPHEES" DE LA REGION DE NANCY

INTRODUCTION

PREMIER CHAPITRE : ETUDE DES LITHOFACIES

| | |
|---|-----|
| I.- DESCRIPTION DES LITHOFACIES | 231 |
| - Description des lithofacies à l'affleurement et sur carottes | 231 |
| 1 - Calcaire | 231 |
| 2 - Marnes grises | 232 |
| 3 - Marnes noires | 233 |
| 4 - Lithofaciès d'accompagnement : les accidents phosphatés | 233 |
| - Description pétrographique des lithofaciès | 234 |
| 1 - Les éléments | 234 |
| - Eléments d'origine intra-bassin | 234 |
| - Eléments d'origine extra-bassin : Insolubles ; quartz et argiles | 238 |
| - Les insolubles en tant que teneur | 238 |
| - Minéraux argileux | 240 |
| - Matrice - Ciment | 241 |

| | |
|---|-----|
| - Matrice | 241 |
| - Ciment | 242 |
| - Diagenèse | 242 |
| - Recristallisation des éléments | 242 |
| - Calcite fibreuse | 243 |
| - Diagenèse des cristaux d'Echinodermes | 243 |
| - Diagenèse de la micrite | 244 |
| - Dolomitisation | 245 |
| - Pyritisation | 245 |

| | |
|--|-----|
| II.- INTERPRETATION DES LITHOFACIES : MICROFACIES | 245 |
| - Classification des roches carbonatées utilisées | 245 |
| - Classification de PLUMLEY <u>et al.</u> (1962) (cf. tableau 1, in PLUMBEY <u>et al.</u> , 1962, pp. 88-89 | 245 |
| - Microfaciès du calcaire, des marnes et des accidents phosphatés de l'Hettangien - Sinémurien de la région de Nancy | 247 |
| - Microfaciès du calcaire | 248 |
| - Microfaciès des marnes | 249 |
| - Microfaciès des accidents phosphatés | 249 |

III.- CONCLUSIONS

DEUXIEME CHAPITRE : TRACES FOSSILES

| | |
|--|-----|
| 1) Terriers simples | 251 |
| 2) Chondrites | 255 |
| - Types particuliers de bioturbation des marnes grises | 257 |

INTERPRETATION

TROISIEME CHAPITRE : LE RYTHME DE LA SEDIMENTATION
DU CALCAIRE A GRYPHEE DE LA REGION DE NANCY

| | |
|---|-----|
| I.- MODALITES DE PASSAGE ENTRE LES DIFFERENTS LITHOFACIES | 261 |
| - Contacts entre les lithofaciès différents | 261 |
| - Contacts calcaire-marnes grises ou <u>vice-versa</u> | 261 |
| - Contacts entre marnes noires et calcaire ou marnes grises | 262 |
| - Contacts intra-lithofaciès | 263 |
| II.- VARIATIONS DE LA TENEUR EN INSOLUBLES | 264 |
| III.- INTERPRETATION | 265 |

| | |
|--|-----|
| - Définition de la séquence du Calcaire à Gryphées | 265 |
| - Analyse de la séquence du Calcaire à Gryphées en terme de sédimentation | 266 |

QUATRIEME CHAPITRE : EVOLUTION ET GENESE DU RYTHME DE LA
SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEES DE LA REGION DE NANCY

| | |
|---|-----|
| I.- ETUDE DE LA COUPE DE XEUILLEY ET DES SONDAGES DE LA NAVIGATION . | 270 |
| - Coupe de la carrière de Xeuilley et du sondage 73 | 270 |
| - Sondages 69, 67, 63 et 61 | 272 |
| II.- EVOLUTION DU RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEES | 275 |
| III.- GENESE DU RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEES . . | 276 |

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

SITUATION STRATIGRAPHIQUE (Tableau 1) :

Le Rhétien, étage introduit par GÜMBEL (1861) et dont le terme fut créé par RENEVIER (1864), est placé actuellement au sommet du Trias et ceci après une longue polémique entre les partisans de l'école franco-anglaise le mettant à la base du Lias et ceux de l'école allemande le rangeant au sommet du Trias⁽¹⁾.

Dans l'Est du Bassin de Paris, il est divisé en Rhétien inférieur constitué essentiellement de sable, de grès, de pélites et d'argilites à Avicula contorta Portlock et en Rhétien supérieur argileux ou "Argiles de Levallois". Il est en concordance avec les marnes irisées du Keuper supérieur dont le passage est parfois progressif tandis qu'il est signalé en d'autres endroits, par un niveau conglomératique. Dans les affleurements les plus occidentaux, il est transgressif sur les terrains paléozoïques des Ardennes.

L'Hettangien dont le terme fut attribué par RENEVIER (1964) au grès infraliasique d'Hettange forme le premier étage du Lias. Dans la région de Nancy, il est constitué avec le Sinémurien s.s. d'une alternance de marnes et de calcaire à Gryphées. Ces deux étages caractérisés par des Ammonites spécifiques (tableau 1) ont été groupés dans la présente étude sous le nom de "Calcaire à Gryphées".

SITUATION GEOGRAPHIQUE (Fig. 1) :

Entre le massif des Ardennes au Nord et le seuil haut-marnais au Sud, le Rhétien a été étudié sur une bande d'affleurements de presque 300 Km de longueur et de quelques dizaines de Km de largeur. Cette bande forme une côte s'intégrant dans le relief général en cuestas que prennent les terrains triasiques et jurassiques de l'Est du Bassin de Paris ceinturés à l'Est par la chaîne des Vosges.

L'étude du "Calcaire à Gryphées" a été limitée à la carrière de la cimenterie de Xeuilley située à quelque quinze Km au SSW de Nancy et aux cinq sondages du Service de la Navigation de Nancy effectués aux environs

(1) : Vous trouvez une analyse bibliographique succincte sur la question dans l'introduction de la thèse de Lebouche - Bernet - Rollande (1972).

| Divisions stratigraphiques | | Lithologie | Zones d'Ammonites | Sous-zones d'Ammonites | |
|--|-----------------|-------------------------------|--|---|--|
| J U R A S S I Q U E | Lias | Sinémurien <u>s.s.</u> | Marnes et calcaire à Gryphées | Arnioceras semicostatum Arnioceras miserabile Euagassiceras sauzeanum Aetomoceras scipionianum | |
| | | | | Coroniceras bucklandi | Arnioceras ceratitoides Coroniceras bucklandi Arnioceras kridion Megarietites meridionale |
| | | | | Coroniceras rotiforme | Coroniceras rotiforme Vermiceras |
| | Hettangien | Marnes et calcaire à Gryphées | Schlotheimia angulata | Schlotheimia angulata Alsatites liasicus | |
| | | | Psiloceras planorbis | Caloceras johnstoni Psiloceras planorbis (ou mieux P. psilonotum) | |
| T R I A S | Trias supérieur | Rhétien | Argilites de Levallois | Pas d'Ammonites | |
| | | | Sable, grès, pélites et argilites à <i>Aicula contorta</i> | | |
| | | Keuper supérieur | Marnes irisées supérieures | | |
| | | | Argilites de Chanville | | |

TABLEAU I - Subdivisions stratigraphiques du sommet du Trias supérieur et de la base du Lias des terrains étudiés. Les zones et sous-zones d'Ammonites sont celles d'Hettange et du N-E de la France pour l'Hettangien (GUERIN et al., 1961) et du stratotype de Semur pour le Sinémurien (MOUTERDE et al., 1961)

de Laneuveville-devant-Nancy lors de l'aménagement de la Meurthe pour la navigation.

BUT ET PLAN DE CE MEMOIRE :

Les lithofaciès du Rhétien correspondent d'après les géologues du Bassin de Paris aux premières assises de la deuxième transgression marine sur la Lorraine qui s'est affirmée à l'Hettangien et s'est poursuivie pendant le Sinémurien et le reste du Lias. La première fut celle du Muschelkalk supérieur appartenant à cette époque au Bassin germanique car la naissance du Bassin de Paris date du Keuper supérieur (YAPAUDJIAN, 1963 ; COUREL, 1970 ; DUBOIS et al. 1974).

Le but de ce mémoire a été d'analyser sous l'angle sédimentologique cette transgression dans les terrains mentionnés plus haut.

Plusieurs techniques ont été employées à cette fin, dont les deux importantes ont été l'analyse séquentielle et l'analyse granulométrique.

Les travaux antérieurs (JOLY, 1908 ; MAUBEUGE, 1955 ; LAUGIER, 1964 ; MÜLLER, 1974) nous ont été de grande utilité surtout en ce qui concernait l'étude du Rhétien. Ils ont complété notre vue régionale sur cet étage et nous ont permis par les observations lithostratigraphiques précises (LAUGIER, 1964 ; MÜLLER, 1974) de généraliser un tel ou tel caractère de lithofaciès. D'autre part, le travail sédimentologique de MÜLLER nous a été fort utile pour comprendre le Rhétien du Grand-Duché de Luxembourg.

Le mémoire a été divisé en deux parties ; la première concerne l'étude du Rhétien et la deuxième celle du "Calcaire à Gryphées".

Avant l'analyse desaffleurements et des sondages, un chapitre a été consacré à l'étude des lithofaciès. D'autre part, vu l'importance de la méthode de l'analyse granulométrique, un chapitre lui a été réservé au début de la première partie. Il comprend également les principales méthodes utilisées par la présente étude.

Finalement, la rédaction de ce mémoire a été conçue de telle sorte que le lecteur puisse le parcourir en ne se référant qu'aux conclusions trouvées en caractères italiques à l'intérieur du texte et à la fin de chaque paragraphe ou de chaque chapitre dont la caractéristique est d'être un résumé récapitulatif. Les conclusions générales ont été écrites dans un esprit de synthèse générale.

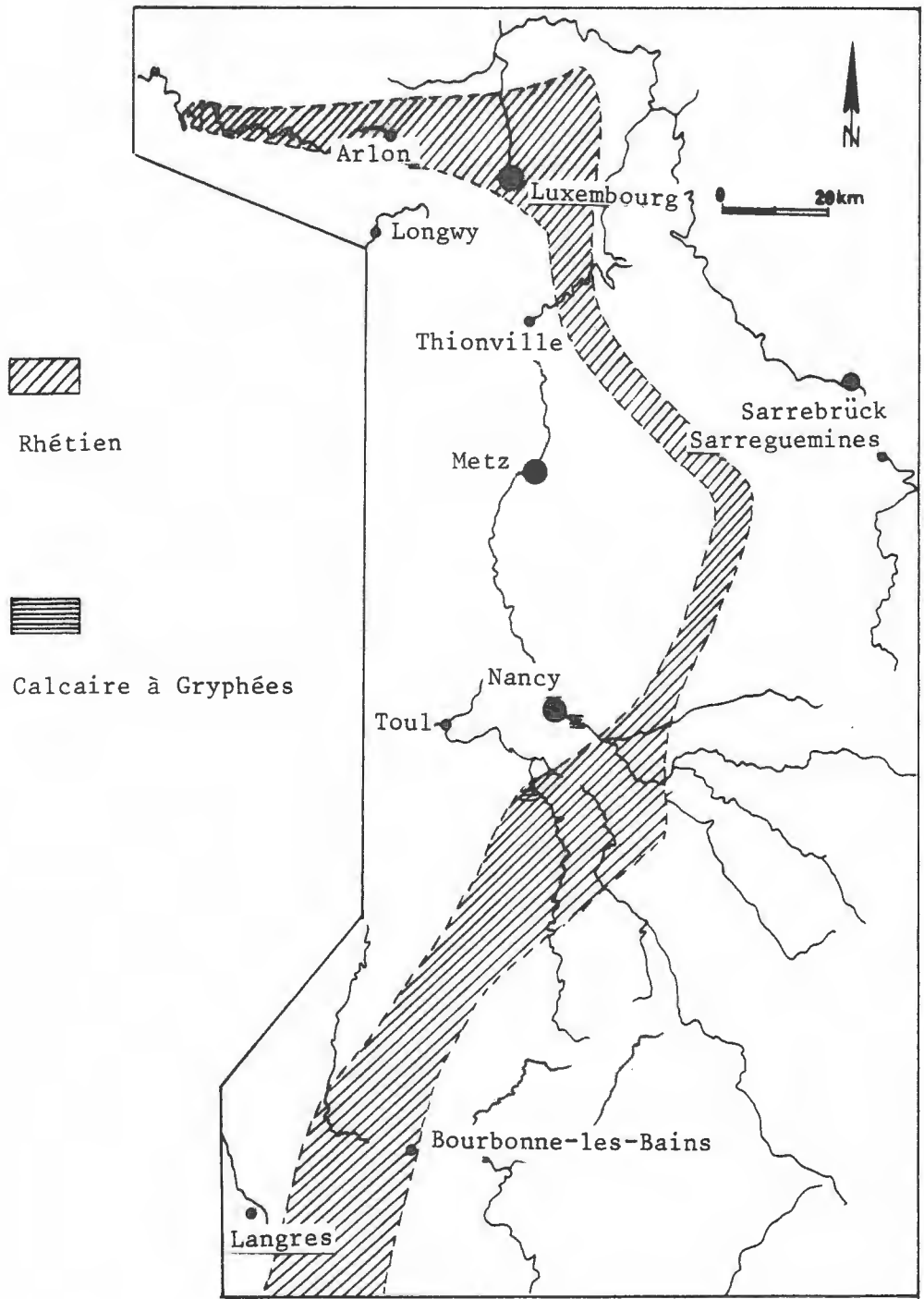


Fig. 1 - Situation géographique des terrains étudiés.

PREMIERE PARTIE

LE RHETIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS

PREMIER CHAPITRE

METHODES

- CHAPITRE I -

ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Nous aurons affaire, dans cette partie, à deux aspects de l'analyse granulométrique ; le premier concernera la méthode d'analyse et le deuxième l'interprétation des résultats obtenus. Ce deuxième aspect sera traité sous le titre "Méthodes pour caractériser les environnements sédimentaires par la granulométrie de leurs dépôts".

Le Rhétien de l'Est du Bassin de Paris est essentiellement détritique. Les matériaux sont dans la plupart des cas meubles en affleurement : ils s'écrasent à la simple pression des doigts. Le faciès consolidé n'est représenté que par quelques couches ici et là ; il caractérise surtout le Rhétien de la Haute-Marne. Les pélites et les argilites sont partout présentes. L'étude granulométrique comporte, suivant la granulométrie de l'échantillon, deux types d'analyses :

- Analyse granulométrique de la fraction supérieure à 37μ
- Analyse granulométrique de la fraction inférieure à 37μ ou microgranulométrie.

Le choix de la limite 37μ est un choix technique, le tamis à 37μ étant le plus fin utilisable pour un tamisage à sec. Il correspond presque à la limite inférieure du silt grossier.

Avant d'aborder cette partie, il est nécessaire de rappeler les conditions dans lesquelles l'échantillonnage a été effectué.

ECHANTILLONNAGE

Sur le terrain nous avons suivi l'évolution du Rhétien aussi bien verticalement que latéralement. Il s'est avéré que les variations essentielles sont d'ordre granulométrique à côté des variations de lithofaciès entre sables et pélites. Cela nous a amené à repérer les surfaces de stratification entre les différentes distributions granulométriques suivant une méthode s'inspirant de la méthode de Bouma (1962) car l'utilisation de ses coupures sur le terrain est difficile. Nos coupures sont moins nettement chiffrées par suite d'une appréciation relative ; cependant nous étions obligés dans des cas critiques de prendre des mesures centimétriques.

Les coupures envisagées sont les suivantes :

- Coupure brutale franche (variations d'ordre lithologique, variations de teintes).
- · — Transition très rapide (variations granulométriques très rapides).
- Transition granulométrique graduelle ne dépassant pas 1 cm.
- -- Transition granulométrique graduelle difficile à préciser.

Les limites ainsi établies, nous étions en mesure de commencer un échantillonnage sûr ne risquant pas de recouper plusieurs séquences granulométriques. Nous avons procédé de la façon suivante :

- L'échantillonnage a été effectué entre deux limites en respectant autant que possible une distribution granulométrique unique;

- Il a été effectué sur une hauteur, la plus faible qui soit, permettant l'obtention d'une quantité suffisante du matériel ;

- Dans le cas où la granulométrie est homogène sur une épaisseur importante, un échantillon tous les 25 cm a été pris ;

- Un échantillon a été prélevé de deux côtés d'une surface de stratification à transition rapide ;

- Dans le cas des stratifications obliques, l'échantillonnage a été fait plutôt sur un feuillet ;

- Les stratifications obliques à feuillets épais ont été échantillonnées normalement à l'intérieur de chaque feuillet en respectant les coupures granulométriques ;

- Dans le cas où les intercalations péliteuses sont serrées, les sables entre les intercalations furent échantillonnés ;

- Les pélites sont souvent en lentilles, un échantillon a été prélevé latéralement tout de suite après leur interruption ;

- Les couches de pélites épaisses ont été échantillonnées systématiquement.

Voilà la démarche générale adoptée, cependant des cas particuliers nous ont obligé à des modifications qui seront exposées ultérieurement.

- Méthode d'analyse granulométrique.

1) Analyse granulométrique de la fraction supérieure à 37μ .

Le type d'analyse comprend trois étapes : désagrégation des grains, quartage et tamisage.

- Désagrégation.

La question de la désagrégation des matériaux rhétiens de l'Est du Bassin de Paris ne nous a pas pratiquement posé de problèmes car nous avons affaire dans la majorité des cas à un sédiment meuble. Il nous a donc paru suffisant de tremper chaque échantillon dans l'eau. Les grains de quartz et les graviers sont très vite séparés les uns des autres. Nous avons ajouté une faible quantité d'acide chlorhydrique (N/10) pour s'assurer de l'absence des carbonates et faciliter la libération des grains. Les échantillons à ciment carbonaté ont été désagrégés à l'acide chlorhydrique N/10 à chaud. La matière ferrugineuse a été éliminée à l'acide oxalique et celle organique à l'eau oxygénée (110 vol.). Pour plus de renseignements sur les méthodes de désagrégation, on consultera les ouvrages de STRAKHOV (1957) et de PARFENOFF et al. (1970).

L'échantillon est, ensuite, séché à l'étuve à 100°C. La bonne désagrégation n'a pas empêché quelques difficultés d'apparaître, surtout au moment du séchage. La plus importante de celles-ci était la teneur en fraction fine surtout dans les échantillons conglomératiques dont la désagrégation des particules n'était pas complète. En séchant, la fraction fine se comporte comme une sorte de matrice entre les grains les plus grossiers. Nous avons constaté que cette difficulté devient réelle si le pourcentage de la fraction fine ($< 37\mu$) dépasse 3 %. Pour cette raison, nous avons éliminé le cas échéant la fraction inférieure à 37μ en lavant l'échantillon sur un tamis à 37μ . Nous avons, ensuite, calculé son pourcentage par rapport au poids initial d'échantillon.

- Quartage.

Il a pour but de conserver autant que possible l'homogénéité essentielle de dépôt telle qu'elle se présente à l'affleurement. La granulométrie d'un échantillon peut-être homogène, hétérogène ou même très hétérogène. Pour un poids donné il faut qu'il représente, granulométriquement, tout à fait l'échantillon à partir duquel il est obtenu. Une méthode simple est employée ici sur les matériaux désagrégés, séchés et homogénéisés. Elle consiste à former un tas conique et à le diviser en quatre lots, l'opération est répétée jusqu'à l'obtention du poids désiré. La méthode a été utilisée de la façon suivante :

Nous avons pris quatre feuilles de papier, nous les avons imbriquées les unes dans les autres (Fig.1bis). Les quatre feuilles ont été couvertes au centre, par un cône en papier. L'échantillon est ensuite versé au centre du système à l'aide d'un entonnoir dont le diamètre dépend de la grosseur des grains présents dans l'échantillon. Nous avons pris les lots opposés et nous avons répété l'opération jusqu'à l'obtention du poids désiré. L'homogénéité de distribution des grains est ainsi assurée (1).

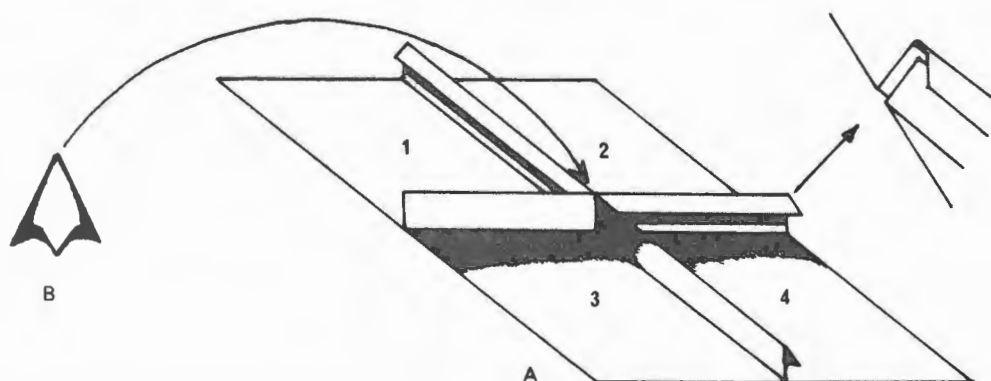


Figure 1bis-Dispositif du quartage : A - Quatre feuilles de papier imbriquées les unes dans les autres
B - Cône central

D'autres auteurs font le tas conique sur une seule feuille de papier et divisent ensuite le tas conique en quatre lots (PARFENOFF et al., 1970). J. LANG (1968) a utilisé une grande cuillère ; il a signalé que l'erreur de l'homogénéité et celle du prélèvement sont identiques entre la méthode du tas conique et celle de la grande cuillère. Nous avons utilisé la grande cuillère dans un seul cas ; celui des échantillons conglomératiques où l'homogénéité, surtout des gros éléments, est davantage une appréciation visuelle.

- Tamisage.

Le poids de l'échantillon à tamiser varie d'un échantillon à l'autre car il dépend de la grosseur des grains. Nous l'avons fixé pour les matériaux fins à 200 grammes (fractions sableuses) et entre 500 - 300 gr pour les matériaux grossiers contenant une quantité variable de graviers.

(1) Nous pensons que le quartage doit être fait par un seul manipulateur pour éliminer toute erreur personnelle, à notre avis importante.

La durée de tamisage est une question délicate car elle consiste à trouver un compromis entre le broyage et le tamisage (LANG, 1968). L. BERTHOIS et AUBERT (1950-1951), BERTHOIS (1950-1951), AMOUREUX (1960), LANG (1967) ont essayé de saisir ce compromis. Les durées suivantes sont retenues par BERTHOIS : 9 minutes pour les sédiments essentiellement calcaires : 12 minutes pour les sédiments calcaires et siliceux et 14 minutes pour les sédiments siliceux. Pour AMOUREUX, un tamisage de sable fin et coquillier pendant 10 minutes est suffisant et reflète nettement les caractères granulométriques. LANG a conclu qu'une durée de 11 minutes est suffisante.

Pour notre étude sur le "grès rhétien", le temps de tamisage a été fixé d'après l'expérience suivante : un lot de 200 grammes a été tamisé pendant 5 minutes, 10 minutes, 15 minutes et 20 minutes. Les courbes de fréquences simples sont tracées d'après une ouverture de maille ayant une progression géométrique de $\sqrt{2}$ (WENTWORTH) (Fig. 2). Nous constatons qu'après un tamisage de 5 minutes, la courbe granulométrique est en cloche parfaitement

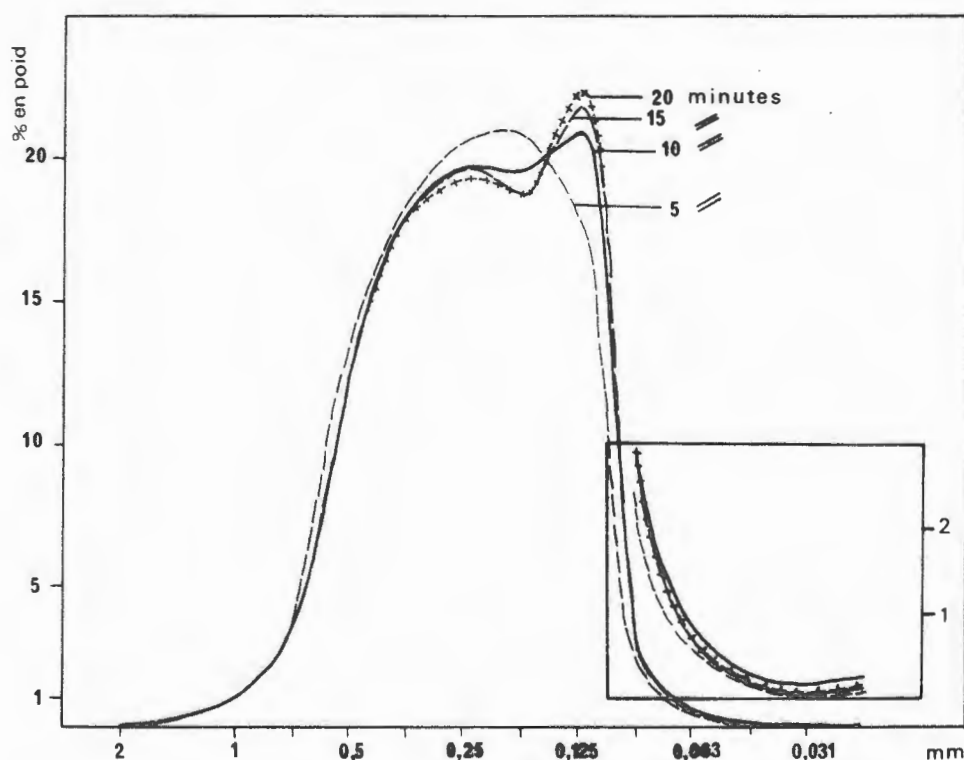


Figure 2 - Courbes de fréquence simple d'une expérience pour le choix de la durée de tamisage.

symétrique. Pour une durée de dix minutes elle devient bimodale. Le tamisage de 15 et de 20 minutes accentuent la bimodalité de la distribution. Nous avons coloré avant de tamiser à 15 minutes quelques grains des tamis supérieurs. Quelques fragments de ces grains colorés ont été trouvés dans les tamis inférieurs, mais leur fréquence était faible. Nous constatons aussi que les fractions supérieures à 350μ sont pratiquement constantes d'un tamisage à l'autre tandis que la grosse variation s'effectue entre 350μ et 88μ . Pour ce qui est de la fraction fine ($< 88\mu$), la courbe obtenue après un tamisage de 10 minutes est légèrement décalée des courbes obtenues après un tamisage de 15 et de 20 minutes, qui sont, elles, superposées. Une partie de cette fraction se trouve encore mélangée avec les autres fractions après tamisage de 5 minutes.

Le Rhétien de l'Est du Bassin de Paris est riche en débris osseux, quelle que soit la fraction granulométrique, surtout dans la région de Nancy. Pour les raisons citées plus haut et celle de la présence des dents de Poissons, nous avons fixé le temps du tamisage à un temps intermédiaire entre 10-15 minutes (12 minutes). Ce temps rejoint ceux indiqués plus haut par d'autres auteurs.

En raison de la capacité de la tamiseuse employée (FRISCH, type 3010) une partie de l'échantillon est deux fois tamisée. La première pour les particules supérieures à 177μ et la deuxième pour celles entre 177μ et 37μ ce qui a créé une source d'erreur supplémentaire, compte tenu que la fraction comprise entre 177 et 37μ était deux fois secouée.

2) Analyse microgranulométrique.

L'analyse microgranulométrique a été faite sur les argilites et les pélites et sur la partie inférieure à 37μ du faciès gréseux quand la teneur en celle-ci est élevée. Les argilites ont été directement analysées tandis que les pélites ont subi une opération d'extraction des particules $> 37\mu$ qui ont été ensuite tamisées. En fait, l'analyse microgranulométrique des pélites a comporté deux étapes : la première est celle indiquée plus haut ; la deuxième est l'analyse microgranulométrique directe sur l'échantillon (sans lavage). Le travail a été réalisé au Centre de Pédologie du C.N.R.S., à Nancy grâce aux bons soins de M. ROUILLER⁽¹⁾. Le découpage granulométrique a été fixé à 50μ , 20μ , 10μ et 2μ . La méthode employée est celle de la pipette

(1) que nous remercions.

de ROBINSON. Le protocole suivi a été le suivant :

Un échantillon de 20 grammes est désagrégé par l'action dispersante de l'hexamétaphosphate de sodium (20 ml) et de l'eau oxygénée (50 ml de H_2O_2 technique à 110 volumes. L'eau oxygénée est ajoutée après deux heures de forte agitation et son action est maintenue pendant une nuit. La sédimentation des particules est faite dans une allonge de 1 litre. Les prélèvements ont été effectués dans les conditions suivantes :

après 46 secondes, particules de 50 microns
après 4 minutes et 48 secondes, particules de 20 microns
après 19 minutes et 12 secondes, particules de 10 microns
après 8 heures, particules de 2 microns.

Les résultats sont présentés sous forme de courbes cumulatives. En fait, nos résultats ne manquent pas d'erreurs. Premièrement, quant il s'agit des pélites qui sont plus ou moins riches en sable, le pourcentage de la fraction sableuse est calculé d'après un découpage à 37μ tandis que le découpage microgranulométrique supérieur est à 50μ . Nous avons essayé de minimiser cette erreur en assimilant les particules entre $63-37\mu$ à celles entre $50-20\mu$. Dans la construction de la courbe granulométrique d'ensemble, les particules considérées sont celles $\geq 63\mu$ (tamisage) et celles $\leq 50\mu$ (pipette). Nous ne croyons pas que cette erreur influence beaucoup la forme de la courbe cumulative où le pourcentage des particules $< 63\mu$ et $> 44\mu$ ne dépasse pas 1 %. La deuxième erreur est celle de l'effet dispersant et floculant de l'hexamétaphosphate de sodium ; or l'étude de ROUILLER, BURTIN et SOUCHIER (1972) a montré que l'hexamétaphosphate n'est pas un dispersant parfait. Cet inconvénient se traduit par la difficulté d'apporter une quantité optimale d'hexamétaphosphate et d'apprécier, par ailleurs, le pourcentage d'argile dû à la fixation d'hexamétaphosphate sur les particules et l'imparfaite stabilité de suspension. Le prélèvement, lui aussi, (BERTHOIS, 1968) est une source d'erreurs car il provient d'une sphère dont le centre est l'ouverture de la pipette tandis que nous supposons que, théoriquement, le liquide provient d'une couche horizontale.

Malgré les inconvénients indiqués plus haut, la méthode à la pipette est de très bonne précision (plus précise que celle de MERIAUX, 1954), mais elle est longue. Tant que nous utilisons la même méthode avec les mêmes paramètres, les résultats obtenus sont très valables et comparables.

APERCU SUR L'ECHELLE GRANULOMETRIQUE UTILISEE.

Une échelle dimensionnelle est par définition une série d'intervalles de classes ayant une relation constante et précise les uns par rapport aux autres. (PETTIJOHN et al., 1972). Le choix de cet intervalle est différent suivant les auteurs. GRABAU (1913) et CORRENS (1935) ont utilisé une simple division. BOURCART (1941) a divisé les roches détritiques suivant les propriétés physiques des particules. WENTWORTH (1922) a proposé l'utilisation d'une échelle logarithmique en reprenant une ancienne classification d'UDDEN.

L'échelle logarithmique est l'échelle naturelle (PETTIJOHN et al., 1972) car une différence d'un millimètre entre les grains de sable est significative tandis qu'elle est sans importance entre les galets ($< -8\phi$). Cette distribution log-normale a été théoriquement prévue et pratiquement obtenue en écrasant ou en broyant des matériaux homogènes (KOLMOGROV, 1941)⁽¹⁾. KRUMBEIN (1934) a modifié l'échelle de WENTWORTH en utilisant une unité ϕ définie suivant la relation :

$$\phi = - \text{Log}_2 S$$

où S est égal à la taille des grains en millimètre. Le tableau 2 nous montre les différentes classes de WENTWORTH, leur correspondance en ϕ , et leur terminologie.

L'échelle de WENTWORTH est devenue, aujourd'hui internationale et son utilisation permet une meilleure corrélation avec la littérature actuelle. Nous l'avons utilisée dans notre étude, en nous servant d'une série de tamis ayant une progression géométrique de $\sqrt{2}$ en plus de tamis à 37 microns (Tableau 2).

COURBES UTILISEES

Toutes les valeurs statistiques utilisées pour l'interprétation des données granulométriques sont déduites des courbes cumulatives. Une courbe cumulative est faite de deux manières, ou bien en conservant les valeurs millimétriques, ou bien en les convertissant en unités ϕ . Un autre mode de représentation, est l'utilisation d'une ordonnée de probabilité comportant les valeurs du pourcentage cumulé (DOEGLAS, 1946) avec une abscisse arithmétique (Papier gaussien-arithmétique) sur laquelle on porte les unités de diamètres. Nous verrons que l'utilisation d'un tel procédé permet une meilleure compréhension des phénomènes de sédimentation, car une distribution homogène est représentée par une droite et l'inclinaison de cette droite dépend du degré de classement du sédiment.

(1) In PETTIJOHN et al. 1972, p. 72

| MILLIMETRES | UNITES ϕ | CLASSES DE WENTWORTH | CLASSES | CLASSIFICATION DE DOEGLAS (1968) | TAMIS EMPLOYES (mm) $\sqrt{2}$ | METHODES UTILISEES | |
|-------------|---------------|-----------------------|----------------|----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|---|
| 4096 | - 12 | | GRAVIER | | | TAMISAGE A SEC | |
| | - 11 | | | | | | |
| 1024 | - 10 | Blocs | | Blocs | | | |
| | - 9 | | | | | | |
| 256 | - 8 | | | | Galets grossiers | | |
| | - 7 | | | | Petits galets | | |
| 64 | - 6 | Galets | | | Graviers très grossiers | | |
| | - 5 | | | | Graviers grossiers | | |
| 16 | - 4 | Graviers | | | Graviers moyens | | |
| | - 3 | | | | Graviers fins | | 4 |
| 4 | - 2 | | | | | | |
| 3.36 | - 1.75 | | | | | | |
| 2,83 | - 1.50 | Granules | | Graviers très fins | 2.83 | | |
| 2.38 | - 1.25 | | | | | | |
| 2.00 | - 1.00 | | | | 2 | | |
| 1.68 | - 0.75 | sables très grossiers | SABLE | Sables très grossiers | | | |
| 1.41 | - 0.50 | sables très grossiers | | sables très grossiers | 1.41 | | |
| 1.19 | - 0.25 | | | | | | |
| 1.00 | 0.00 | | | | | 1 | |
| 0.84 | 0.25 | | | | | | |
| 0.71 | 0.50 | sables grossiers | | | sables grossiers | 0.710 | |
| 0.59 | 0.75 | | | | | | |
| 0.50 | 1.00 | | | | | 0.500 | |
| 0.42 | 1.25 | | | | | | |
| 0.35 | 1.50 | sables moyens | | | sables moyens | 0.350 | |
| 0.30 | 1.75 | | | | | | |
| 0.25 | 2.00 | | | | 0.250 | | |
| 0.210 | 2.25 | | | | | | |
| 0.177 | 2.50 | sables fins | | sables fins | 0.177 | | |
| 0.149 | 2.75 | | | | | | |
| 0.125 | 3.00 | | | | 0.125 | | |
| 0.105 | 3.25 | | | | | | |
| 0.088 | 3.50 | sables très fins | | sables très fins | 0.088 | | |
| 0.074 | 3.75 | | | | | | |
| 0.0625 | 4.00 | | | | 0.063 | | |
| 0.053 | 4.25 | | | | | | |
| 0.044 | 4.50 | silt grossier | SILT | silt très grossier | 0.044 | | |
| 0.037 | 4.75 | | | | | 0.037 | |
| 0.031 | 5.00 | | | | | | |
| 0.0156 | 6.00 | silt moyen | | | silt grossier | | |
| 0.0078 | 7.00 | silt fin | | silt moyen | | | |
| 0.0039 | 8.00 | silt très fin | | silt fin | | | |
| 0.0020 | 9.00 | | | silt très fin | | | |
| 0.00098 | 10.00 | Argile | ARGILE | | | PIPETTE | |
| 0.00049 | 11.00 | | | | | | |
| 0.00024 | 12.00 | | | | | | |
| 0.00012 | 13.00 | | | | | | |
| 0.00006 | 14.00 | | | | | | |
| | | | | | | | |

TABLEAU 2 - Phases granulométriques et leur terminologie
(modifié d'après PETTIJOHN et al, 1972).

PARAMETRES STATISTIQUES

Beaucoup de formules ont été proposées par différents auteurs pour calculer les différents paramètres statistiques de la distribution granulométrique d'un sédiment en allant des plus simples jusqu'à celles utilisant la courbe intégrale de la distribution granulométrique (Méthode des moments).

Pour notre étude, nous allons nous intéresser seulement aux formules servant à l'établissement des diagrammes de discrimination entre environnements comme elles sont données par les auteurs. Pour plus d'information nous renvoyons le lecteur à l'article de FOLK (1966).

Médiane (Md) :

MOIOLA et al. (1968) ont utilisé la formule de FOLK et WARD (1957) dans leur étude de discrimination entre environnements. Cette formule est la suivante :

$$Md = (16\phi + 50\phi + 84\phi)/3$$

D'après Mc CAMMON (1962), cette mesure présente une approximation de 88 % par rapport à celle calculée par la méthode des moments.

Classement (Sorting : S_0), déviation standard (σ)

Nous avons affaire, pour notre étude, à deux paramètres de classement :

- 1) Le paramètre simple de classement (S_0) (FRIEDMAN, 1967).

$$S_0 = (95\phi - 5\phi)/2$$

- 2) La déviation standard (FOLK et WARD, 1957)

$$= (84\phi - 16\phi)/4 + (95\phi - 5\phi)/6,6$$

Ce dernier présente une approximation de 79 % par rapport à celui du moment. Son utilisation discriminatoire entre environnement est effective (FRIEDMAN, 1967 ; MOIOLA et al., 1968). Le premier paramètre est du point de vue discrimination entre environnements, parfaitement corrélé avec le deuxième. La mesure de FOLK et WARD (1957) a montré une corrélation très étroite avec la déviation standard de moment (FRIEDMAN 1962).

FOLK et WARD (1957), FRIEDMAN (1962) ont proposé les échelles suivantes de classement (tableau 3).

| TERMES DE CLASSEMENT | FOLK et WARD (1957) | FRIEDMAN (1962) |
|-------------------------|---------------------|-----------------|
| Très bien classé | | |
| | -----0.35----- | -----0.35----- |
| Bien classé | | |
| | -----0.50----- | -----0.50----- |
| Moyennement bien classé | | |
| | -----0.71----- | -----0.80----- |
| Moyennement classé | | |
| | -----1.00----- | -----1.40----- |
| Mal classé | | |
| | -----2.00----- | -----2.00----- |
| Très mal classé | | |
| | -----4.00----- | -----2.60----- |
| Extrêmement mal classé | | |

TABLEAU 3 - Echelles de classement

Nous constatons que les deux échelles ont des valeurs voisines surtout pour les termes de meilleur classement. L'échelle de FOLK et WARD est géométrique avec une raison de 2 entre les classes majeures, subdivisées en $\sqrt{2}$ pour les termes de meilleur classement. L'échelle de FRIEDMAN est en partie arithmétique avec une différence de 0,60 pour les termes de mauvais classement.

Généralement, les sables fins sont mieux classés que les sables plus grossiers ou plus fins qui sont de mauvais classement.

Asymétrie (SK)

Deux paramètres sont calculés :

- 1) Le paramètre simple d'asymétrie (FRIEDMAN, 1967)

$$SK_s = (95 \phi + 5 \phi) - 2 (50 \phi)$$

- 2) Le paramètre de FOLK et WARD (1957)

$$SK = \frac{84 \phi + 16 \phi - 2 (50 \phi)}{2 (84 \phi - 16 \phi)} + \frac{95 \phi + 5 \phi - 2 (50 \phi)}{2 (95 \phi - 5 \phi)}$$

Le deuxième paramètre est une combinaison entre le premier paramètre d'INMAN (1952) avec un paramètre analogue pour les deux extrémités de la distribution granulométrique.

Comme pour le paramètre d'INMAN une courbe symétrique a une asymétrie égale à zéro. L'asymétrie varie entre +1,00 (extrémité fine) et -1,00 (extrémité grossière). Les sédiments naturels avec une asymétrie dépassant $\pm 0,80$ sont rares.

Acuité (K)

Un seul paramètre est retenu ; celui de FOLK et WARD (1957) car il entre en combinaison avec d'autres paramètres (MOIOLA et al., 1968).

$$K = \frac{95 \phi - 5 \phi}{2,44 (75 \phi - 25 \phi)}$$

L'acuité donne le rapport entre l'étendue de la partie centrale et l'étendue des extrémités de la distribution granulométrique ; les courbes normales ont une acuité égale à 1 parce que l'étendue $5\phi - 95\phi$ est 2,44 fois l'étendue $25\phi - 75\phi$. Quand la valeur de K est aussi basse que 0,6, la distribution est platykurtique tandis qu'elle est leptokurtique quand la valeur de K est de 1,5 ou plus.

- Méthode pour caractériser les environnements sédimentaires par la granulométrie de leurs dépôts :

Plusieurs méthodes sont utilisées pour connaître les environnements sédimentaires dans lesquels le Rhétien s'est déposé. Elles consistent à utiliser différents modes de représentation des paramètres granulométriques. Nous avons dans ce but, entrepris un travail d'analyse granulométrique massif à travers tout l'Est du Bassin de Paris.

L'échantillonnage a été dense et quelque 400 échantillons sont analysés. Nous croyons que, pour pouvoir obtenir une corrélation valable avec les données sur les sédimentations actuelles, il faut que la fréquence des données caractérisant un environnement soit élevée. En fait, la comparaison des données sur le Rhétien avec celles obtenues sur les formations actuelles va être à la base de notre raisonnement sur le milieu de sédimentation. Une analyse granulométrique précise permet une meilleure corrélation avec les données actuelles et une meilleure compréhension des caractéristiques granulométriques d'un environnement donné ; beaucoup de méthodes utilisent en effet, dans leur raisonnement, les deux extrémités de la distribution granulométrique (DOEGLAS 1946; PASSEGA, 1957; FRIEDMAN, 1967) et, suivant la méthode employée, les paramètres statistiques sont calculés à partir de l'intégralité de la courbe cumulative qui est à la base de toutes les méthodes employées. En outre la

méthode d'analyse séquentielle que nous avons employée demande une grande précision d'analyse.

Les méthodes seront exposées ci-après tout en essayant de montrer leurs caractéristiques et leur champ d'application.

Différenciation granulométrique et environnement : DOEGLAS, 1946 :

Un papier de probabilité arithmétique est divisé de telle manière que si les observations (dans notre cas la distribution granulométrique) sont normalement distribués, les pourcentages de fréquence cumulative relative sont représentés par une ligne droite (KOCH et LINK, 1970). Cette méthode de représentation a été utilisée par DOEGLAS pour analyser ses résultats obtenus sur une balance de sédimentation à partir d'échantillons dont le diamètre des grains s'étale entre 500 et 50 μ .

Un tel procédé permet d'analyser le stock sédimentaire et d'étudier minutieusement le cas des mélanges entre matériaux d'une part et, d'autre part, d'étudier le processus du transport, de la différenciation des matériaux au cours du transport et de la sédimentation. DOEGLAS a mis en outre l'accent sur les deux extrémités de la distribution granulométrique, car ce sont les deux fractions les plus susceptibles d'être différenciées par un régime hydrodynamique quelconque.

- Cas de mélanges :

Quand une distribution granulométrique est un mélange entre plusieurs distributions granulométriques, l'emploi d'un papier de probabilité arithmétique peut renseigner sur l'état de ce mélange. Quand les différentes distributions sont normales (symétriques), elles sont représentées par des lignes droites s'incurvant vers le domaine du mélange. Toutefois, une difficulté d'interprétation apparaît si la distribution est légèrement asymétrique. Le cas de deux distributions est relativement facile à analyser tandis qu'il devient compliqué quand il s'agit de plusieurs distributions. Le mélange peut être le résultat d'un échantillonnage de deux couches, chacune ayant une distribution symétrique. Un échantillonnage ponctuel permet, s'il tient compte des surfaces de stratification entre les différentes distributions granulométriques, d'avoir une distribution homogène.

- Différenciation et environnement :

Les matériaux détritiques sont transportés par roulement, par sal-tation et en suspension. Ils se déposent au fur et à mesure que la capacité

du courant décroît, dans le sens grossiers - fins. La forme de la courbe cumulative donne une idée sur le milieu des dépôts examinés, et la manière suivant laquelle les matériaux se sont différenciés. D'une autre façon la distribution granulométrique donne une indication sur la vitesse du courant durant le dépôt. Dans l'étude de la différenciation des matériaux il convient de s'intéresser surtout à l'état des deux extrémités de la distribution granulométrique car, comme il a été signalé plus haut, ce sont les plus sensibles aux variations d'énergie au moment du transport et du dépôt. Pour une telle étude, il est nécessaire de connaître la composition des matériaux originaux.

Trois types de différenciations se dégagent de l'étude de DOEGLAS ; R, S et T. Ils sont indépendants des diamètres et du pourcentage, de la moyenne et des quartiles. Ils sont caractérisés par un diamètre minimum (1ère percentile), maximum (99 %) et les diamètres auxquels la courbe s'incurve.

Type R :
.....

C'est une distribution caractérisée par la présence des particules grossières (sable grossier - particules >2 mm) et l'absence des particules fines. Les particules fines sont lessivées à cause de la forte capacité du courant ou sont tout simplement absentes parce que non disponibles dans le dépôt origine .

Ce type caractérise un faciès de très forte énergie et un dépôt dû à une chute soudaine d'énergie.

Type S :
.....

Les particules de moins en moins grossières se déposent continuellement à cause de la diminution continue de la vitesse du courant. A cause de cette diminution, le diamètre maximum des particules en suspension diminue, les particules de plus en plus fines commencent ensuite à se déposer et à se mélanger avec les autres, causant une diminution du diamètre minimum du dépôt.

Ce type caractérise le faciès à décroissance d'énergie.

Type T :
.....

Quand la vitesse du courant tend vers zéro, les particules fines en suspension se déposent et leur pourcentage augmente au fur et à mesure que la vitesse du courant devient de plus en plus faible.

Ce type caractérise l'environnement très calme et abrité.

Types mixtes :
.....

La vitesse du courant varie suivant les conditions du milieu. Par conséquent un environnement peut être représenté par un mélange des types signalés plus haut (R + S, S + T, R + S + T) (voir DOEGLAS 1946, p. 33).

COMMENTAIRE :

Cette méthode de représentation a le grand intérêt de pouvoir permettre une analyse différentielle des matériaux détritiques et par la suite d'avoir une idée sur les variations du régime hydrodynamique, soit verticalement dans la séquence, soit latéralement dans le bassin. C'est une méthode d'auscultation d'un sédiment qui peut être très bien appliquée aux sédiments anciens mais il faut, pour arriver à des interprétations valables, que nous connaissions très bien le stock sédimentaire disponible. Ceci ne peut être connu qu'à la faveur de nombreuses analyses granulométriques, soit sur une coupe, soit latéralement dans le bassin. Ainsi le cas extrême de la différenciation peut être connu et des courbes théoriques peuvent être établies. Cette méthode ne permet pas une connaissance précise de l'environnement car un type de distribution représente dans la majorité des cas plusieurs environnements possibles soumis aux mêmes conditions hydrodynamiques. D'autres méthodes sont plus discriminantes dans ce domaine (FRIEDMAN, 1967 ; DOEGLAS, 1968 ; MOIOLA et al., 1968).

Le cas de mélanges doit être interprété avec précaution, car quelles que soient les précautions prises pour que l'échantillonnage soit représentatif, une erreur est automatiquement introduite à cause de l'impossibilité d'un échantillonnage ponctuel. En plus, dans les séries anciennes un enrichissement en particules fines par infiltration est toujours possible de même qu'un lessivage.

L'utilisation d'un papier de probabilité est contestée par beaucoup d'auteurs car la distribution granulométrique est logarithmique et non pas normale. D'après DOEGLAS, les variations obtenues sur un papier de probabilité logarithmique ne sont pas réelles car elles sont plutôt dues à la méthode de représentation. Puisque l'on s'intéresse dans le raisonnement tenu aux extrémités de la distribution granulométrique, un papier de probabilité arithmétique rend mieux compte de ces variations (HONER, 1947). Finalement le choix de l'échelle est important car les courbes résultant ne doivent être ni trop pentues, ni trop horizontales.

- Diagramme CM : PASSEGA 1957 :

Pour connaître l'agent de dépôt, PASSEGA (1957) a construit un diagramme utilisant deux variables ; C le premier percentile ou diamètre correspondant au pourcent le plus grossier du sédiment, qui est une valeur approchée du grain maximal, et M la "médiane". Les deux valeurs sont prises sur la courbe cumulative. Pour PASSEGA, la fraction grossière est plus représentative de l'agent de dépôt que la fraction fine, parce qu'elle mesure l'aptitude du courant au transport. Dans le cas où elle n'est pas disponible, le diamètre maximum d'une distribution indique la limite inférieure de la compétence.

Un diagramme CM est dressé sur un papier bilogarithmique. Les diamètres sont donnés en microns. Les points représentant sur un diagramme, des échantillons définissent une aire caractéristique de l'agent de dépôt. Les points sont situés à gauche de la ligne $C = M$; ils sont plus ou moins proches d'elle. Les points situés sur cette ligne représentent des échantillons pour lesquels la médiane est égale à C, dans ce cas la moitié grossière de l'échantillon est formée de grains de diamètre identique tandis que la moitié fine est formée des grains de différents diamètres. La ligne $C = M$ représente les échantillons de très bon classement ; celui-ci devient de moins en moins bon lorsqu'on s'éloigne d'elle. La fraction fine est représentée par le pourcentage des particules $<125\mu$. Il se figure à côté du point représentant l'échantillon.

Spectre CM, caractéristiques, environnements :

Différents segments sont reconnus sur un diagramme CM d'un dépôt de courant tractif. Le nom de courant tractif est donné aux courants qui ont la capacité de transporter les particules par traction, parmi eux les courants de rivières et certains courants marins. De nombreux courants circulants dans la mer ne sont en effet pas tractifs comme les courants de turbidité et ceux qui ne suivent pas le fond. Les courants tractifs qui suivent le fond marin, se différencient des courants de rivière par la relation entre la vitesse du courant et la topographie du fond marin. Les courants de turbidité se traduisent sur le diagramme par une aire bien distincte de celle des courants tractifs. Les matériaux de plage et d'environnement calme ont aussi une localisation propre.

Les spectres complets des courants tractifs et de la sédimentation de plage sont représentés comme suit : (Fig. 3).

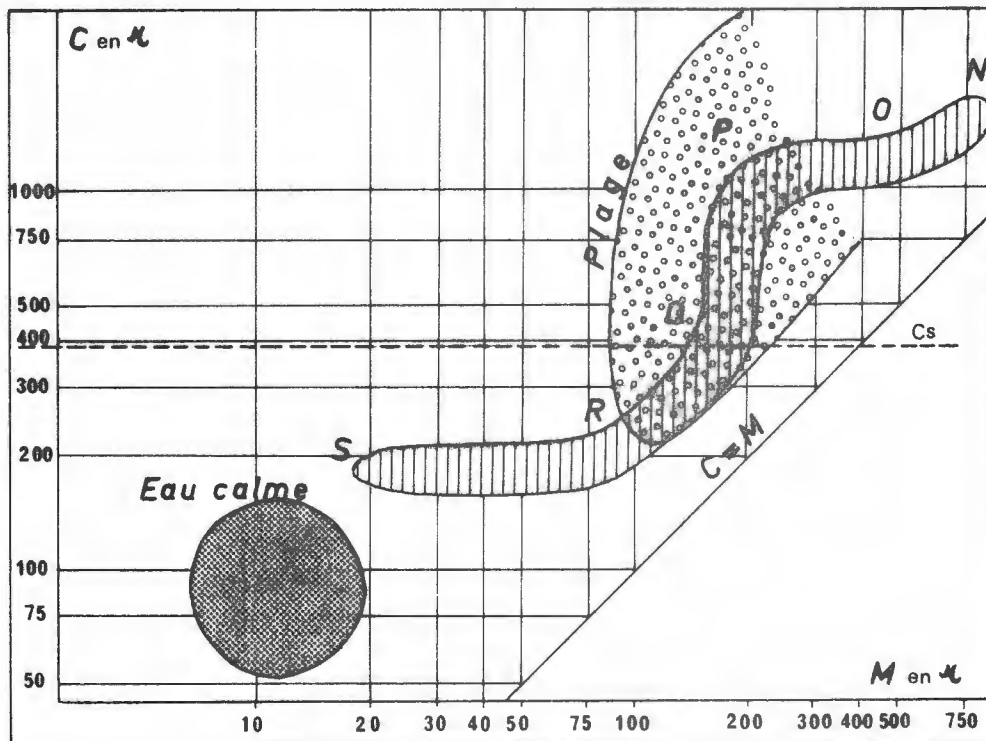


Figure 3 - Spectre C - M d'un dépôt de courant tractif, d'un dépôt de plage et d'un dépôt d'eau calme.

Spectre des courants tractifs :

 Segment PQ :

.....
 Il représente essentiellement les matériaux grossiers. Les variations de C sont larges tandis que celles de M sont étroites. Son angle avec l'axe des ordonnées est faible ; dans sa partie supérieure les points sont dispersés. La valeur maximale de C est une mesure de la compétence du courant tandis que la valeur minimale est une indication de la turbulence maximale du courant. Cette valeur est le diamètre du grain maximale transporté en suspension après que, par ralentissement du courant, tout roulement a cessé. Quand la proportion des grains roulés augmente le segment à partir de P devient horizontal et parallèle à l'axe des abscisses ; c'est le segment PO.

Segment QR :

.....
 Il est parallèle à la ligne C = M ; C est proportionnel à M. Une caractéristique importante de cette partie résulte de l'effet de double

classement, car le transport en suspension impose une limite supérieure nette de C tandis que la sédimentation dépose les grains les plus grossiers. Les sédiments, dans cette partie, sont bien classés, transportés sur le fond en suspension dégradée dont les particules deviennent plus fines de bas en haut.

Quand le segment QR est très court, le spectre C-M prend une forme en L, ceci indique que la turbulence au voisinage du fond est relativement basse et que les particules transportées par traction sont légèrement plus grossières que celles chassées plus haut au dessus du fond. Ces conditions se manifestent dans les régions marines de profondeur modérée de plate-forme continentale. Dans les régions marines d'eau peu profonde, le segment QR est assez long car la turbulence du courant au voisinage du fond est relativement élevée et les particules en suspension sont considérablement plus grossières que celles chassées plus haut dans le courant. Une telle turbulence est due au frottement avec des hauts-fonds. Ce courant peut créer des chenaux dans lesquels la vitesse des courants est élevée et les particules les plus grossières sont transportées. Ce type de spectre caractérise les sédiments des anciennes plate-formes continentales peu profondes.

Segment RS :

Il représente les sédiments les plus fins de la région de basse énergie. C'est une suspension non dégradée presque uniforme au dessus du fond.

Spectre dû à la sédimentation de plage :

Les sédiments de plage sont caractérisés par leur propreté. Le spectre C-M est large et long. Les points sont dispersés dans la partie grossière et concentrés dans la partie fine. La distribution des particules fines est fonction de l'action des vagues. Il y a, pour chaque plage une limite inférieure bien définie pour le diamètre des particules formant un large pourcentage des échantillons. Cependant, une grande partie des sédiments de plage est formée de particules approchant cette limite. Par conséquent, la médiane du spectre de plage possède une valeur minimum bien définie autour de laquelle un bon nombre des points est concentré. C'est généralement une région de bon classement quand le spectre est proche de la limite C=M. Le diamètre de la particule la plus grossière dépend des disponibilités sur la plage étudiée.

| Environnements | Spectre C-M |
|--|--|
| Rivières, gouttières d'érosion côtières Plate-forme continentale | Spectre complet ou partiel d'un courant tractif. Dans le cas des gouttières d'érosion côtières et de la plate-forme continentale, le segment PQ est très long tandis que le segment QR est très court ou absent, le segment RS est parfois absent. |
| Plage | Spectre long et large, évasé du côté grossier où les points sont dispersés, étroit du côté fin où les points sont concentrés à côté de la médiane minimum. |
| Estran à marée | Segment RS seulement d'un spectre du courant tractif. |
| Eau calme | Aire ronde loin de la ligne C=M dans laquelle les points sont dispersés et jamais alignés. |
| Turbidite | Spectre long et rectiligne parallèle à la ligne C = M. L'éloignement de la ligne C=M est lié à la quantité des particules fines en suspension. Ceci est traduit par deux types de spectres dont le pourcentage en matériaux grossiers est différent. Exceptionnellement, on peut avoir du côté grossier quelques points d'un spectre du courant tractif, cela veut dire que le transport par le courant de turbidité était court ou que le courant était érosif. |

Tableau 4 - Discrimination environnementale du spectre C-M.

COMMENTAIRE :

Le diagramme CM est essentiellement conçu pour caractériser le mode et l'agent responsable du transport des matériaux détritiques ; courant tractif, eau calme, turbidité. Les modes de transport et de sédimentation caractérisent des environnements. Un mode de transport peut caractériser un seul ou plusieurs environnements. Si l'on en croit les diagrammes obtenus

sur plusieurs environnements actuels, parmi les différents environnements caractérisés par un mode de transport déterminé, l'environnement représentant le dépôt peut-être dégagé. La discrimination entre les environnements suivants est, par exemple, fort possible : Plage, eau calme, Turbidite, Rivières et gouttière d'érosion côtière (tableau 4).

Dans cette étude, PASSEGA ne s'intéresse qu'à la fraction grossière du sédiment (1 %) ; elle représente mieux l'agent de dépôt et elle est mesurée avec exactitude. Pourtant des études antérieures (DOEGLAS, 1946) et postérieures (FRIEDMAN, 1967) ont montré que la fraction fine est le meilleur représentant de l'environnement et de l'agent de dépôt. En fait, les études actuelles ont montré que la distribution granulométrique tout entière doit être prise en considération et surtout ses parties grossière et fine .

La mise en relief du rôle de la topographie dans la distribution des courants du fond marins est un facteur important pour l'interprétation exacte du diagramme.

PASSEGA (1960) a montré la possibilité de l'utilisation bathymétrique de son diagramme (Ligne C₅).

Méthodes texturales ; Paramètres statistiques et environnements :

1) Discrimination entre sable de plage et sable de rivière. (FRIEDMAN, 1967)

C'est une méthode faite essentiellement pour la discrimination entre sable de rivière et sable de plage. Elle est basée sur la compréhension profonde des phénomènes de sédimentation dans les deux environnements et la possibilité d'utiliser des paramètres texturaux reflétant la différence des caractéristiques granulométriques de ces deux environnements.

FRIEDMAN a analysé, dans le but de trouver un modèle physique reliant la granulométrie à l'environnement, plus de trois cent échantillons provenant de plages et de rivières actuelles. Les échantillons de plage ont été choisis dans la zone de déferlement des vagues sur différentes plages actuelles dans le monde tandis que les échantillons de rivière ont été choisis dans 44 rivières actuelles aux Etats-Unis à différents endroits de leur profil. Minéralogiquement, les échantillons de plage présentent une certaine variété (cf. FRIEDMAN 1967, p. 328) tandis que ceux de rivière sont essentiellement quartzeux. Au laboratoire, chaque échantillon a été tamisé sur une série de tamis ayant une progression géométrique de $\sqrt{2}$ ($1 \quad 4 \phi$). Dix paramètres texturaux ont été calculés pour chaque échantillon ; 4 d'entre eux utilisant la méthode des moments ;

3 utilisant les formules de FOLK et WARD (1957) ; 2 utilisant des formules simples (Sos, SKs) et le dernier utilisant le mode au lieu de la médiane pour calculer l'asymétrie simple (SKs).

FRIEDMAN a parfaitement compris le jeu de la fraction inférieure à 63μ et celle du premier percentile dans la distinction entre sable de rivière et sable de plage ; or la présence ou l'absence de la fraction $< 63\mu$ est la principale distinction entre les deux environnements. Ces deux variables entrent dans six combinaisons de la représentation des résultats. Les résultats sont groupés dans dix neuf combinaisons entre paramètres statistiques. La fraction $< 63\mu$ a été traitée deux fois ; une comme faisant 4.25ϕ et l'autre comme 6ϕ (Méthode des moments).

Résultats:

Nous allons seulement discuter quelques combinaisons qui nous ont paru, d'une part, spécialement sélectives entre les deux environnements et d'autre part, aptes aux corrélations avec les autres combinaisons.

1) Premier percentile (C) - Pourcentage inférieur à 63 microns :

Ces deux fractions ont une grande importance car elles reflètent le processus du transport et de la sédimentation dans chaque environnement. Dans la zone de déferlement des vagues, c'est un mouvement continu de balayage oscillatoire mettant les particules fines en suspension et laissant les particules grossières en "pavage" (lag deposit). Dans les rivières, le transport est unidirectionnel et la quantité fine en suspension voyage parallèlement avec celle transportée par roulement ou glissement. Les particules fines sont ensuite piégées entre les particules grossières en se déposant avec elles quand le courant s'affaiblit. Les études ont montré que la compétence des rivières pendant le stade de déclin est bien moindre que celle des plages. De ce fait le sable de rivière contient trois populations :

- 1) Particules déposées par roulement ou par glissement
- 2) Particules déposées par saltation
- 3) Particules déposées à partir de suspensions.

Le sable de plage est déposé seulement par saltation.

BAGNOLD (1966), dans son analyse des sédiments en suspension dans les rivières, a montré que la teneur en éléments de la fraction $< 63\mu$ dépasse 40 %. INGLE (1966) a également montré que les particules $< 150\mu$ sont absentes ou enlevées des sables de plage le long des côtes et que la majorité des particules $< 140\mu$ sont probablement en suspension dans toutes les catégories de vagues. Cette différence entre sable de plage et sable de rivière se traduit

sur le diagramme par deux zones différentes. Les points représentant le sable de plage sont extrêmement concentrés dans une aire longeant l'axe C et donc le pourcentage des particules inférieures à 63μ ne dépasse pas 0,2 %, tandis que les points représentant le sable de rivière sont dispersés surtout dans la partie négative du diagramme.

2) Paramètre d'asymétrie simple (SKs) - Paramètre de classement simple (SOs). :

Nous avons choisi ces deux paramètres parce qu'ils sont à calcul simple et montrent une parfaite corrélation avec l'environnement d'une part, et avec les autres paramètres d'autre part. Le sable de plage est très bien classé, son asymétrie est négative à légèrement positive. Le sable de rivière est de mauvais classement positivement asymétrique.

COMMENTAIRE :

A notre avis, cette méthode de distinction entre le sable de rivière et de plage a un double intérêt ; le premier est pratique, car elle montre que l'utilisation des paramètres à calcul simple peut se substituer à ceux à calcul plus compliqué parce qu'ils sont corrélés avec eux (la mesure simple SKs est corrélée avec celle de la déviation moyenne cubique ($\propto 3\sigma^3$) (Méthode des moments). Le deuxième est cette corrélation étroite entre paramètres texturaux et environnements respectifs reposant sur la parfaite compréhension des processus de transport et de sédimentation des matériaux dans les environnements.

2) Discrimination entre sable de plage, de rivière, de dunes côtières et de dunes continentales. (MOIOLA et al, 1968).

Cette méthode utilisant les paramètres texturaux avait deux buts : le premier était de revoir les conclusions obtenues par d'autres auteurs utilisant le même procédé et le second était de tester la sensibilité environnementale de ces paramètres. Une analyse de cent vingt échantillons de quatre environnements actuels provenant de différents endroits (Etat-Unis, Afrique et Asie) a été entreprise. Les environnements testés étaient : plage, dunes côtières, dunes continentales et rivière. La prise d'échantillon a été de 100 gr et le tamisage a duré 20 minutes. Les paramètres suivants sont calculés en considérant la progression géométrique des tamis, comme $1/4 \phi$, $1/2 \phi$ et 1ϕ : Médiane - Déviation standard - Asymétrie (SK) et Acuité. Les formules de calcul employées sont celles de FOLK et WARD (1957) (cf : Paramètres statistiques). Les résultats sont groupés en diagrammes présentant chacun une combinaison de paramètres calculés suivant une progression en ϕ donnée.

- Sensibilité environnementale des paramètres texturaux (tableau 5)

1) Sables de plage et sable des dunes côtières :
.....

Il est très difficile de différencier les sables de plage de ceux des dunes côtières quelle que soit la combinaison des paramètres et la progression en ϕ . Cette constatation va à l'inverse des résultats obtenus par MASON et FOLK (1958) avec la combinaison Asymétrie-Acuité.

2) Sables de plage et sables de dunes continentales :
.....

L'étude de MOIOLA et al. a montré que la combinaison Médiane-Asymétrie est la plus sélective pour différencier les sables de plage de ceux des dunes continentales quelle que soit la progression en ϕ . Ces résultats concordent avec ceux donnés par FRIEDMAN (1961). La combinaison Asymétrie-Acuité peut être aussi utilisée en progression d'1/4 de ϕ .

3) Sables de dunes côtières et sables de dunes continentales :
.....

Il est possible de les différencier en utilisant la combinaison Médiane-Asymétrie quelle que soit la progression en ϕ . La combinaison Asymétrie-Acuité est quelque fois efficace.

4) Sables de rivières et sables de dunes continentales :
.....

Les paramètres ne semblent pas être effectifs pour différencier ces deux environnements. Quelques résultats encourageants sont obtenus en progression d'un quart de ϕ , mais une limite nette entre les deux types de dépôt ne s'est pas dégagée. FRIEDMAN (1961), en utilisant la combinaison Médiane-Déviatation standard, a obtenu trois domaines ; rivière, dune et un domaine mixte rivière-dune. Les résultats de MOIOLA et al., sont situés dans les domaines donnés par FRIEDMAN, surtout en ce qui concerne les rivières.

5) Sables de rivière et sables de plage:
.....

La combinaison la plus sélective est : Médiane-Déviatation standard. Pour FRIEDMAN (1961-1967) ce serait Asymétrie-Déviatation standard. Suivant MOIOLA et al., la combinaison Asymétrie-Acuité est la moins bonne.

6) Sables de rivière et sables de dunes côtières :
.....

Une différenciation est possible en utilisant la combinaison Médiane-Déviatation standard. La combinaison Asymétrie-Acuité donne des mauvais résultats.

| Environnements Paramètres texturaux | Plages-Dunes côtières | Plage-Dunes continentales | Dunes côtières- Dunes continen- tales | Rivière-Dunes continentales | Rivière- Plage | Rivière- Dunes côtières |
|---|--------------------------|------------------------------|---|--------------------------------|---------------------|-------------------------------|
| Md ϕ - σ | - | | | + | ++ (++) <+++> | ++ (++) <+++> |
| SK - σ | - | | | - | + (+) <+> | |
| SK - K | - | ++ (-) | ++ (-) | - | - | - |
| SK - Md ϕ | - | ++ (++) <+> | ++ (++) <+> | | | |

Md : Médiane
 σ : Déviation
standard
SK : Asymétrie
K : Acuité

Tableau 5 - Différenciation entre environnements d'après l'utilisation des paramètres texturaux et les données de MOIOLA et al.(1968) sur les environnements actuels.

++ Très bonne différenciation, + Bonne différenciation, - mauvaise différenciation.

() valeurs données d'après une progression de 1/4 ϕ

< > Valeurs données d'après une progression de 1 ϕ .

COMMENTAIRE.:

C'est une méthode longue par son calcul fastidieux car il faut estimer, pour chaque échantillon, quatre valeurs pour obtenir les différents paramètres texturaux servant à l'estimation environnementale ; mais elle a le mérite d'être précise et positivement discriminatoire.

La discrimination entre environnement semble être hautement positive quand il s'agit de deux environnements complètement différents, (plage-rivière, plage - dune continentale.... etc) tandis qu'elle est négative entre les domaines de même environnements (plage - dune côtière, dune continentale-rivière). La discrimination entre sable de rivière et sable de dune continentale semble toutefois possible (FRIEDMAN 1961).

La médiane est à la base de toute différenciation ; or elle forme avec la déviation standard une combinaison servant à différencier entre environnements complètement différents (plage-rivière, rivière d'une côtière) tandis qu'elle forme avec l'asymétrie (SK) une combinaison permettant la différenciation entre plage - dunes continentales, dunes côtières et dune continentale.

D'autre part, c'est une méthode indirecte pour confirmer la valabilité de l'échelle de tamis couramment employés ($\sqrt{2}$), car les résultats obtenus sur cette échelle sont plus discriminatoires que ceux d'autres échelles ($1/2 \phi$, 1ϕ).

- Les indices Q1 Md Q3, 99 % C de DOEGLAS : Classification et

environnement : DOEGLAS (1968).

Cette méthode consiste à exprimer les valeurs des indices en unités de ϕ de KRUMBEIN pour d'une part classer les sables et d'autre part connaître leurs environnements respectifs. Les indices Q1 (25 %), Md (50 %) et Q3 (75 %) sont tirés directement de la courbe cumulative. Pour plus de précision concernant la connaissance de l'environnement sédimentaire, DOEGLAS s'est servi de deux autres indices représentant les deux extrémités de la distribution granulométrique, 1 % (premier pourcentile) et 99 %.

- Classification :

Cette classification consiste à présenter dans un diagramme les valeurs Q1, Md et Q3 d'un dépôt donné. La valeur de Md (Médiane) est portée sur la diagonale tandis que celles de Q1 et Q3 entourent verticalement la médiane (Figure 4). La valeur de Q1 (premier quartile) se trouve au dessus

de Md et celle de Q3 (troisième quartile) au dessous de Md. Le diagramme est divisé en unités ϕ correspondant chacune à une phase granulométrique (cf. tableau 2).

Un tel diagramme ne montre pas seulement la distribution granulométrique des indices Q1-Md-Q3 mais visualise aussi la déviation des quartiles : $1/2 (Q3-Q1)$ et l'asymétrie SK : $(Q3-Md) = (Md-Q1)$. Quand la valeur de Q3 est supérieure à 9ϕ , elle est portée sur la ligne basale de diagramme (Figure 4). Les valeurs des indices sont réelles sur le diagramme tandis qu'elles sont arrondies pour nommer une phase granulométrique. Les valeurs positives sont arrondies aux valeurs positives supérieures et celles négatives aux valeurs négatives algébriques inférieures. Un changement de la valeur de ϕ de 2 à 3 est, dans beaucoup de cas, un changement de 1,8 à 2,1 (DOEGLAS 1973, communication personnelle). Pour les valeurs négatives arrondies on ajoute le signe (-) au dessus du chiffre (par exemple $\bar{1}22$). Cette classification a les avantages suivants :

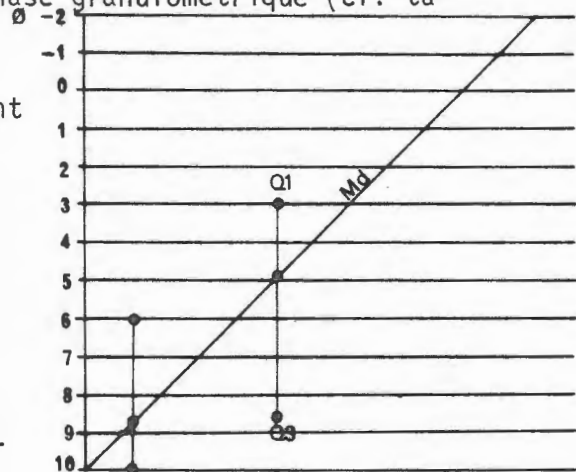


Figure 4 - Schéma montrant l'emplacement des indices Q1-Md-Q3

- La classification est plus continue que celle utilisant les diagrammes triangulaires ou rectangulaires. Une série d'indices devient continuellement plus fine en ayant par exemple les indices ; 222, 223 ; 233 et 234. Cette continuité nous a conduit à utiliser ces indices pour les analyses séquentielles, ce qui a permis de suivre de façon plus précise les variations enregistrées dans le Rhétien (cf: Méthode d'analyse rythmique).

- La déviation des quartiles et l'asymétrie sont approximativement estimées :

- 222 : Très bon classement symétrique
- 122 ; 223 : Bon à très bon classement positivement ou négativement asymétrique
- $\bar{1}23$; 457 : Mauvais classement, tous les deux positivement asymétriques.
- $\bar{1}29$; 450 : Très mauvais classement, tous les deux positivement asymétriques.

L'acuité, dans cette méthode, n'est pas prise en considération.

- Nomenclature.:

Pour donner un nom au sédiment les consignes suivantes sont à considérer :

- Quand la médiane et les quartiles se trouvent dans la même phase granulométrique, le nom est celui de la phase granulométrique : 222 = sable moyen

- Quand les quartiles sont symétriques autour de la médiane, le nom est celui des phases granulométriques des quartiles séparées par un trait d'union : 234 = sable moyen - sable très fin.

- Quand un quartile a une valeur plus proche de la médiane que l'autre, le nom est celui de la phase granulométrique la plus proche de la médiane, le nom de la phase granulométrique de l'autre quartile étant utilisé comme adjectif :

122 = sable moyen à grains grossiers ; 125 = sable grossier à grains silteux très grossiers ; $\bar{2}\bar{1}\bar{1}$ = sable très grossier à graviers très fins ; 134 = sable très fin à grains de sable grossier.

L'utilisation des cinq indices sert seulement pour l'estimation de l'environnement.

- Estimation de l'environnement :

DOEGLAS a analysé 1097 échantillons de différents environnements actuels. Il a calculé leurs indices. Les résultats sont représentés en trois et cinq indices et groupés dans des tableaux mettant en relation les différents indices avec leurs environnements respectifs (cf. DOEGLAS, 1968, pp. 92-97), (tableau 6). Parfois un échantillon est suffisant pour définir un environnement donné, mais une série d'échantillons permet plus de précision. Dans beaucoup de séries, les données peuvent être rattachées à plusieurs environnements. Dans ce cas une analyse supplémentaire est obligatoire.

Les médianes $\bar{3}$, $\bar{2}$, $\bar{1}$, 1 ne sont pas figurés sur le tableau ; ils caractérisent souvent les dépôts de rivière. Quelques valeurs peuvent être, cependant, trouvées dans un dépôt de plage ou dépôt glaciaire. Nous constatons aussi, que les sables de plage et de dunes sont limités aux médianes 2 et 3 tandis que les dépôts de rivière possèdent un rang plus large de médianes ; de 4 à 10.

Quelques valeurs en trois indices sont exclusivement caractéristiques d'un environnement, c'est ainsi que les indices 236, 237, 238, 239, 335, 336, 337, 246, 247, 249, 347, 348, 358, 359, 350, 369, 360, 468, 469, 370, 380, et 480 caractérisent les dépôts de rivière.

| Environnements | Médiane ϕ | | | | | | | | |
|--|----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|----------------|----------------|------------------|------------------|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| RIVIERE | <u>1222</u> | <u>12339</u> | <u>33450 F</u> | 14580 | <u>35670 L</u> | 24700 | 15800 | 16900 | 27000 |
| | <u>1223</u> | <u>12330</u> | <u>13460 G</u> | 24590 | <u>35680 L</u> | 25700 G,L | 25800 L | 26900 G,C | 38000 F |
| | <u>1224</u> | <u>12335 C</u> | 13460 | | 25690 L | 35700 M | <u>35800 F</u> | 36900 | 48000 F,C |
| | 1225 | <u>12336 B,C</u> | 23460 | | <u>35690 E,H</u> | | 16800 | 27900 | 39000 |
| | 1228 | <u>12339</u> | <u>23490</u> | | <u>45690 E,F</u> | | 26800 | <u>37900 F</u> | 49000 |
| | <u>1220 G</u> | 12330 D,C | 13490 | | <u>35600 F</u> | | <u>36800 F</u> | | 59000 F |
| | <u>1233</u> | <u>22330 D</u> | 13400 | | | | | | |
| | <u>1230 T</u> | <u>13335 D</u> | | | | | | | |
| | 1230 | <u>13330 G</u> | | | | | | | |
| | <u>1227</u> | 23330 D | | | | | | | |
| | 12220 | 13340 | | | | | | | |
| | <u>12237</u> | 23340 F | | | | | | | |
| | <u>12238</u> | | | | | | | | |
| | <u>12230</u> | | | | | | | | |
| | <u>12235 C</u> | | | | | | | | |
| <u>12230</u> | | | | | | | | | |
| ESTRAN A MAREE | | <u>23340 R</u> | 23445 | <u>24550 T</u> | <u>45690 E</u> | <u>34700 A</u> | 35800 R | <u>46900 H,C</u> | 36000 H |
| | | 33345 | 23440 L,T | <u>34550 H,C</u> | <u>55690 L</u> | <u>35700 R</u> | <u>45800 M</u> | <u>37900 R</u> | 37000 C |
| | | 33340 | 33449 | 34560 | <u>35600 R</u> | 45700 H | <u>36800 R</u> | <u>47900 H,A</u> | 47000 |
| | | | 34440 H,L | 34580 L,H | 45600 | | <u>46800</u> | | 38000 R |
| | | | 24450 H | <u>35560 E</u> | | | <u>R,H,L,M</u> | | <u>48000 C,R</u> |
| | | | <u>34460 H</u> | <u>45570 L</u> | | | | | <u>59000 R</u> |
| | | | 34470 | <u>35580 L</u> | | | | | |
| | | | | 45580 | | | | | |
| | | | | 35590 | | | | | |
| | | | | 45590 | | | | | |
| | | | | 35500 | | | | | |
| MILIEU MARIN PEU PROFOND < 100 m | <u>12235 R</u> | <u>12335 R</u> | <u>33450 R,F</u> | <u>34550 F,H</u> | | | | <u>46900 F,H</u> | <u>37000 F</u> |
| | 12236 | <u>12336 R,B</u> | 33460 | <u>34500 H</u> | | | | 56900 | <u>48000 F,R</u> |
| | 12238 | 12338 | 34446 | | | | | 57900 | |
| | 12239 | <u>12330 R</u> | <u>34440 H,L</u> | | | | | 38900 | |
| | | <u>22336 D</u> | | | | | | 48900 | |
| | | <u>22337 D</u> | | | | | | 58900 A | |
| | | 22338 A | | | | | | | |
| | | <u>22330 D</u> | | | | | | | |
| | | <u>23340 R</u> | | | | | | | |
| DUNE EOLIENNE | 11223 | 12334 B | | | | | | | |
| | 22224 | 12330 R,C | | | | | | | |
| | <u>12233 B</u> | <u>22334 B</u> | | | | | | | |
| | <u>22234 B</u> | <u>22335 B</u> | | | | | | | |
| | | 22336 C | | | | | | | |
| | | <u>22337 C</u> | | | | | | | |
| | | 22330 R,C | | | | | | | |
| | | <u>13334 B</u> | | | | | | | |
| | | 13335 R | | | | | | | |
| | | 23334 B | | | | | | | |
| | 23335 | | | | | | | | |
| | 23336 | | | | | | | | |
| | <u>23330 R</u> | | | | | | | | |
| PLAGE | <u>12223</u> | 12333 | | | | | | | |
| | 12223 | <u>12334 D</u> | | | | | | | |
| | 22223 | <u>12336 R,C</u> | | | | | | | |
| | 12233 D | 22333 | | | | | | | |
| | 12234 | <u>22334 D</u> | | | | | | | |
| | 22233 | <u>22335 D</u> | | | | | | | |
| | 22234 D | <u>13334 D</u> | | | | | | | |
| | 22235 | <u>23334 D</u> | | | | | | | |
| | 33334 | | | | | | | | |
| | 23344 L | | | | | | | | |

TABLEAU 6 - Indices C, Q1, Md, Q3, 99 % et environnements (données d'après DOEGLAS, 1968)

R = rivière, B = plage, D = dune éolienne, L = lagune, baie, A = front deltaïque,

C = milieu marin peu profond < 100 m, M = milieu marin > 100 m, F = estran à marée

H = estuaire, T = turbidité, G = glaciaire, E = loess

12227 : indices caractérisant l'environnement

23344 L : indices caractérisant plutôt l'environnement des indices

12336 R,B : indices caractérisant plusieurs environnements en même temps

12334 D : indices caractérisant plutôt l'environnement dunaire

COMMENTAIRE :

La méthode est très simple, elle repose sur l'estimation des indices à partir de la courbe cumulative qui est la base de toute analyse granulométrique (FOLK, 1966). Elle est aussi séduisante par sa continuité qui nous a bien permis d'analyser minutieusement la série rhétienne. Le nombre élevé d'échantillons analysés et classés suivant leurs environnements respectifs a rendu la corrélation entre les données rhétiennes et actuelles plus claires. L'importance des deux extrémités de la distribution granulométrique a été bien mise en relief par l'utilisation des deux indices 1 % et 99 %.

Le nom donné à chaque faciès granulométrique est long. Cet inconvénient peut être cependant un avantage, car il permet de mieux se rendre compte de la complexité de la distribution granulométrique et de l'importance relative de chaque indice par rapport aux autres.

Nous croyons que, pour que l'estimation de l'environnement soit proche de la réalité, il faut que le nombre d'échantillons analysés dans une série soit élevé, car en consultant les tableaux donnés par DOEGLAS, nous constatons que pas mal de groupes d'indice sont communs entre plusieurs environnements. (tableau 6). D'autres méthodes de discriminations sont alors nécessaires. Toutefois, c'est une très bonne méthode de discrimination entre dépôt de rivière et de plage.

- Méthode d'analyse des rythmes des formations détritiques :

Suivre l'évolution séquentielle des formations détritiques se heurte, à notre avis, à ce phénomène considérable de la continuité des variations granulométriques. Ce problème nous a été posé lors de la représentation séquentielle de nos résultats obtenus après analyse mécanique des échantillons de sable rhétien de l'Est du Bassin de Paris.

Nous croyons qu'une formation détritique, quelle que soit son homogénéité apparente, surtout si elle est le reflet d'une distribution hydrodynamique, accuse une variation plus ou moins rapide même quand il s'agit d'un milieu calme. Pour enregistrer toutes ces variations à l'intérieur d'une formation, nous avons été amenés à analyser séquentiellement notre série détritique.

La méthode utilisée consiste à prendre la classification de DOEGLAS et à la présenter graphiquement suivant les normes pratiques résultant de l'analyse granulométrique de quelque 400 échantillons de sable rhétien ; faute de classification antérieure, la continuité de cette classification nous a paru

la seule issue permettant une analyse séquentielle minutieuse, car, en plus des trois indices Q1 Md Q3, ceux de 1 % et de 99 % ont été utilisés. L'importance de ces derniers indices du point de vue hydrodynamique est grande car les variations de la fraction C (1 %) sont très importantes dans un sable grossier, moyen et fin tandis que celles de la fraction 99 % le sont dans un sable très fin, un silt et des argiles.

Comment présenter cette relativité d'importance entre C et 99 % pour suivre séquentiellement les variations de la granulométrie ?

Nous avons envisagé, pour répondre à cette question, un système de représentation graphique dans laquelle l'indice C varie à l'intérieur de la colonne des indices Q1 Md Q3 et l'indice 99 % varie à l'intérieur de la colonne de l'indice C. (figure 5).

Nos résultats sur les dépôts rhétiens ont montré que :

- Quand la médiane est 1 ϕ , C varie de l'ordre de 5 ϕ
- Quand la médiane est 2 ϕ , C varie de l'ordre de 4 ϕ
- Quand la médiane est 3 ϕ , C varie de l'ordre de 3 ϕ
- Quand la médiane est 4 ϕ , C varie de l'ordre de 2 ϕ
- Quand la médiane est 5 ϕ , C varie de l'ordre de 1 ϕ

Dans cette représentation les C correspondant à chaque médiane se classent entre Q1 et la dernière valeur de C (par exemple : pour les indices Q1, Md, Q3 = 222, C prend les valeurs 2, 1, $\bar{1}$, $\bar{2}$). Les résultats de 99 % varient entre Q3 et 10 ϕ , dans notre cas la dernière valeurs est de 6 ϕ . Cette méthode n'a absolument pas la prétention de s'appliquer à d'autres formations ; elle n'est valable que pour le Rhétien de l'Est du Bassin de Paris.

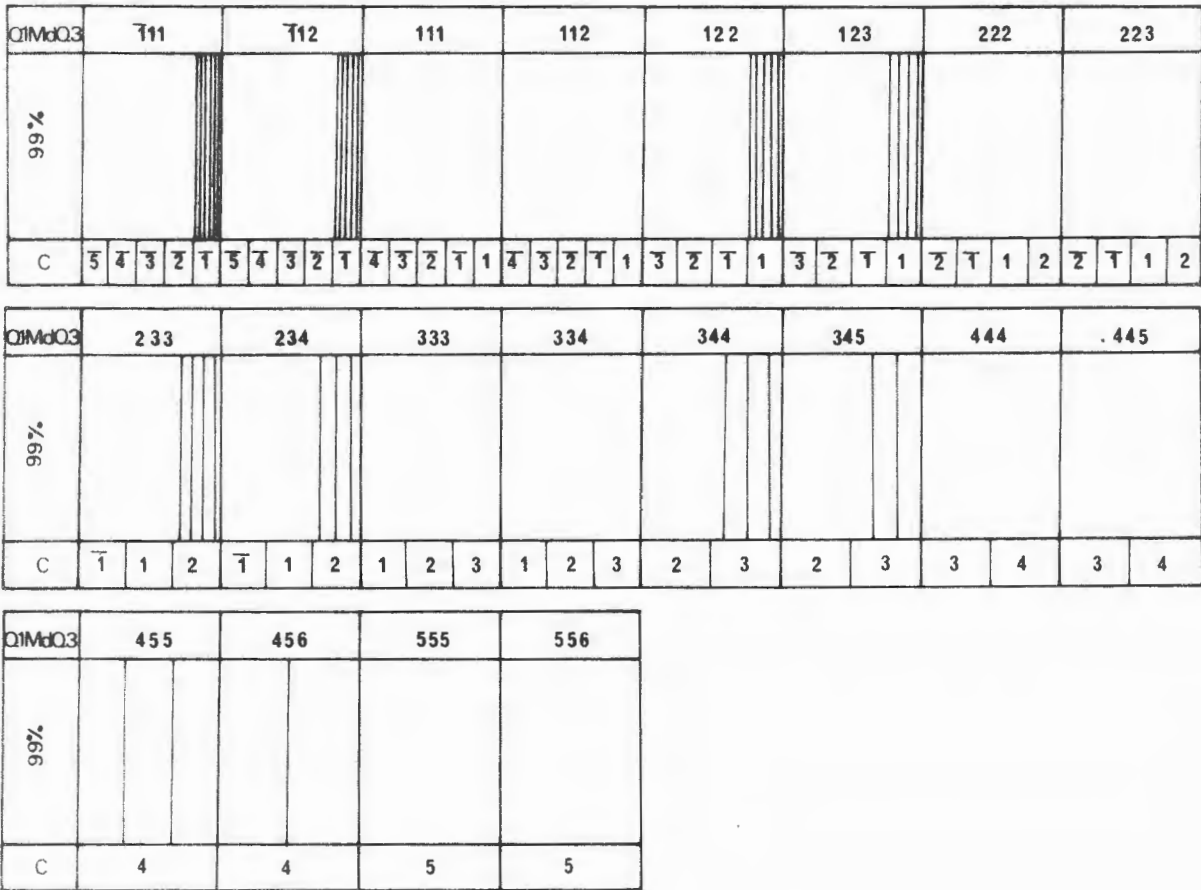


Figure 5 -Schémas montrant les variations de Q1 Md Q3, C et 99 % ordonnés suivant leur importance dans les sables rhétiens.

EXPLICATION DES SCHEMAS :

Dans ces schémas les colonnes représentant les indices Q1 Md Q3 ont la même largeur. Chaque colonne est divisée en d'autres colonnes représentant chacune une valeur de C. Le nombre de colonnes de C dépend de la valeur de la médiane (cf. p. 32). Chaque colonne de C comporte un certain nombre de lignes représentant chacune une valeur de 99 % qui est classée, dans le cas du Rhétien, entre Q3 et 6 φ.

Quand le nombre de colonnes de C est élevé (médianes à valeurs basses) les lignes de 99 % sont très rapprochées. Au fur et à mesure que ce

nombre devient moins élevé, les lignes de 99 % deviennent de moins en moins serrées (médianes à valeurs plus élevées). Cela veut dire que, pour les médianes d'ordres inférieurs, les variations séquentielles sont dues, pour une distribution Q1 Md Q3 donnée, aux variations de C tandis qu'elles sont plutôt dues aux variations de 99 % pour les médianes d'ordre supérieurs.

CRITIQUE :

D'après une discussion avec le professeur DOEGLAS en 1973 il apparaît que la méthode comporte les inconvénients suivants :

- Elle n'est pas faite pour un usage général car elle ne recouvre pas toutes les possibilités des indices Q1 Md Q3 surtout en ce qui concerne les médianes d'ordres supérieurs. Cela est dû à l'absence de ces indices dans le Rhétien.

- Les valeurs des indices C, Q1, Md, Q3 et 99 % sont arrondies, par conséquent les variations dues au passage d'une colonne à l'autre sont davantage exagérées. A notre avis, cette exagération peut se situer dans les limites d'erreurs dues à l'échantillonnage et à la méthode d'analyse.

METHODE STRUCTURALE

- Mesure de la ségrégation des graviers et de la lenticularité des couches conglomératiques CLIFTON 1973.

C'est une méthode utilisant les matériaux supérieurs à 4 mm (Graviers : cf. tableau 2) qui est employée pour la discrimination entre formations fluviatiles et marines. Elle consiste à mesurer deux valeurs :

- La ségrégation des matériaux supérieurs à 4 mm.
- La lenticularité des couches les contenant.

Avant d'aborder la technique de la méthode, il est bon de donner quelques indications de ces deux variables. La ségrégation des graviers dépend de la capacité et de l'efficacité de l'agent du transport pour distribuer les différentes tranches granulométriques dans des couches séparées. Une ségrégation idéale du sable et des graviers consiste à transporter le sable plus loin et à former deux couches distinctes sans aucun mélange entre matériaux. Dans l'environnement fluviatile, un dépôt rapide lors des crues peut produire un sédiment mixte (Mc KEE, GROSBY, BERRYHIL 1967). Des dépôts de ce type reclassés par les vagues se forment dans les estuaires des rivières. Les dépôts de plage montrent une excellente ségrégation due à l'action effective des vagues. La lenticularité d'une couche est un terme utilisé pour indiquer la persistance et l'uniformité d'épaisseur de cette couche. De deux couches d'épaisseur différente mais de même extension latérale, la plus fine peut être considérée comme ayant le moindre degré de lenticularité. La lenticularité d'une stratification est un reflet de la persistance et de la régularité de l'agent de dépôt (DUNBAR et ROGERS, 1957).

Elle est aussi à un degré moindre une fonction de la configuration de la surface de dépôt et de la susceptibilité à l'érosion des matériaux immédiatement sous-jacents. Les courants fluviatiles, quand ils sont particulièrement compétents pour transporter les graviers, sont généralement en chenaux tandis que l'activité des vagues s'étend plus uniformément sur une région plus large. Les dépôts fluviatiles montrent plus d'irrégularités latérales que les dépôts marins. La lenticularité est une caractéristique

commune des couches de dépôt alluviaux (TWHOFFEL, 1947 ; POTTER, 1967).

Technique : Les mesures seront appliquées seulement aux couches telles qu'elles sont définies ci-dessous d'une coupe d'affleurement. Elles seront prises dans deux dimensions. Les moyennes de la ségrégation des graviers et des indices de lenticularité caractérisant la formation seront données, également pour chaque affleurement.

La largeur de coupe prospectée doit être suffisante pour pouvoir représenter le dépôt. Dans une telle étude, CLIFTON propose une largeur de 5 mètres. L'épaisseur de la formation doit être suffisante aussi pour pouvoir avoir assez de couches, afin d'arriver à une moyenne significative. L'aspect le plus difficile pour quantifier les caractéristiques des couches est l'identification objective individuelle de celles-ci dans la section considérée. Dans cette étude une couche est ainsi définie :

C'est une unité sédimentaire de plus de 1 centimètre d'épaisseur séparée des couches adjacentes par un changement nettement visible de texture, de composition, ou des deux à la fois. Un degré de jugement intervient dans le cas où l'actuelle limite entre les couches n'est pas tout à fait nette ou distincte. Dans le cas où subsiste une ambiguïté un deuxième opérateur peut intervenir pour trancher le problème.

Pour standardiser l'identification des couches unitaires plusieurs décisions arbitraires sont exigées (Figure 6).

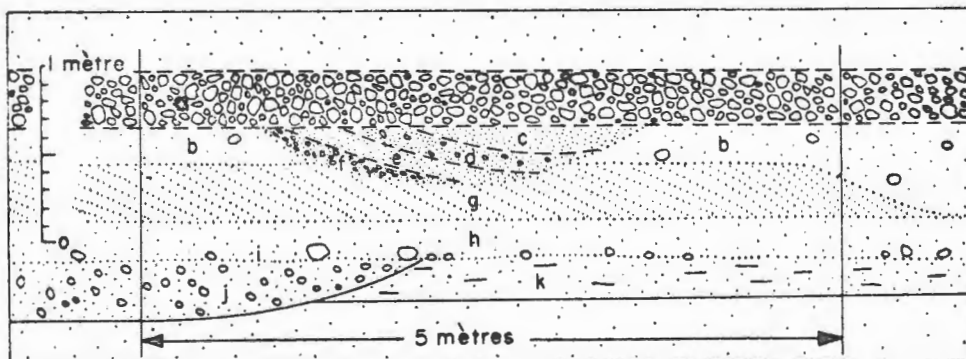


Figure 6 - Schéma indiquant les différentes règles pour identifier les couches unitaires et effectuer la mesure de la ségrégation des graviers et de la lenticularité. Exemple hypothétique d'après CLIFTON, 1973.

- Quand la couche est localement tronquée par une ou plusieurs structures d'érosion les différents segments de la couche sont considérés comme faisant partie de la même couche (b).

- Dans les stratifications obliques peu inclinées, les feuillets individuels de 1 cm ou plus sont considérés comme des couches individuelles (c, d, e, f). Les strates fines sont interprétées comme des feuillets internes à la couche à large stratification (g).

- Toutes les couches à stratification oblique très accentuée sont considérées comme des couches unitaires.

- Les niveaux de graviers isolés dispersés le long d'un plan de stratification sont interprétés comme un revêtement de graviers (lag gravel) et considérés comme étant des couches unitaires s'étendant aussi loin que les graviers sont dispersés(i).

Pour mesurer la ségrégation des matériaux, le pourcentage des graviers (particules > 4 mm) est assimilé dans chaque couche, à une des classes suivantes : 0-10, 10-30, 30-50, 50-70, 70-90 et 90-100 % de graviers. Lorsque la matrice manque (sable ou boue) ou que les graviers forment un pavage, le pourcentage est estimé à 90-100 %. Les accumulations de graviers ayant une structure "gravel supported" dans une matrice de sable ou de boue sont placées dans la tranche 70-90 %. Les amas de graviers ayant une structure "Matrix supported" dans laquelle les graviers flottent sont classés suivant leur pourcentage effectif.

Le degré de ségrégation des graviers est donné par le facteur de ségrégation des graviers défini comme une valeur absolue ; $P = m / 50$ d'où m est la moyenne de la classe de pourcentage (exemple : pour la classe 70-90 %, m est égale à 80). Ainsi, une couche ayant un pourcentage de 0-10 % de graviers a la même valeur absolue qu'une couche formée de 90-100 % de graviers (45). Les couches de 70-90 % et 10-30 % de graviers ont un facteur de ségrégation de (30) et celles de 30-50 % et 50-70 % de graviers ont un facteur de ségrégation de (10). La moyenne du facteur de ségrégation est donnée ensuite pour toutes les couches.

Le degré de la régularité latérale d'un dépôt est donné par l'indice de lenticularité ayant la formule suivante : $L = \frac{\Delta t}{T}$ où Δt est la différence en centimètres entre l'épaisseur maximum et minimum de la couche dans les 5 mètres examinés. (1) l'indice de lenticularité d'un affleurement est égale à la moyenne des indices de chaque couche unitaire dans les 5 mètres prospectés.

L'application de l'indice de lenticularité exige plusieurs règles concernant la mesure d'épaisseur et de la persistance latérale.

- Pour une couche unitaire localement érodée l'épaisseur minimum est égale à zéro (b).

- Pour un pavage (lag gravel), la différence d'épaisseur (Δt) est considérée égale à zéro même si la couche a moins de 5 mètres car l'épaisseur peut être seulement assimilée aux diamètres des particules.

- Quand des particules sont situées au dessous et au dessus de la limite générale d'une couche, les dimensions de ces particules au delà de ce niveau ne sont pas considérées.

L'auteur conclut qu'une ségrégation et une forte lenticularité caractérisent les graviers fluviatiles tandis qu'une bonne ségrégation et une basse lenticularité caractérisent les graviers transportés et déposés par les vagues.

COMMENTAIRE :

Voilà une méthode structurale quantitative de discrimination entre environnement fluviatile et celui de plage. Par l'utilisation de l'état des graviers dans une couche elle rejoint ainsi la notion de PASSEGA (1957) et FRIEDMAN (1967) pour l'importance de la fraction grossière dans la discrimination entre matériaux transportés par les courants de rivière et les vagues.

Les notions "gravel supported" , "matrix supported" sont importantes car elles ont une implication génétique et permettent de remonter à l'environnement sédimentaire.

Une structure "gravel supported" est significative d'un environnement dans lequel la matrice est chassée et les graviers sont déposés en cordon "Lag Gravel" (environnement côtier). Le passage à une structure "Matrix supported" augmente la chance de l'environnement fluviatile.

La représentativité de la lenticularité des couches reste toujours en question car elle est liée, tout en supposant que les couches sont parfaitement horizontales, à la représentativité des 5 mètres relevés de la formation étudiée d'une part et à la position de la coupe du terrain par rapport aux directions des courants de dépôt d'autre part.

L'utilisation de ces deux variables ne doit pas être limitée seulement à leur moyenne, nous pensons, au contraire, qu'en suivant leur évolution

dans la coupe étudiée, nous pouvons nous rendre compte, dans le cas échéant, du passage d'un environnement à l'autre.

Le relevé sur le terrain doit toujours être fait par deux opérateurs et à un intervalle ⁽¹⁾ de temps pour que l'appréciation du pourcentage soit assez proche de la réalité. Pour l'étude du Rhétien, nous avons toujours travaillé à deux.

Le choix de cinq mètres comme largeur de la section prospectée est basé sur la comparaison des résultats ainsi obtenus et l'environnement actuel correspondant. Cette condition n'est pas toujours respectée dans les formations anciennes vu les conditions d'affleurement locales. Quand les couches à graviers présentent toutes leurs particularités sur une distance de moins de cinq mètres ou quand nous savons que les couches sont latéralement persistantes une largeur de moins de cinq mètres peut être envisagée. Parmi les quatre coupes relevées, deux seulement respectent cette largeur de cinq mètres.

(1) Dans notre étude, cette intervalle était de plusieurs jours.

ANALYSE DES MINÉRAUX LOURDS.

Les minéraux lourds sont séparés suivant la méthode densimétrique couramment employée utilisant deux liqueurs denses : le bromoforme (CH Br_3) dont la densité est de 2,89 et l'iodure de méthylène (CH_2I_2) ayant une densité de 3,32. Le procédé consiste à mettre la fraction à séparer dans une ampoule à décantation remplie aux trois quarts par la liqueur dense utilisée. La fraction légère ($d < d$ liqueur dense) surnage tandis que la fraction lourde coule. Les minéraux séparés sont ensuite lavés, séchés et prêts à être analysés (cf. PARFENOFF et al., 1970). La séparation par les deux liqueurs denses mentionnées plus haut nous a donné les deux fractions suivantes :

- Fraction ayant une densité entre 2,80 - 3,32
- Fraction ayant une densité supérieure à 3,32

Les limites inférieure et supérieure de la fraction granulométrique soumise à la séparation ont été discutées par différents auteurs. BRAJNIKOV (1945) considère qu'une limite supérieure de 350μ et inférieure de 50μ sont suffisantes. DUPLAIX (1945), ALIMEN et al. (1964) placent les limites entre 500μ - 50μ . En effet le choix de ces limites dépend de plusieurs facteurs : 1). L'équivalent hydraulique des minéraux (RITTHENHOUSE, 1943); 2). Leur fréquence dimensionnelle dans les gisements primaires ; 3) Leur présence dans le dépôt examiné ; 4). La possibilité de la méthode employée. Ce choix est très important en ce sens que seuls les minéraux de la même classe granulométrique sont comparés.

Dans notre cas particulier, les quantités des minéraux lourds recueillis dans la fraction supérieure à 177μ étaient très faibles et le nombre de grains comptés ne dépassait pas 50 grains pour une prise entre 30 et 93 % du poids de l'échantillon. D'un autre côté les minéraux rencontrés sont tous des opaques difficilement identifiables. Les variations qualitatives ne se sont fait sentir que pour les fractions inférieures à 125μ . Une limite supérieure de 88μ , nous semblait donc être satisfaisante, or les espèces minérales sont strictement les mêmes dans les fractions 125μ et 88μ . La limite inférieure a été fixée à 44μ .

- Comptage :

Avant de commencer l'opération du comptage, les minéraux lourds ont été identifiés à la loupe binoculaire et au microscope polarisant (minéraux transparents). Soixante échantillons ont été examinés, l'étude a été faite sur trois fractions séparément (88μ , 63μ et 44μ). Nous avons constaté que le cortège minéralogique était le même dans tous les échantillons.

Notre étude a rencontré quelques difficultés ; tout d'abord, la quantité des minéraux lourds était faible ; les minéraux opaques formaient presque la totalité de la fraction lourde à 88μ , la moitié de celle à 63μ et le quart de celle à 44μ . L'invariabilité des espèces minérales en plus des considérations précédentes a permis la méthode simple de comptage suivante :

Elle consiste à examiner les minéraux à la loupe binoculaire après les avoir étalés sur un papier millimétré collé sur une boîte en verre. Nous avons choisi une surface de comptage de 40×40 mm ; les minéraux ont été comptés dans cet espace que lorsqu'ils se trouvaient à l'intersection de deux lignes millimétriques. Nous avons essayé, autant que possible, d'obtenir avant le comptage une bonne homogénéité de distribution des grains sur le papier millimétré.

D'après les différents auteurs, un comptage de 250-300 minéraux transparents est suffisant. La présence des minéraux opaques nécessite de multiplier ce nombre par un coefficient de fréquence (par exemple : si les minéraux opaques forme la moitié du cortège minéralogique, il faut compter 600 grains = 300×2) (cf. PARFENOFF et al., 1970).

Dans le cas étudié, un comptage de 500 grains donne les résultats plus précis. Le papier millimétré permet, en principe, un comptage de 1600 grains à condition que chaque intersection soit occupée par un minéral. Pratiquement, c'est difficilement réalisable. Le comptage dépend de trois facteurs :

- 1) la taille moyenne des grains,
- 2) la quantité des minéraux lourds,
- 3) l'homogénéité de la distribution des grains.

La quantité des minéraux varie, donc le taux des minéraux comptés varie obligatoirement. L'homogénéité de distribution est facilement contrôlable par le comptage en sections. En ce qui concerne la taille moyenne, elle est homogène, car nous avons travaillé sur des fractions séparées.

Le comptage a porté sur plus de mille minéraux dans beaucoup de cas, mais dans bien d'autres cas, il n'a pas atteint les 500 grains. Pour les comparaisons, nous avons rapporté tous les grains comptés à 500. Pour connaître la représentativité du comptage dans les trois fractions et suivant les normes considérées, nous avons porté sur un diagramme les variations du coefficient de comptage ($\frac{500}{\text{minéraux comptés}}$) par rapport à sa fréquence (figure 7). Nous constatons que les grains comptés dans les fraction 88 μ et 63 μ dépassent presque toujours 500, ce qui signifie que les résultats sont précis, tandis que la quantité de la fraction 44 μ ne permet pas souvent une telle précision. Néanmoins le taux de comptage dans la fraction 44 μ peut être considéré comme précis car les minéraux transparents forment plus de 75 % de cette fraction.

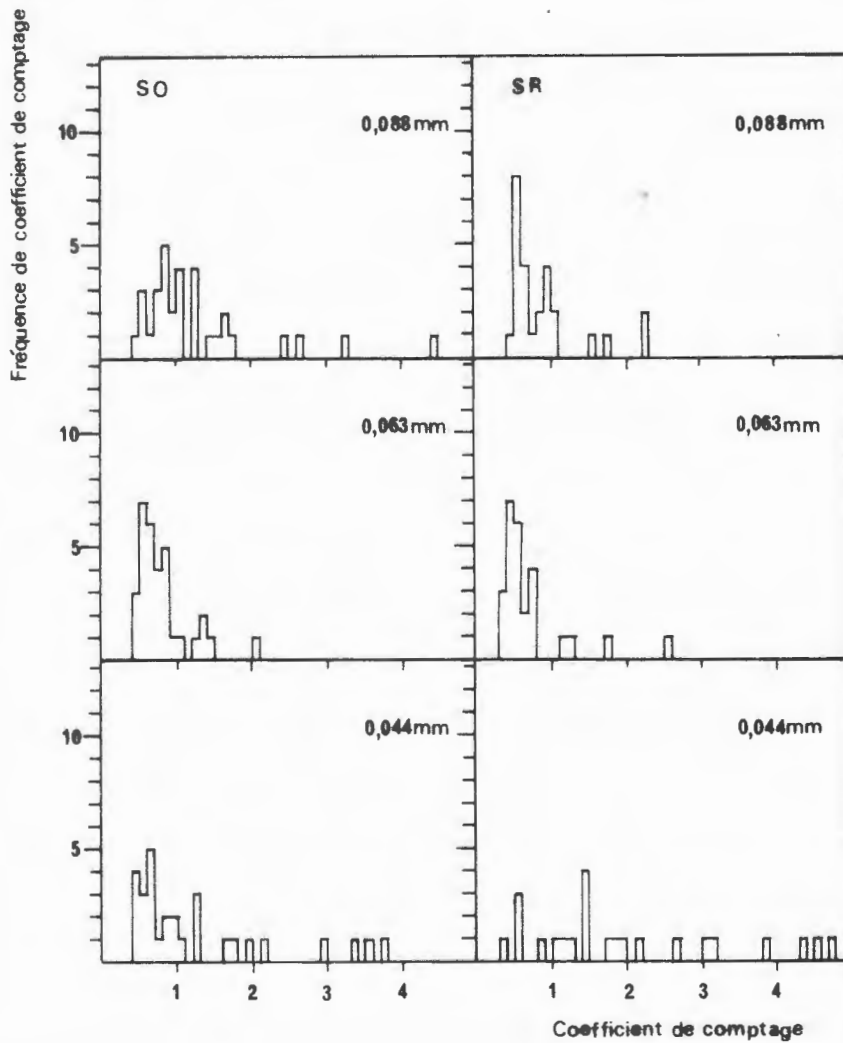


Figure 7 - Diagrammes montrant les variations des coefficients de comptage ($\frac{500}{\text{minéraux comptés}}$) par rapport à leur fréquence dans les deux affleurements (SO, SR) de Saint-Nicolas-de-Port.

- Méthode de substitution :

Nous avons constaté au cours de notre étude que les minéraux sont partout les mêmes : c'est seulement leur pourcentage qui varie. Ce sont essentiellement des minéraux ubiquistes en particulier le zircon.

Compte tenu de la longue durée des séparations et des comptages et de l'invariabilité des espèces minérales, nous avons jugé bon de doser la teneur en ZrO_2 dans la roche totale en utilisant la fluorescence X.

Nous avons tenté de voir si les variations enregistrées par la méthode classique de séparation et par celle du dosage de la teneur en ZrO_2 sont corrélatives. En d'autres termes, nous avons voulu savoir si le dosage du ZrO_2 par la fluorescence X permet d'obtenir des résultats reflétant les variations du Zircon, minéral lourd. Si oui, une extrapolation sur l'ensemble des minéraux lourds serait possible ?

La méthode de dosage de ZrO_2 est très rapide (une centaine d'échantillons par jour). Le dosage se fait sur des échantillons en poudre. Chaque échantillon est placé dans un porte-échantillon ; il faut que l'épaisseur de la couche soit de plus de 1 mm, ce qui demande un poids de 4 grammes.

Le travail a été effectué au Laboratoire de Chimie et de Séparation des Minéraux de l'Université de NANCY I (R. MONTANARI). La teneur en ZrO_2 a été obtenue d'après une courbe d'étalonnage faite auparavant (figure 8) et recouvrant une gamme de pourcentages compris entre 0 - 0,35 % de ZrO_2 .

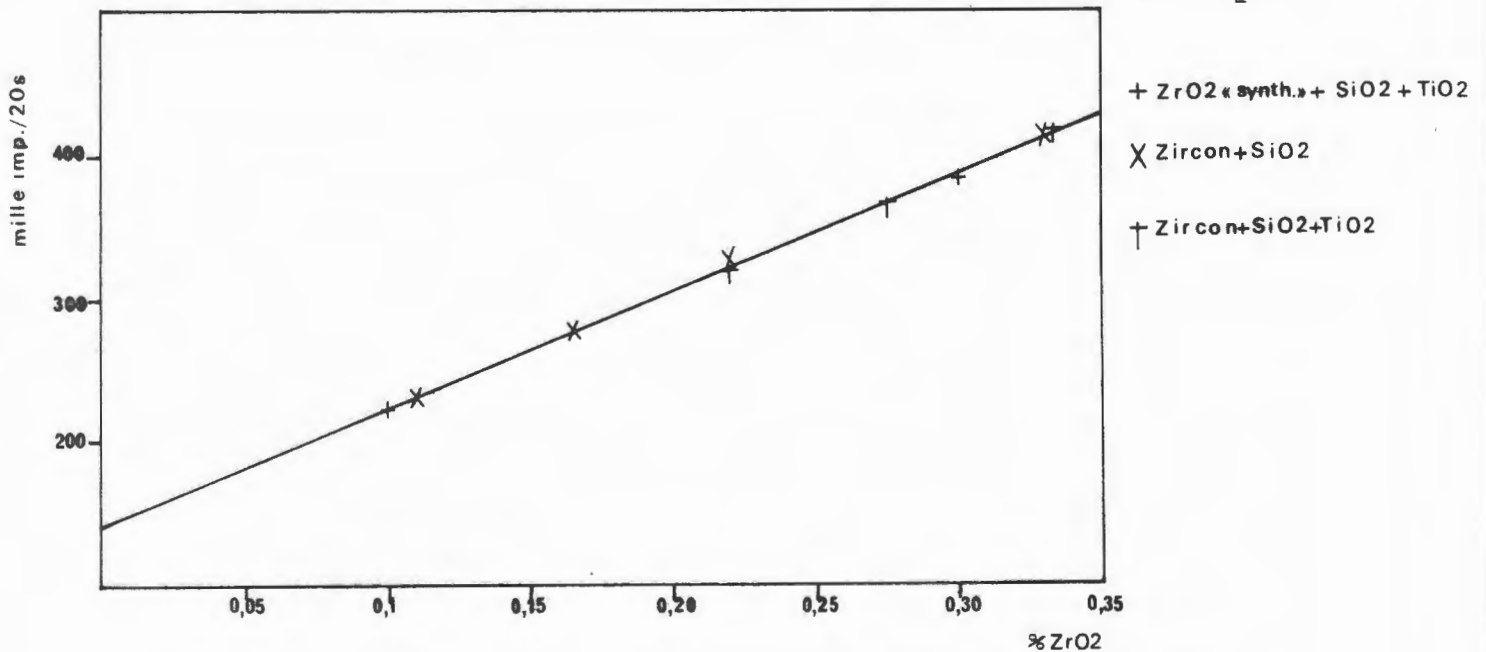


Figure 8 - Courbe d'étalonnage pour calculer le pourcentage en ZrO_2 dans les sables à zircon et à rutile (d'après R. MONTANARI).

ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX

- Détermination des Minéraux argileux aux rayons X:

Après une mise en suspension des argiles, les particules argileuses inférieures à 2 microns de chaque échantillon sont déposées sur trois lames de verre de manière à constituer, après séchage à l'étuve, des agrégats orientés. Les trois lames sont ensuite soumises à l'analyse aux rayons X à l'état naturel (N), après chauffage à 490°C pendant trois heures (ch), et après imprégnation à l'éthylène-glycol pendant 48 heures.

Le chauffage à 490°C détruit, dans la plupart de cas la kaolinite alors que la chlorite reste généralement intacte (LUCAS et JEHL, 1961).

Le traitement à l'éthylène-glycol est utilisé pour reconnaître les minéraux argileux à édifice gonflant.

- Mesure de la cristallinité de l'illite :

La cristallinité de l'illite correspond à la largeur du pic 001 à la moitié de sa hauteur (DUNOYER de SEGONZAC et KUBLER, 1966).

Nous avons appliqué cette mesure sur les essais glycolés pour éviter son imprécision quand l'illite est en petite quantité et quand la montmorillonite est abondante (CHAMLEY, 1971) car d'après CHAMLEY, 1969 (in CHAMLEY 1971), la mesure sur l'essai glycolé est très voisine de celle sur l'essai normal, en prolongeant vers les petits angles la retombée du pic à 10 Å.

TRAUTH et al. (1968) ont divisé les illites suivant leurs indices de cristallinité en trois familles :

- les illites à pics aigus ($1/2 = 3 \text{ mm}$)
- les illites à pics larges ($1/2 = 6 \text{ mm}$)
- les illites ouvertes ($1/2 \geq 10 \text{ mm}$)

DEUXIEME CHAPITRE
ETUDE DES LITHOFACIES

- CHAPITRE II -

ETUDE DES LITHOFACIES

I.- LITHOFACIES

A - Lithofaciès principaux :

1) Lithofaciès de type conglomératique :

C'est un lithofaciès contenant des éléments lithiques supérieurs à 2 mm dont leur pourcentage visuel (à l'affleurement) est compris entre 10 et 90 % ce qui correspond, d'après CLIFTON (1973) aux deux textures de ségrégation de graviers : "graviers - support" (pourcentage supérieur à 70 %) et "matrice - support" (pourcentage compris entre 70 - 10 %). La matrice est, dans les deux cas, essentiellement sableuse. Elle est rarement silteuse ou argileuse.

Ce lithofaciès est caractérisé par une granulométrie hétérogène. L'écart entre la médiane (Md) et le premier percentile (C) est grand. La carrière de Kédange nous a fourni un niveau très riche en graviers et dont la médiane a une valeur de -1ϕ (2mm) et le premier percentile de -5ϕ (32 mm). La valeur de Q1 (25 %) ne dépasse pas le plus souvent le seuil du sable moyen ($2\phi = 0,250$ mm). La médiane prend des valeurs variées mais n'est jamais supérieure à 4ϕ (0,125 mm). La valeur de Q3 (75 %) est toujours entre 2 et 3ϕ et rarement de 4ϕ (0,062 mm). La valeur de 99 % atteint 6ϕ (0,015 mm), une seule valeur de 9ϕ (0,002 mm) a été obtenue.

Les éléments sont essentiellement formés de quartzites de différentes couleurs (bleuâtre, grisâtre, noirâtre,...) de quartz et de lydienne. Dans la région de Nancy (St-Nicolas-de-Port, Coyviller, Moriviller) des graviers jaunâtres et blancs formés de siltite à grains très fins sont abondants. Ils sont généralement durs et parfois tendres. D'autres graviers jaunes friables sont fréquents aussi. Au Luxembourg, MÜLLER (1974) signale la présence des galets de grès arkosique et d'oolithe silicifiée. Des galets mous d'argilites vertes ou de pélites sont parfois présents.

Les quartzites sont ovoïdes et parfois discoïdes, leur surface est lisse mais elle porte parfois des impressions en forme de trous ou de stries le plus souvent remplis par une matière limoniteuse. Les éléments polyédriques à arêtes émoussées sont fréquents surtout dans la fraction inférieure à 4 mm. Les éléments sphériques sont rares et quand ils existent ce sont le plus

souvent des graviers de quartz. Les grains de quartz associés à ces éléments sont anguleux à subanguleux.

La richesse relative d'un type d'élément lithologique par rapport à un autre varie suivant les régions. C'est ainsi qu'à Kédange les éléments de quartzites sont fréquents tandis que le conglomérat de base du Rhétien de St-Nicolas-de-Port est riche en graviers de lydienne et de siltite blanche. Les graviers de quartz sont très nombreux à Flavigny et à Lelling tandis que les graviers jaunâtres de siltite sont très fréquents à Moriviller.

Dans ce lithofaciès, les feldspaths sont rares. Nous avons trouvé seulement quelques grains de microcline. Les minéraux lourds sont les mêmes que ceux rencontrés dans le lithofaciès sableux : il s'agit essentiellement de zircon, de rutile, d'ilménite, de leucoxène et de tourmaline.

La teneur en argiles est faible, elle est formée de Kaolinite et d'interstratifiés de type (I - M). L'illite est souvent en traces.

Le lithofaciès de type conglomératique est souvent friable et quand il est dur, il est cimenté ou bien par un ciment ferrugineux ce qui est souvent observé dans la région de Nancy, ou bien par un ciment siliceux.

L'épaisseur des lits conglomératiques varie considérablement d'un point à l'autre du bassin et à l'intérieur d'une même coupe si plusieurs niveaux sont présents. Ils peuvent former à eux seuls quelques mètres d'épaisseur (Coyviller, Moriviller) ou des niveaux en pavage ayant l'épaisseur du galet moyen présent (Kédange). L'étendue latérale de ces lits dépend de leur structure au sein de la formation (cf. p.). Leur position à l'intérieur du Rhétien est très variable, ainsi que nous le verrons.

-BONE-BED :

Le terme "bone-bed" étant utilisé dans la littérature française pour désigner des niveaux conglomératiques riches en ossements nous sommes amenés à donner leurs caractéristiques ici. Notons, toutefois, que les dents, les écailles et les épines de poissons sont également fréquentes dans les sables.

G. CORROY (1934) a donné la liste suivante (tableau 7) des principaux vertébrés trouvés dans le Rhétien des régions Nord du seuil de Bourgogne et du Bassin des eaux minérales vosgiens.

| POISSONS | REPTILES |
|---|---|
| <u>Hypodus minor</u> Ag. (dents) | <u>Ichthyosaurus rheticus</u> Sauv. (vertébrés) |
| <u>Hypodus cloacinus</u> Quens. (dents et épines) | <u>Plesiosaurus carinatus</u> Owen. (vertébrés) |
| <u>Polyacrodus minimus</u> Ag. sp. (dents) | <u>Termatosaurus alberti</u> Plien. (dents) |
| <u>Birgeria acuminatus</u> Ag. sp. (dents) | <u>Thecodontosaurus elisae</u> Sauv. (dents) |
| <u>Gyrolepis alberti</u> Ag. (écailles) | |
| <u>Colobodus maximus</u> Quens. (écailles) | |
| <u>Sargodon tomicus</u> Plien. (1 maxillaire inférieur et de très nombreuses dents) | |

TABLEAU 7 - Faune de vertébrés analysée par CORROY (1934)

Beaucoup d'autres fragments de dents, d'écailles d'ichthyodorulithes, de coprolithes sont indéterminables et ne peuvent être rapportés qu'à des Sélaciens ou à des Téléostomes. CORROY en étudiant la faune beaucoup plus riche en individus et en espèces du bone-bed rhétien de Provence a montré que les poissons triasiques avaient une longévité plus grande qu'on ne le pensait et que la mer rhétienne fut habitée par de nombreuses espèces abondantes déjà dans la mer de Muschelkalk. Les Sargodons seuls apparaissent au Rhétien.

J. HERMAN (1974) (communication personnelle) en analysant une partie des dents de poissons récoltées à la base du Rhétien (premier lits sableux sus-jacent aux argilites du Keuper) de St-Nicolas-de-Port signale les genres suivants : Hypodus, Orthacodus, Acrodus, Lonchidion et Ceratodus. Selon cet auteur, toute cette faune est remaniée et comporte parfois des traces d'une première gangue naturelle (calcaire sableux jaunâtre). Elle s'identifie à première vue avec celle du Muschelkalk et certains faciès de la Lettenkohle de Lorraine (calcaires jaunes sableux pétris de restes de Vertébrés) décrite par CORROY (1930). J. HERMAN a "le pressentiment très net que toute la faune ichtyologique contenue dans ces sables et grès de St-Nicolas pourrait très bien être remaniée du Muschelkalk calcaire". Il ajoute qu'"il reste toutefois possible de supposer que cette faune ait peu évolué jusqu'au Rhétien et que ce soient ses descendants à peine différenciés qui se récolteraient roulés dans cette formation". D'après J. HERMAN, la faune de Sélaciens n'a pas un caractère marin affirmé. Il s'agirait d'une faune estuarienne avec présence très possible de formes dulcicoles (Lonchidion).

Un échantillonnage précis et ponctuel en fonction de la séquence et de la lithostratigraphie a été effectué à Saint-Nicolas-de-Port. Les dents de poissons séparées au bromoforme ont été examinées par M. GEINSBURG (1975) qui n'a trouvé qu'une faune de Sélaciens, d'après lui franchement marine.

M. CAPPETTA en examinant le même lot qui lui a été envoyé par M. GEINSBURG a reconnu des débris et des dents d'Hypodus et d'Aacrodus. Il a signalé "que les hypodontes ne sont pas rares dans les dépôts saumâtres ou lacustres du Crétacé inférieur et supérieur et qu'il devait en être de même au Rhétien".

M. MARIGNAC (communication orale, 1976) en examinant la faune ichtyologique récoltée dans les sables de la base du Rhétien de Saint-Nicolas-de-Port signale deux types de dents : dents roulées dont le porteur serait à caractère marin et dents saines ou à peine remaniées et dont le porteur serait à caractère continental.

En conclusion de cette étude, le milieu de la faune de Sélaciens semble être le sujet d'une discordance manifeste de point de vue entre les différents auteurs. Néanmoins, un fait important se dégage de cette étude, c'est la possibilité d'avoir dans le milieu étudié une faune à caractère marin et continental ou une faune ayant une affinité mixte.

2) Lithofaciès sableux et gréseux :

Généralement dans ce lithofaciès, la valeur correspondant au troisième quartile (Q3) ne dépasse pas le seuil du sable très fin (4ϕ). Les valeurs en phi de la médiane et de Q1 sont toujours positives. La valeur de 99% ne dépasse pas 6ϕ (0,015 mm). Pour les sables argileux, la valeur de Q3 est très élevée par rapport à la médiane. Elle oscille entre 8 et 10ϕ mais elle est le plus souvent 8ϕ (0,004 mm). Les indices Q1, Md sont très proches l'un de l'autre. C prend des valeurs 2 et 3ϕ (0,250-0,125 mm). La valeur de 99% ne sera pas donnée ici car elle comporte en elle une source d'erreur due aux multiples manipulations d'analyse (cf. ch. 1 p.9-10).

Les grains de quartz sont en général subarrondis à arrondis (POWERS, 1953), mais dans le lithofaciès de passage au conglomérat ils sont davantage subanguleux. Cette mesure morphométrique a peu de signification vu les accroissements secondaires de silice fréquemment observés sur la surface des grains de quartz (cf. p. 50). Le contact entre les grains dépend de leur grossueur ; les grains de sable grossier sont les moins en contact tandis que les grains de sable fin sont les plus en contact. Ils sont flottés dans le sable

argileux et corrodés dans le grès à ciment dolomitique. Associés aux grains de quartz, quelques grains de quartzites sont souvent présents, leur granulométrie est la même que l'ensemble sableux dans lequel ils se trouvent.

A part le quartz, les minéraux légers sont principalement représentés par le microcline. Le plagioclase est trouvé parfois altéré. Quelques grains de glauconie sont présents aussi (St.-Nicolas-de-Port). La muscovite se trouve surtout au N-E du Bassin de Paris (Lelling, Kédange) et en Haute-Marne. Sa présence semble être liée de préférence aux fractions granulométriques fines.

Le zircon, le rutile, l'anatase, l'ilménite, le leucoxène et la tourmaline sont les minéraux lourds essentiellement présents.

La kaolinite est le minéral argileux dominant dans la fraction argileuse du lithofaciès sableux quelle que soit sa granulométrie. Elle est accompagnée par des interstratifiés de type (I-M). L'illite est absente ou en traces. A Serres, l'affleurement est particulier car les minéraux argileux sont, à sa base, surtout de l'illite et des interstratifiés tandis que au sommet kaolinite, illite et interstratifiés sont sensiblement de même proportion. La fraction argileuse du grès à ciment dolomitique contient surtout de l'illite qui est accompagnée par des interstratifiés de type (I-M). La kaolinite et la chlorite sont en traces.

Le lithofaciès le plus représentatif du Rhétien inférieur est le sable. Il est friable et se désagrège par simple pression. A l'affleurement les sables grossiers sont plus friables que les sables fins. La stratification oblique est une des caractéristiques des sables rhétiens. Elle est plus développée dans la région de Nancy que dans les autres régions. A Coyviller, chaque feuillet de stratification oblique est granoclassé (pl. 1, photo 1). L'étude quantitative des directions de courant n'a pas été envisagée en raison des difficultés à obtenir un nombre significatif de mesures tant à l'échelle de l'affleurement que régionale. Le seul affleurement présentant une possibilité de mesure est celui de Coyviller.

La strate sableuse a parfois une structure homogène. Nous entendons par structure homogène toute masse sableuse plus ou moins épaisse n'étant affectée ni par des variations granulométriques (granoclassement) ni par la présence de lentilles de pélites ou d'argilites à l'intérieur de la strate et délimitée par deux niveaux distincts et continus (pélites par exemple) (Fig. 9).

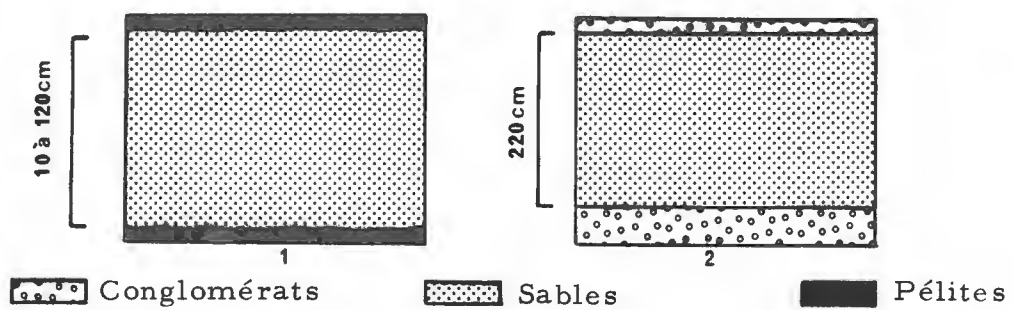


Figure 9 - Sable homogène délimité par 1) deux couches pélitiques continues sur plusieurs mètres (5 m) ou par deux couches conglomératiques à passage brusque avec le sable.

Les sables sont souvent blancs (Kédange, St.-Nicolas-de-Port, Laneuville, Flavigny, Haute-Marne) mais ils sont parfois verdâtres (St.-Nicolas) ou légèrement jaunes. Quand ils sont imprégnés par des produits ferrugineux oxydés, ils deviennent plus ou moins consolidés et prennent une teinte brun-orange, brun-foncé et même noire. Les sables très fins et les sables argileux sont plus consolidés par la matière ferrugineuse que les sables moyens et grossiers. A Bezange et à Flavigny c'est une couche très dure de grès ferrugineux ayant quelques centimètres d'épaisseur due à la concentration de la matière ferrugineuse à cause de l'imperméabilité des argilites sous-jacentes.

En Haute-Marne, le lithofaciès gréseux est fréquemment observé. A Pierrefaite, c'est un grès dolomitique caractérisé par la présence de fines lentilles (moins de 1 cm d'épaisseur) marneuses dolomitique grises. La limite entre les lentilles marneuses et le grès est franche mais elle peut être diffuse à cause de la bioturbation (pl. 1, photo 2). Des empreintes des fossiles (bivalves ?), et des tubes de bioturbation sont fréquents dans ce lithofaciès (pl. 1, photos 3, 4).

L'examen microscopique montre que les lentilles marneuses sont finement dolomitiques. Les cristaux de dolomite sont de taille homogène ; ils sont sensiblement plus gros dans les zones à forte densité de grains de quartz. Nous avons été frappé par l'homogénéité des cristaux de dolomite dans tous les niveaux : ce fait indique que la dolomite est pénécontemporaine du dépôt. A Lavernoy, ce lithofaciès possède la même texture qu'à Pierrefaites mais les grains de quartz ont souvent une taille comprise entre 100-50 microns ; les limites que nous adoptons pour parler de microgrès.

La dureté de quelques bancs de grès est très probablement due au nourrissage des grains de quartz car aucun ciment n'y est présent. Ce nourrissage semble caractériser le quartz rhétien (cf. ci-après). A Pierrefaite, un grès quartzique (pl. 1, photo 5) est observé. C'est un banc gris très dur n'ayant aucune structure grenue à l'oeil nu.

EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ :

L'examen microscopique d'un bon nombre de lames minces taillées dans les sables et dans les grès a montré que les grains de quartz ne semblent présenter ni auréole de croissance ni cavités de dissolution sauf dans le grès dolomitique où ces dernières sont fréquentes. Nous avons donc voulu savoir si ces résultats microscopiques étaient parfaitement valables ou non d'où l'emploi du microscope électronique à balayage.

- PLANCHE 1 -

Photo 1 - *Feuillets granoclassés de stratification oblique (Coyviller)*

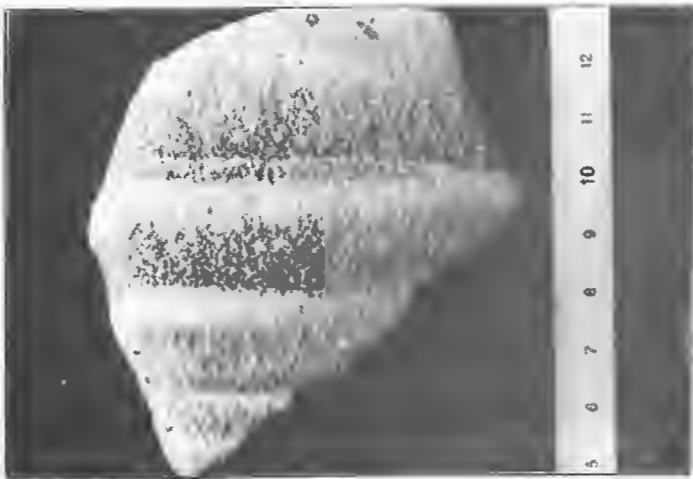
Photo 2 - *Grès dolomitique montrant des passées marneuses dolomitiques fortement bioturbées (Pierrefaites)*

Photo 3 - *Grès à ciment siliceux montrant des empreintes de Bivalves (?) et d'autres traces indéterminables (Pierrefaites)*

Photo 4 - *Tubes de bioturbation sur la surface supérieure du grès dolomitique de Pierrefaites*

Photo 5 - *Grès quartzique (Pierrefaites)*

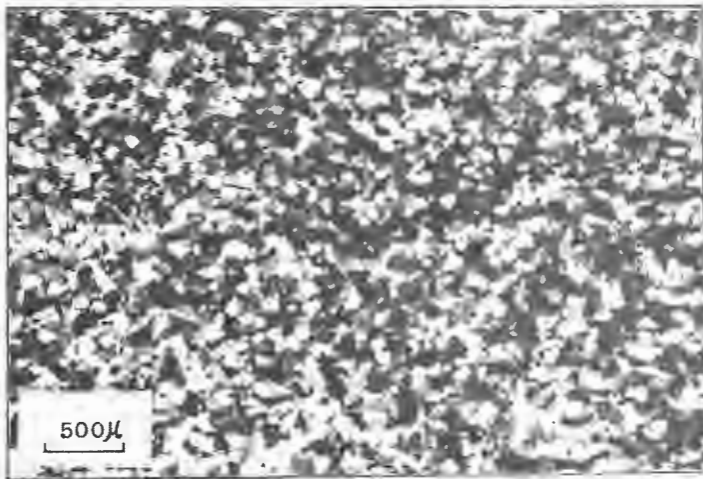
PLANCHE 1



1



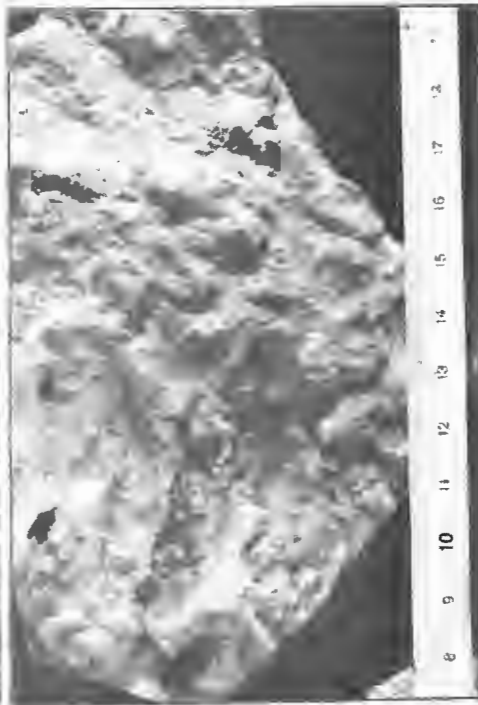
2



5



3



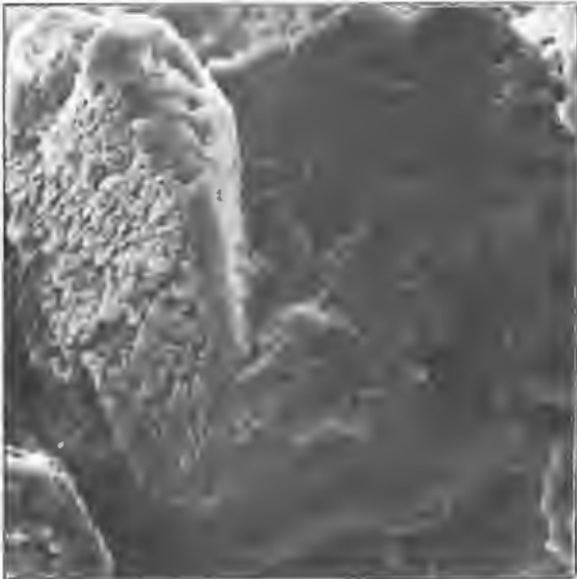
4

- PLANCHE 2 -

- Photo 1 - Dissolution engendrant une surface cariée. La dissolution affecte principalement les surfaces, les arêtes sont moins atteintes. (Bezange).
- Photo 2 - Dépôt de silice sous forme d'une croûte discontinue orientée. La zone de transition (a) correspond à la zone de cristallisation (Lelling).
- Photo 3 - Dépôt de silice et dissolution : le dépôt de silice correspond à la croûte cristalline occupant surtout les arêtes tandis que la dissolution est représentée par les stries profondes (Lelling)
- Photo 4 - Croûte siliceuse grenue (Lelling)
- Photo 5 - Grain moulé par une croûte siliceuse lisse (St.-Nicolas-de-Port).
- Photo 6 - Quelques grains montrant les aspects généralement rencontrés, dus aux dépôts de silice. Le grain (a) peut ne pas être du quartz (Lelling).

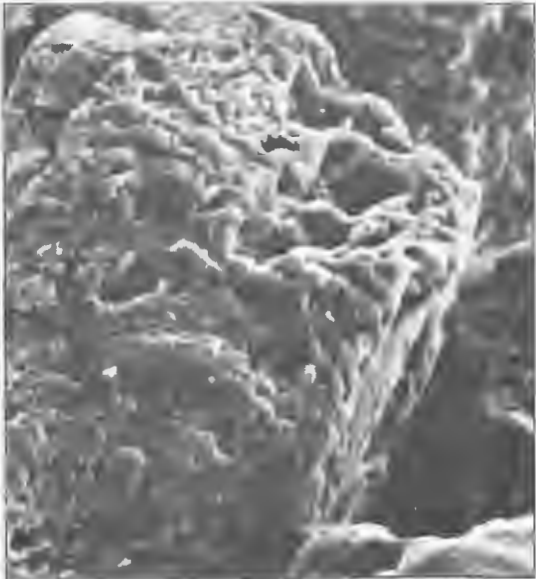
- PLANCHE 3 -

- Photo 1 - Dissolution engendrant des stries perpendiculaires les unes aux autres (quartz ou feldspath ?) (Bezange).
- Photo 2 - Agrandissement de la photo 1, planche 1 (Bezange)
- Photo 3 - Croûte continue (Lelling)
- Photo 4 - Prismes de dissolution ou de cristallisation ? (Lelling)
- Photo 5 - Croûte discontinue orientée (Bezange)
- Photo 6 - Croûte discontinue (Lelling).



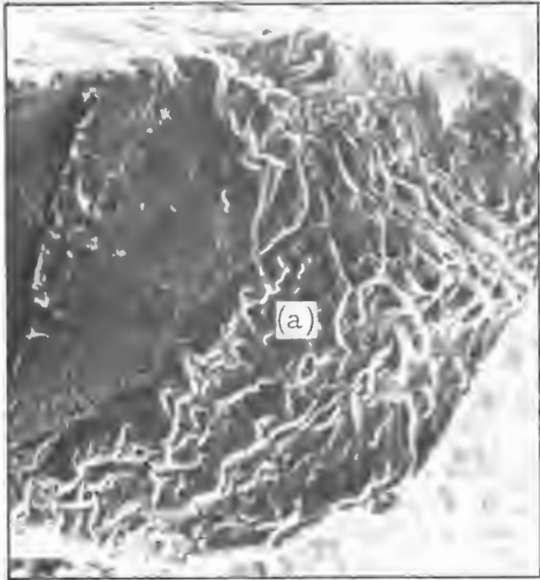
1

X700



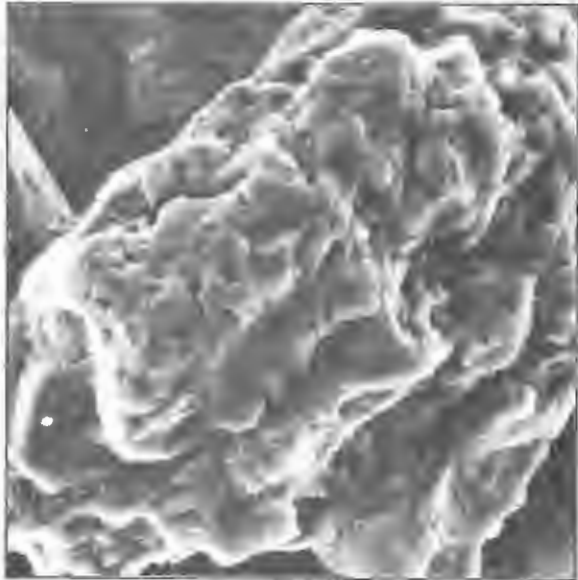
4

X500



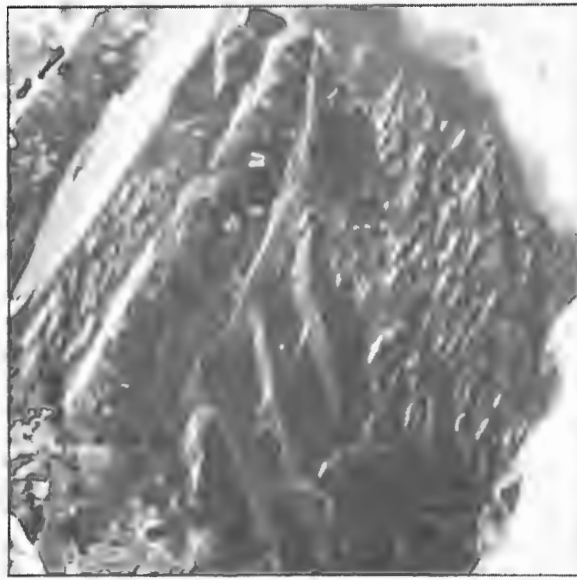
2

X300



5

X700



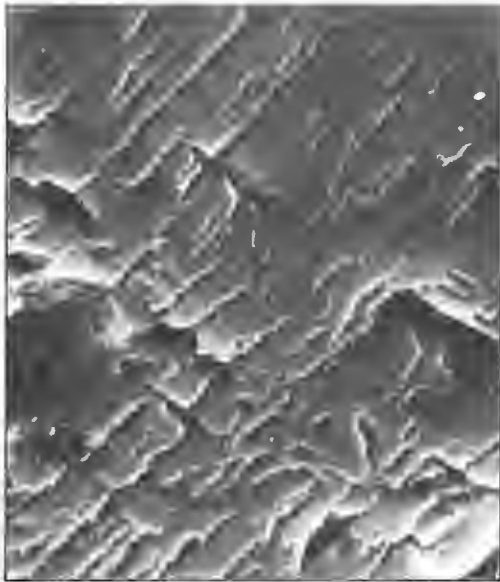
3

X450



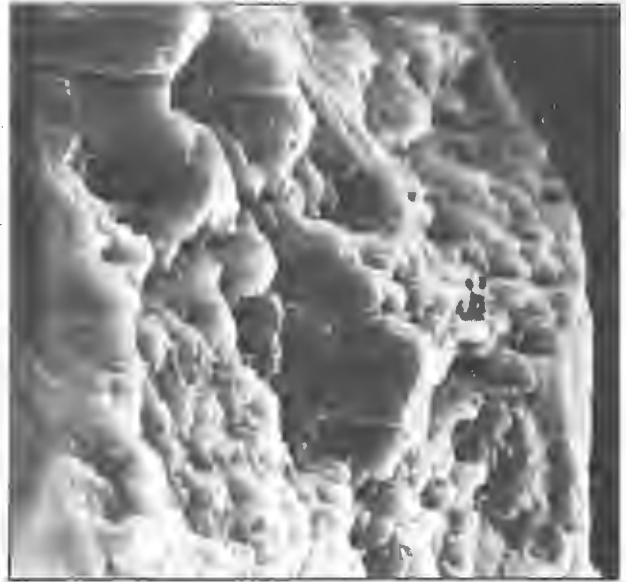
6

X280



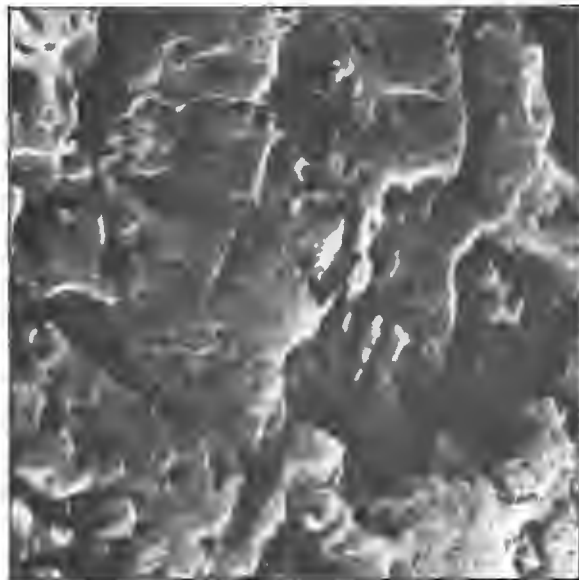
1

X 2200



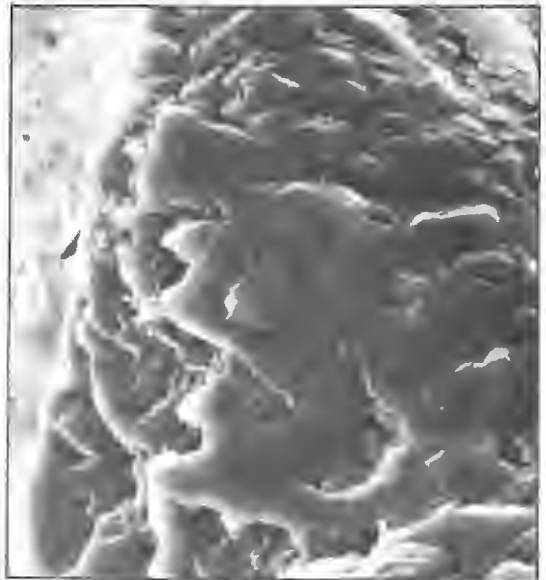
4

X 1000



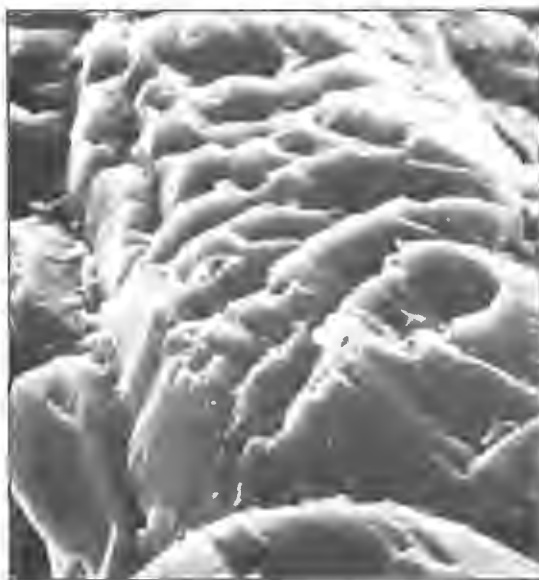
2

X 4500



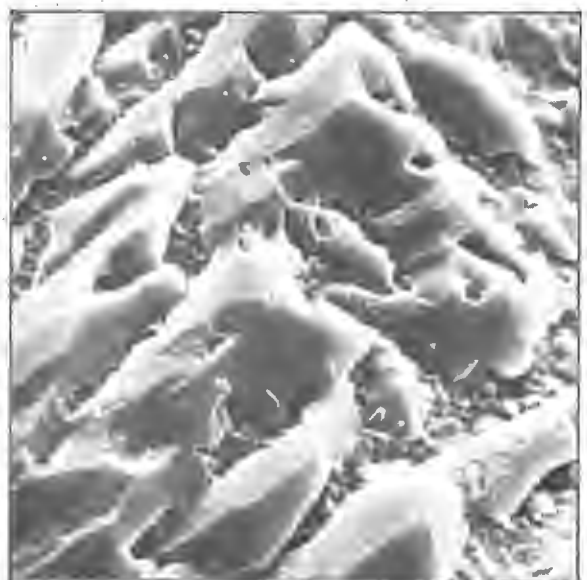
5

X 1000



3

X 1200



6

X 1200

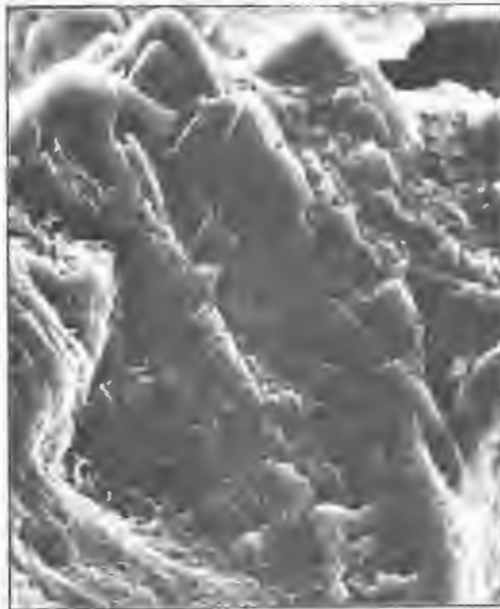
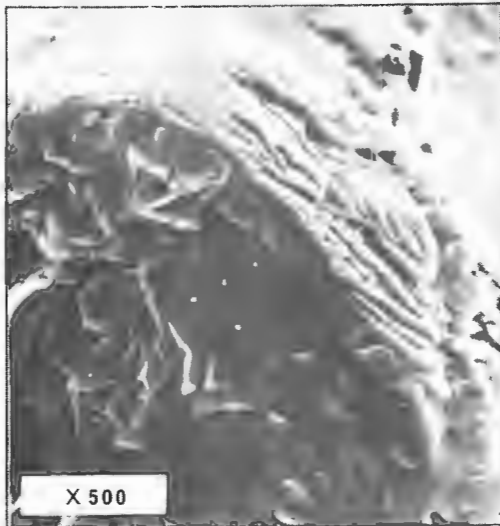
- PLANCHE 4 -

- Planche 1 - *Dépôt de silice et dissolution* : Les stries de dissolution affectent seulement les surfaces du grain, les arêtes restent lisses. Le dépôt de silice est représenté par la zone cristalline du premier plan (Lelling).
- Planche 2 - *Croûte discontinue montrant une zone de cristallisation poussée et les "V" de cristallisation* (Bezange)
- Planche 3 - *Croûte discontinue présentant l'aspect d'une coulée siliceuse* (St.-Nicolas-de-Port).
- Planche 4 - 5 - *Croûte discontinue* (Bezange)
- Planche 6 - *Agrandissement de la photo 3. Les "V" de cristallisation sont observées sur les surfaces et les arêtes, le grain support est profondément carié* (St.-Nicolas-de-Port).

- PLANCHE 5 -

- Photo 1 - *Croûte en orgue* (St.-Nicolas-de-Port)
- Photo 2 - *Grain transformé complètement en cristaux automorphes de quartz. Il montre des "V" de cristallisation* (Bezange).
- Photo 3 - *Croûte discontinue montrant des "V" ressemblant à des "V" de dissolution ?* (St.-Nicolas-de-Port)
- Photo 4 - *Agrandissement de la photo 1* (St.-Nicolas-de-Port)
- Photo 5 - *Agrandissement de la photo 1, le grain support ne montre pas d'impressions particulières* (St.-Nicolas-de-Port)
- Photo 6 - *Forme en orgue due probablement à la dissolution, les pyramides sont des figures de cristallisation* (Bezange).

1



2

X1000



5 X3000



4 X1000



6

X2200



3 X 500



1

X1000



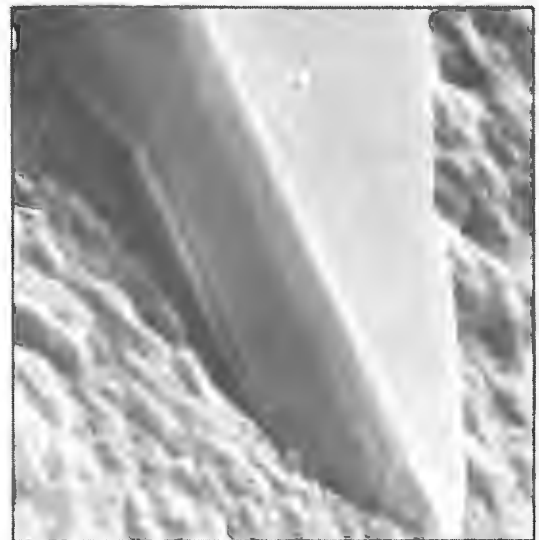
4

X4800



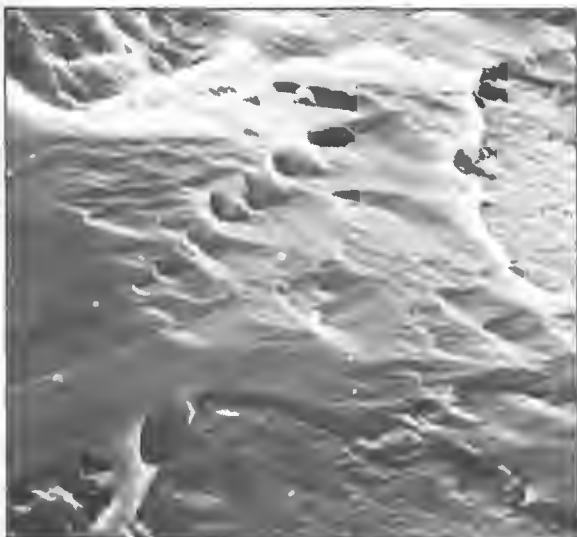
2

X700



5

X12000



6

X2000

3 X1000

L'étude a été faite sur des grains de taille comprise entre 250-177 microns, provenant de trois endroits différents ; St.-Nicolas-de-Port ; Bezange-la-Grande et Lelling. Les grains ont été lavés à l'acide oxalique pour enlever la pellicule ferrugineuse, puis rincés à l'eau.

Le mot "exoscopie", couramment employé en France, a été utilisé pour la première fois par LE RIBAUD (1973) pour désigner "une méthode de détermination des évolutions subies par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique, par l'étude de leurs aspects superficiels au microscope électronique à balayage".

Cette méthode a été appliquée dans la plupart des cas sur des formations actuelles. La littérature concernant les formations anciennes est très restreinte, citons comme exemple le travail de BARBAROUX et al, (1972). L'exoscopie faite sur l'exemple rhétien montre des figures différentes de celles cataloguées jusqu'à maintenant (KRINSLEY et al, 1973) et parfois curieuses. Les quelques photographies choisies montrent essentiellement des figures dues à un dépôt de silice et à la dissolution.

Le dépôt de silice est une caractéristique générale des grains de quartz étudiés. Il montre différentes figures allant jusqu'à la transformation complète du grain détritique en un cristal automorphe (pl. 5, photo 2).

La figure la plus caractéristique est le placage d'une croûte siliceuse à limite très nette avec le grain support. C'est une coulée orientée qui peut être divisée en deux types de croûte : croûte montrant des surfaces et des arêtes cristallines fraîches ne présentant aucune altération mécanique ou chimique et croûte xénomorphe.

Dans le premier type nous pouvons avoir différents aspects :

- Croûte discontinue : C'est la croûte la plus fréquemment observée. Elle est constituée de portions de plan plus ou moins liées montrant des surfaces lisses à différents degrés d'architecture cristalline et de creux en "V" surtout sur les surfaces et les arêtes des pyramides les mieux construites (pl. 2, 3, 4, photos 2;3,5,6 ; et 2, 3, 4, 5, 6). Sur un même grain le passage entre zones à différents degrés de cristallisation est observé (pl. 4, photo 2). Cette croûte forme parfois ce que l'on appelle (LE RIBAUD, 1974) une zone de transition (pl. 2, photo 2) ayant une limite nette avec une zone où la croûte est beaucoup moins architecturée. C'est une zone de cristallisation correspondant à la partie la plus ancienne de la croûte (LE RIBAUD, 1974).

Les creux entre les fragments ont ou bien une forme irrégulière qui est parfois due à la typologie du grain support, ou bien une forme en "V" ayant la même origine que les "V" signalés plus haut.

Par leur étroite association avec des surfaces et des arêtes cristallines et leur non orientation, les creux en "V" ne correspondent en aucun cas à des "V" de dissolution décrits dans la littérature. Leur formation est due ou bien à une lacune de cristallisation, ou bien à la jonction entre plusieurs zones de cristallisation.

- Croûte en forme d'orgue (pl. 5, photos 1,4) : C'est une croûte rarement observée. Elle est caractérisée par des surfaces orientées préférentiellement dans la même direction. La forme pyramidale apparaît dans les vides entre les surfaces.

- Croûte continue (pl. 3, photo 3) : Cette croûte masque complètement le grain support.

Le deuxième type (croûte xénomorphe) est représenté par une croûte couvrant complètement le grain support, elle peut être grenue (pl. 2, photo 4) ou lisse (pl. 2, photo 5).

Quelques figures sont dues probablement à une combinaison de dépôt de silice et de dissolution (pl. 2, photo 3 ; pl. 4, photo 1). Le dépôt de silice est représenté par des pyramides plus ou moins développées tandis que la dissolution est représentée par des stries profondes. Sur la photographie 6, planche 5, la forme en orgue est probablement due à la dissolution.

Parfois il est difficile de rattacher une figure soit à la dissolution, soit à la cristallisation. C'est le cas de la photographie 4, planche 3 et des "V" visibles sur la photographie 3, planche 5.

Les figures de dissolution sont représentées par des surfaces profondément cariées (pl. 2, photo 1, pl. 3, photo 2).

Le grain présentant des stries perpendiculaires les unes aux autres (clivages ?) pourrait être du quartz ou du feldspath (pl. 3, photo 1).

Conclusion :

L'exoscopie des grains de quartz montre des figures essentiellement diagénétique oblitérant complètement les caractéristiques originelles des grains et qu'il est difficile parfois de rattacher soit à la dissolution, soit au dépôt de silice (faute de référence bibliographique).

La présence d'une croûte siliceuse diagénétique ne favorise pas une étude morphologique des grains de quartz. D'un autre côté, la représentativité de la granulométrie reste valable car d'une part l'épaisseur de la croûte ne change pas de beaucoup les dimensions originelles des grains et d'autre part tous les grains étudiés sont presque atteints.

Une étude supplémentaire devrait pouvoir donner, à notre avis, plus de renseignements. Il s'agirait de suivre l'évolution des grains de même taille dans des échantillons de granulométrie et de ciment variés car nous avons trouvé que les grains dans le ciment dolomitique sont fortement corrodés et deuxièmement suivant des zones géographiques différentes pour voir si des caractéristiques particulières concernant le transport et le séjour des grains dans un milieu donné peuvent être dégagées en dépit de toute figure diagénétique.

3) Lithofaciès pélitique :

Les pélites correspondent à une fraction granulométrique des roches détritiques. Leur limite supérieure varie suivant les auteurs (50 microns : NOTA, 1958 ; 20 microns : HILLY, 1957 ; LOMBARD, 1972) alors que leur limite inférieure est de 2 microns.

En considérant qu'elles sont formées pour l'essentiel (<30 % de sable) d'une fraction comprise entre 20-2 microns, les pélites, en utilisant les indices DOEGLAS (1968), sont granulométriquement caractérisées par un indice Q3 compris entre 6 et 9 ϕ et une médiane égale ou supérieure à 5 ϕ (<31 microns).

Granulométriquement les pélites du Rhétien se caractérisent par les mêmes indices. Généralement Q3 est toujours supérieur à 7 ϕ (<8 microns) tandis que Q1 est toujours supérieur à 3 ϕ (<125 microns). Toutes les valeurs intermédiaires peuvent être trouvées. Ces valeurs pourront être légèrement modifiées à cause de l'imparfaite séparation des grains de sable se trouvant entre les feuillets mais nous ne pensons pas que l'erreur rapportée sur la granulométrie de l'échantillon soit importante (cf. ch. 1).

Dans ce lithofaciès la fraction argileuse est formée essentiellement d'illite. Les minéraux interstratifiés de type (I-M) sont toujours présents tandis que la kaolinite est absente ou en traces.

Les pélites se présentent soit en banc épais (0,5 - 2,5 m) étendu sur quelques dizaine de mètres, soit en niveau homogène d'une épaisseur de

moins de 7 cm étendu sur plusieurs mètres, ou soit en lentilles de moins de 1 cm d'épaisseur dont l'étendu latérale est très variable (de quelques centimètres à moins de 1 m). L'association de ces trois types de pélites aux autres lithofaciès sera traitée plus loin (cf. pp. 64-66).

Les pélites en banc épais se débitent en feuillets ne dépassant pas chacun 0,5 cm d'épaisseur. Elles sont finement micacées (Moselle, Haute-Marne). Les paillettes de muscovite sont de préférence couchées entre les feuillets, donc, parallèlement à la stratification, R. LAUGIER (1964) y a signalé la présence d'Avicula contorta Portl., d'Estheria sp. et de nombreuses Astéroïdes et Ophiuroïdes (Lelling).

La couleur est variable, souvent noire, noir-gris ou grise, quelquefois bariolée de jaunâtre ou tachée en rouille. En Haute-Marne nous avons trouvé des pélites verdâtres. Les lentilles sont en général noires mais elles peuvent être de teinte brune.

Les pélites sont dépourvues de matière organique. R. LAUGIER (1964) n'a pas pu vérifier leurs propriétés bitumineuses ni par l'extraction chloroformique ni à l'aide d'un solvant complexe qui lui a donné un résidu noirâtre non combustible inférieur à 1%.

4) Lithofaciès argileux.:

Il est caractérisé par la plasticité de ses couches dont 75% des constituants sont inférieurs à 2 microns. Il comprend deux lithofaciès : lithofaciès argileux du Rhétien inférieur et lithofaciès argileux du Rhétien supérieur (Argiles de Levallois).

- Les argilites du Rhétien inférieur :

Ce sont en général des lentilles d'argilites vertes ne dépassant pas 1 cm d'épaisseur se mettant à différentes auteurs dans le Rhétien inférieur et montrant les mêmes types d'association aux autres lithofaciès que les lentilles de pélites. Des niveaux d'argilites vertes homogènes de quelques centimètres d'épaisseur (1-3 cm) continus latéralement sur plusieurs mètres sont trouvés aussi. Les argilites en banc épais (> 25 cm) sont signalées surtout à Kédange et au Luxembourg. Elles ont une teinte grise ou noire. Les argilites sont aussi sous forme de galets mous disposés dans les structures d'érosion de beaucoup d'affleurements (St.-Nicolas-de-Port, Serres, Coyviller).

Un seul échantillon a été analysé microgranulométriquement (St.-Nicolas). Les indices Q1MdQ3 obtenus sont les suivants : 800. La courbe cumulative a parfaitement la même allure que celle des pélites.

Les argilites contiennent surtout de l'illite. Les interstratifiés de type (I-M) sont en petite quantité, la kaolinite est absente.

- Les argilites du Rhétien supérieur : Argiles de Levallois :

Elles ont été décrites pour la première fois dans la région de Château-Salins par LEVALLOIS (1837) qui a ensuite (1864) constaté leur extension dans l'ancien département de la Meurthe. D'autres observations ont confirmé leur extension vers le Nord et vers le Sud, dans l'Est du Bassin de Paris. Les argilites sont généralement de couleur lie-de-vin. Leur caractère versicolore a été signalé par beaucoup d'auteurs (THIERY, 1907 ; JOLY, 1908 ; WICKLES, 1914 ; KLUPFEL, 1920 ; CORROY 1934 ; MINOUX, 1934 ; MAUBEUGE, 1955). D'après nos observations dans la région de Nancy, de Mirecourt et de Vézelize les argilites sont de couleur lie-de-vin. Une légère teinte verdâtre bariolée de rouge est observée à Poussey.

Les "Argiles de Levallois" comprennent d'autres argilites de couleurs différentes (Provenchères-sur-Meuse, Robécourt, Domvallier, Poussey, Moncel, Grand-Duché de Luxembourg). Ces argilites non rouges existent à la base des argilites lie-de-vin, au sommet ou à ces deux niveaux. Nous les avons observées seulement à Poussey où une couche de 20 cm d'argilites gris-bleuâtre surmonte les argilites lie-de-vin. Quand deux couches existent à la base et au sommet, une symétrie de distribution existe au moins de point de vue couleur.

L'épaisseur des "Argiles de Levallois" varie beaucoup d'un point à l'autre du Bassin (cf. LAUGIER, 1964, fig. 28, 29, 30).

Les Argilites du Rhétien supérieur sont massives et compactes. Elles sont peu fossilifères. J.M. BATTAREL et al. (1971) y ont signalé la présence d'Esthéries. A. MÜLLER (1974) a signalé la présence d'une faune de Foraminifères et d'Ostracodes marins. Elles contiennent des concrétions à structure cone-in-cone.

Elles sont pauvres en grains de quartz. Les quelques échantillons analysés microgranulométriquement (Poussey, Vézelize, Flavigny) montrent que les argilites lie-de-vin ont la même granulométrie ($Q1M/Q3 = 890$). Les argilites gris-bleuâtre de Poussey ont les indices 900. Le classement des "Argiles de Levallois" est meilleur que celui des argilites du Rhétien inférieur.

Les argilites lie-de-vin contiennent essentiellement des interstratifiés organisés de type (I-M) (Vézelize, Poussey) ou de la montmorillonite (Flavigny) tandis que les argilites gris-bleuâtre contiennent des interstratifiés irréguliers. L'illite et la kaolinite sont en proportions égales.

5) Lithofaciès marneux dolomitique :

Le terme "marnes" est mal utilisé dans la littérature car les "argiles de Levallois" sont appelées "Marnes de Levallois" par les anciens auteurs et jusqu'à un passé récent. Les pélites terminales de l'affleurement de Pierrefaite et de Lavernoy sont appelées par LAUGIER (1964) marnes schisteuses noires. Partout ailleurs le terme est souvent utilisé pour les argilites et les pélites.

Les coupures déjà envisagées dans la littérature placent les marnes entre 35-65 % d'argiles. G. MILLOT (1964) considère que le terme marne revient au bon sens et à l'usage et qu'à partir du moment où nous avons une effervescence dans une argilite nous parlons de marne. Nous appliquons dans cette étude le terme marne à des roches contenant plus de 30 % d'argile, effervescentes à l'acide chlorhydrique 1 N et ayant les qualités physiques des marnes.

Un aperçu est donné ici sur les caractères des marnes de la Haute-Marne et en l'occurrence celles de Lavernoy où ce lithofaciès a été étudié. Les détails seront donnés lors de la description de l'affleurement.

Deux types de marnes structuralement et texturalement différents sont rencontrés. Ce sont des marnes dolomitiques dont le type le plus fréquent a la composition chimique suivante :

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ (total) | TiO ₂ | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P.F. | TOTAL |
|------------------|--------------------------------|--|------------------|-------|-------|------|------------------|-------------------|-------|-------|
| 16,40 | 5,8 | 2,14 | 0,19 | 22,25 | 15,60 | 0,03 | 1,43 | 0,20 | 36,50 | 99,82 |

Le type le plus fréquent est une roche de couleur variable : grisâtre, jaunâtre, verdâtre et même violette. Elle est parfois bariolée de verdâtre ou de violet. Elle a une cassure conchoïdale et quelquefois se débite en plaquette. Quand la roche est riche en particules insolubles (argiles), elle se débite en fins feuilletts ressemblant à des écorces. A l'affleurement les marnes sont traversées par des racines ce qui leur donne une couleur rouille et noire due à la matière ferrugineuse et organique. Elles sont parfois fissurées et quand la fissuration est intense la roche se présente sous forme bréchique. Nous avons constaté que la teneur en insolubles varie suivant la couleur de la roche. Les marnes violettes sont les plus riches en argiles tandis que les marnes jaunâtres et verdâtres sont les moins riches. La différence maximum est de 35 %. La teneur en argiles varie entre 30 et 66 %, le plus souvent entre 30 et 40 %. Un seul

niveau a donné une teneur de 82 %.

L'illite est le minéral argileux essentiellement présent. Les interstratifiés de type (I-M) sont peu représentés et la kaolinite est absente. L'examen microscopique montre que c'est une roche dolomicrocritique ($<10\mu$). La présence des cavités suscitant parfois la texture de "birds eye" est une caractéristique de ce lithofaciès même dans la roche ne présentant aucun signe macroscopique de fissuration (bioturbation ou autres). Les cavités sont occupées par des cristaux de dolomite de taille microsparitique ($<30\mu$). Leur centre est parfois occupé par du gypse ce qui est un phénomène commun dans la plupart des cavités. La roche présente parfois une texture grumuleuse.

Le deuxième type est une roche à cassure tranchante, verdâtre, grisâtre ou bariolée. Sa teneur en insolubles varie entre 30 et 53 %. Les minéraux argileux sont les mêmes que dans le premier type.

Microscopiquement, elle est formée de petits cristaux de dolomite ($20-10\mu$) de taille homogène.

Les grains de quartz trouvés dans les deux types sont de taille silteuse. Leur teneur est très faible dans la roche tandis qu'ils sont concentrés dans les terriers où nous avons trouvé localement quelques rares Ostracodes.

B - Lithofaciès secondaires :

1) Grès à ciment carbonaté dans la région de St.-Nicolas-de-Port :

----- 1.1.- Rhétien à Lumachelle ⁽¹⁾ -----

Il a été décrit par LAUGIER (1964) en deux endroits :

Dans la coupe du Pré Lallemand, il a relevé plus d'un mètre cinquante de "grès dolomitique coquiller très fossilifère⁽¹⁾, poches d'argiles rouges de décalcification. Dépôts pariétaux et cristallisation sphérolitique de calcite dans les fissures".

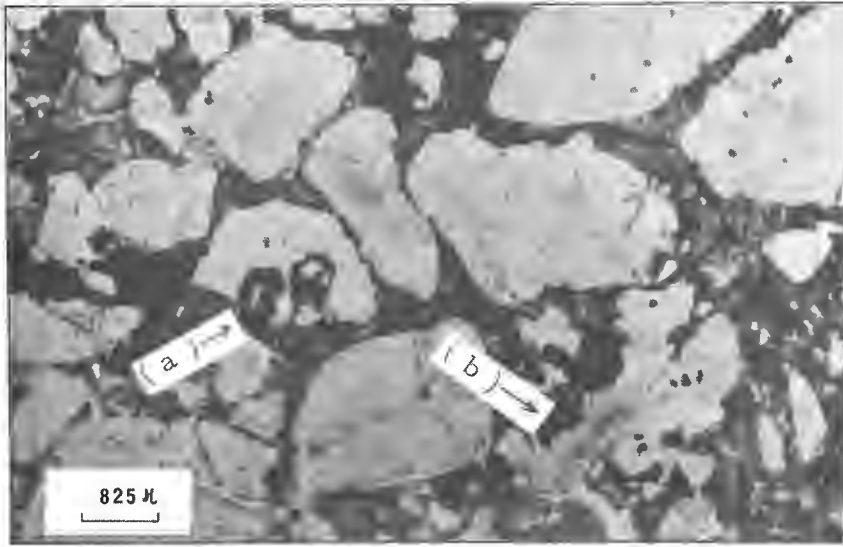
(1) : Ce terme est utilisé par les anciens auteurs et LAUGIER (1964) pour indiquer seulement la présence des coquilles dans le grès rhétien. Par ailleurs aucun nom de fossile n'a été donné.

- PLANCHE 6 -

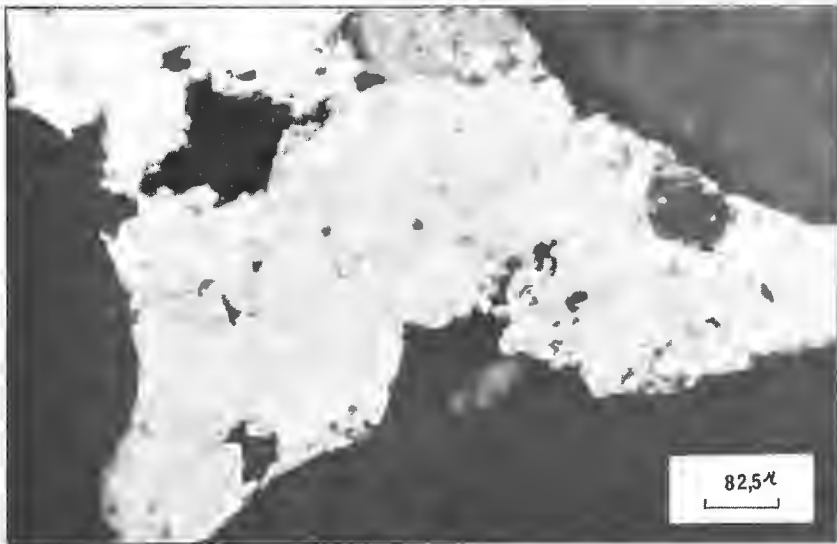
- Photo 1 - Corrosion des grains de quartz dans le grès à ciment concrétionné (a) : cavités de corrosion.
(b) : corrosion transformant le grain en squelette
(L.N., X 40)
- Photo 2 - Ciment calcitique à texture normale dans le grès calcaire en couche épaisse.
(L.P., X 400)
- Photo 3 - La même précédente photo en extinction. Le cristal de calcite montre à ce qui ressemble à des cristaux de dolomite encapuchonnée : dédolomitisation.
(L.P., X 400)

- PLANCHE 7 -

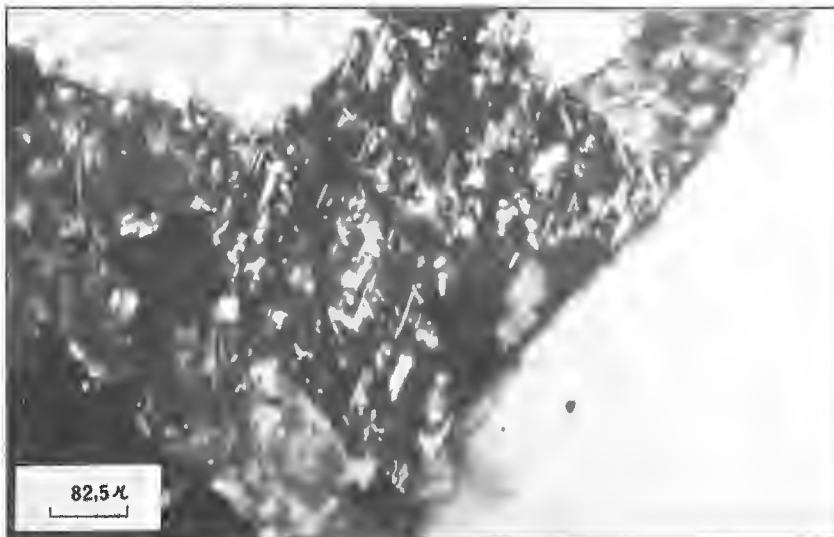
- Photo 1 - Texture du grès dolomitique jaune.
(a) : partie essentiellement carbonatée
(b) : partie essentiellement gréseuse
(L.N., X 40)
- Photo 2 - Détail de la partie essentiellement carbonatée montrant des cristaux de dolomite de taille homogène. Chaque cristal de dolomite a un noyau ferrugineux occupant plus que sa moitié.
(L.N., X 160)
- Photo 3 - Détail de la partie essentiellement gréseuse montrant des cristaux encapuchonnés de dolomite formés chacun d'une alternance des zones dolomitiques et ferrugineuses, le noyau étant parfois ferrugineux.
(L.N., X 160)



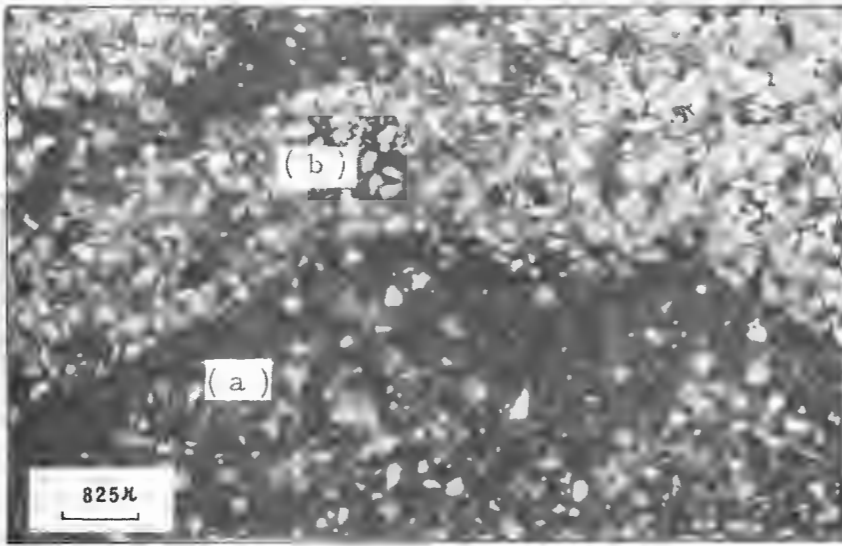
1



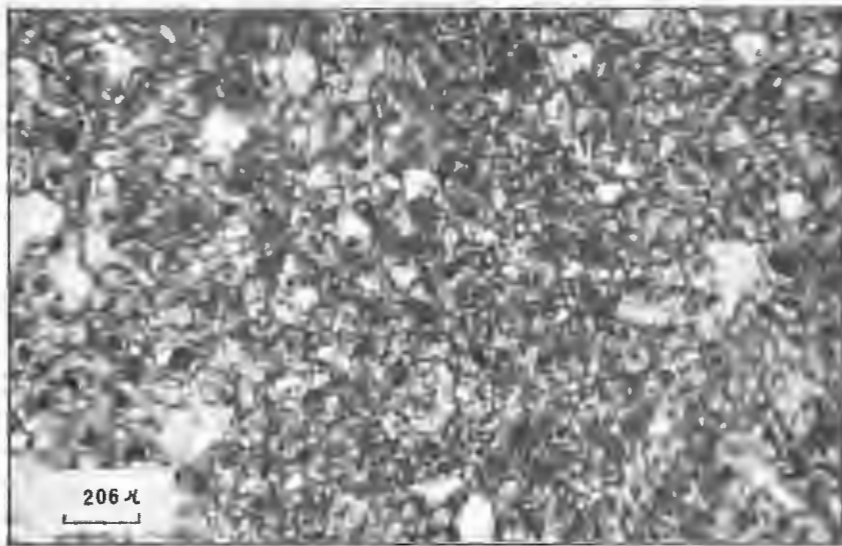
2



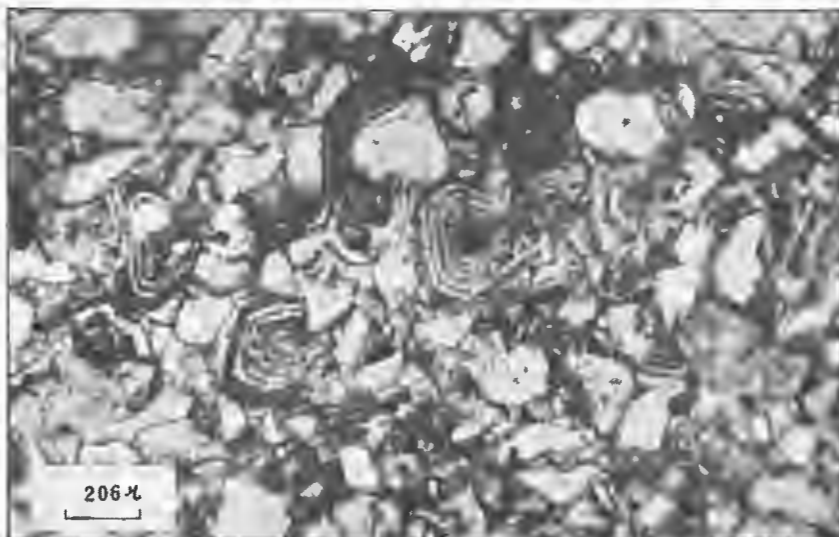
3



1



2



3

Dans la fouille n° 3 (cf. LAUGIER, 1971, p. 47, fig. 20) les couches de calcaire fossilifère roussâtre contiennent des grains de quartz dispersés dans le ciment et ayant suivant les couches une proportion largement différente. Elles contiennent, en plus, des galets de phtanite montrant des micro-organismes (Foraminifères et Radiolaires).

Le ciment est formé de petits rhomboédres de dolomite à coeur ferrugineux et des plages de calcite semées d'un tapis de cristaux de dolomite ne dépassant pas deux microns. Des îlots oolitique microcristallines limitant plusieurs plages de calcite montrent différents degrés de dolomitisation allant jusqu'à la transformation complète de chaque oolite en un cristal de dolomite

1.2.- Le grès à ciment carbonaté de la carrière de St.-Nicolas-

de-Port :

A l'affleurement le grès à ciment carbonaté se présente de trois façons : grès calcaire roux en couche épaisse continue latéralement, rognons de grès calcaire de consolidation partielle de sable très grossier et grès dolomitique jaune se débitant en plaquettes traversé par des nombreuses veines de calcite secondaire et montrant des taches d'oxyde de manganèse. Leur composition chimique est la suivante :

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | (TOTAL) | TiO ₂ | CaO | MgO | MnO | K ₂ O | Na ₂ O | P.F. | TOTAL |
|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------|------------------|-------|-------|------|------------------|-------------------|-------|--------|
| Grès calcaire | 71,56 | 1,50 | 0,35 | | 0,08 | 13,87 | 1,03 | - | 0,34 | 0,09 | 11,10 | 99,92 |
| Grès dolimitique | 33,75 | 4,90 | 2,10 | | 0,35 | 17,50 | 11,70 | 0,04 | 0,88 | 0,76 | 28,21 | 100,19 |

L'examen microscopique montre que de nombreux grains de quartz sont corrodés et réduits parfois à l'état de squelette (pl. 6, photo 1), d'autres sont restés sains. De ce fait la dispersion des grains, leur forme et leur classement sont en partie acquis secondairement. Cependant, la texture du grès dolomitique est nettement différente des autres grès car il est divisé en parties essentiellement carbonatées et en parties essentiellement gréseuses (pl. 7, photo. 1) dont les grains ont la taille de sable très fin. La corrosion de quartz est accompagnée parfois par un dépôt de silice au centre de ciment concrétionné (pl. 9, photo. 3)

Le ciment présente trois types de textures : ciment calcitique à texture normale, ciment dolomitique à texture encapuchonnée et ciment calcitique concrétionné.

- PLANCHE 8 -

Photo 1 - Microfissure dans la partie essentiellement carbonatée.

Les cristaux encapuchonnés de dolomite occupent avec une double polarité les bords inférieur et supérieur de microfissure.

(a) : pseudomorphose ferrifère d'un cristal de dolomite.

(L.N, X 160)

Photo 2 - Ciment concrétionné du grès calcaire en couche épaisse. Les concrétions ont toutes la même évolution. Elles sont formées d'une partie interne essentiellement ferrugineuse et une partie externe essentiellement carbonatée séparées par une couche ferrugineuse épaisse ayant dans toutes les concrétions la même épaisseur.

(L.N, X 40)

Photo 3 - Concrétion montrant le détail de la couche ferrugineuse épaisse (a) qui est formée d'une alternance entre zones ferrugineuses et zones carbonatées plus fines.

(L.N, X 160)

Photo 4 - Accollement des concrétions par les couches externes.

(a) : partie essentiellement ferrugineuse

(b) : partie essentiellement carbonatée

(L.N, X 160)

- PLANCHE 9 -

Photo 1 - Accollement des concrétions par les noyaux. Quelques grains de quartz sont fortement corrodés.

(a) : cristal de dolomite entouré par un film ferrugineux.

(L.N, X 160)

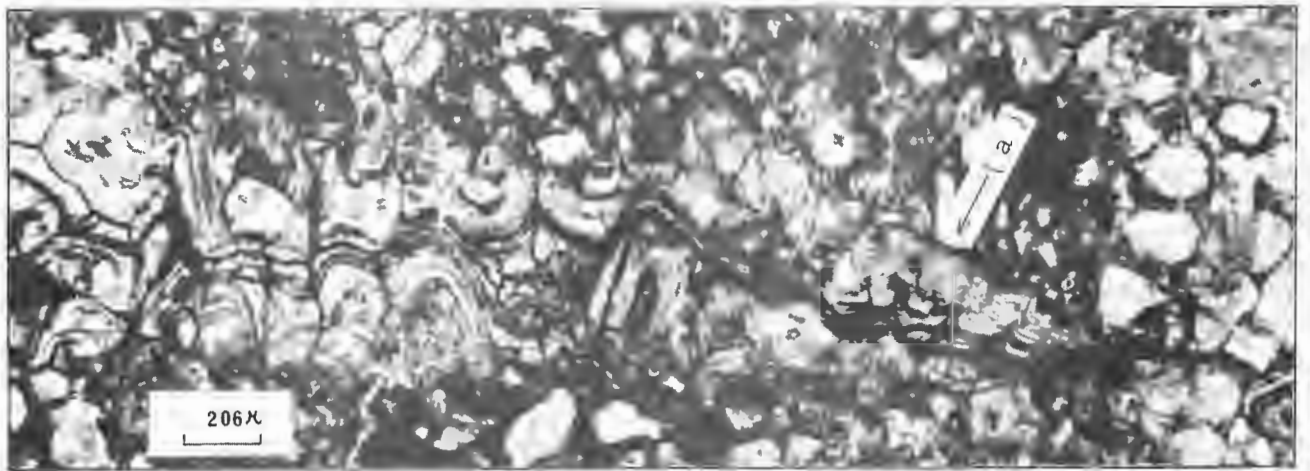
Photo 2 - Coexistence entre concrétions et cristaux encapuchonnés de dolomite (a) dans le grès calcaire en couche épaisse.

(L.N, X 160)

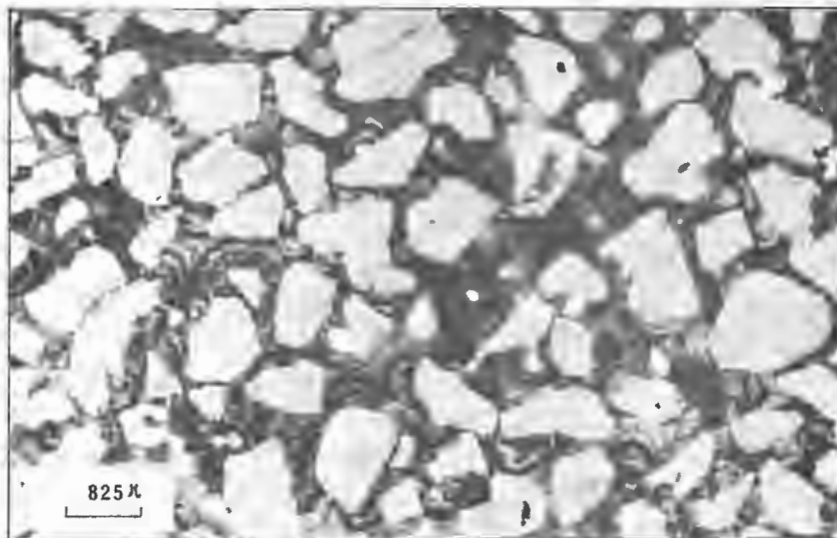
Photo 3 - Concrétion ayant un noyau siliceux. Les couches successives épousent parfaitement la forme de noyau ce qui indique qu'elles lui sont formées postérieurement.

Corrosion en dents de scies des grains de quartz.

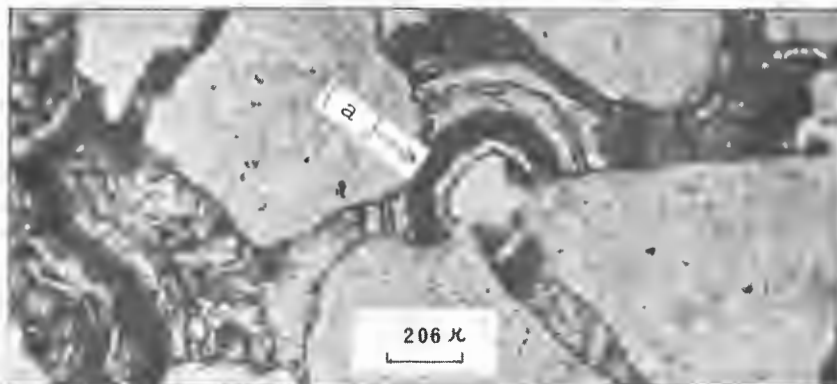
(L.P, X 160)



1



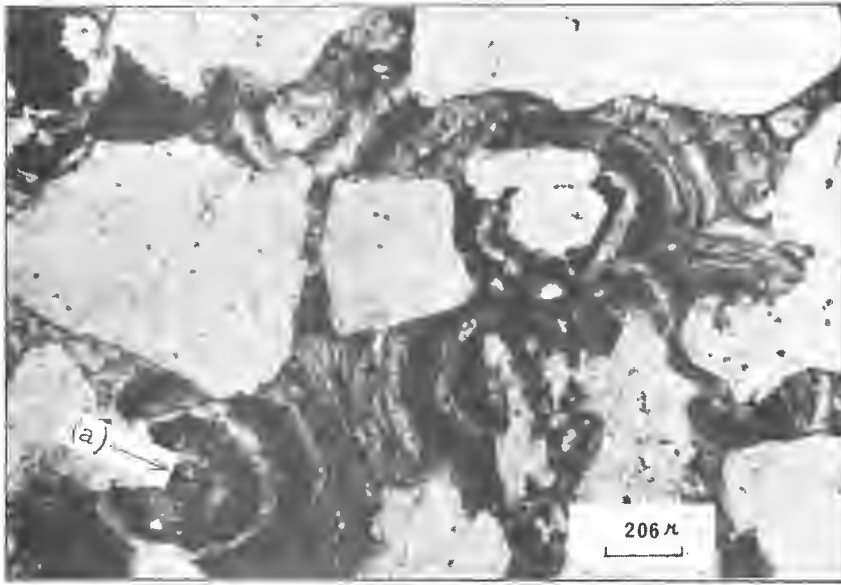
2



3



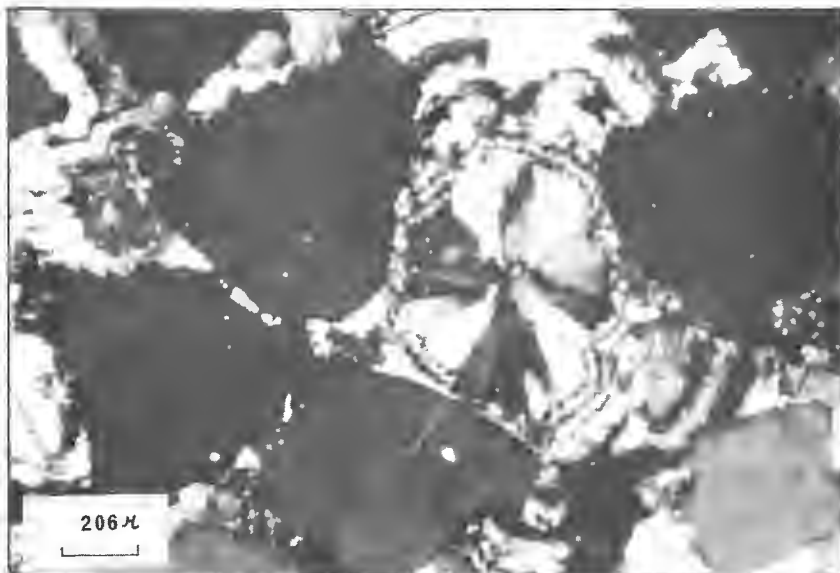
4



1



2



3

Le ciment à texture normale (pl. 6, photos 2, 3) caractérise les rognons du grès et se trouve simultanément avec le ciment concrétionné dans le grès à couche épaisse. Il est formé des grands cristaux de calcite à l'intérieur desquels nous décelons parfois la présence des formes rhomboédriques (pl. 6, photos 2, 3) ce qui laisserait penser que l'espace intergranulaire a été originellement occupé par plusieurs cristaux de dolomite qui ont été diagénétiquement remplacés par de la calcite (dédolomitisation).

Le ciment à texture encapuchonnée caractérise essentiellement le grès dolomitique. Il est en partie, rencontré dans le grès calcaire à couche épaisse (pl. 9, photo 2).

Dans la partie essentiellement carbonatée, il est formé de fins cristaux de dolomite ayant chacun un noyau ferrugineux représentant plus de la moitié de son volume (pl. 7, photo 2). Les cristaux sont rigoureusement de même taille.

Dans la partie essentiellement gréseuse, l'aspect encapuchonné du ciment est bien développé (pl. 7, photo 3). Ce sont des cristaux dissymétriques se reliant parfois entre eux. Chaque cristal est formé d'un noyau ferrugineux et de plusieurs couches successives délimitées par de la matière ferrugineuse. Le processus de leur formation peut être décelé grâce à une microfissure rencontrée dans la partie essentiellement carbonatée (pl. 8, photo.1). Les cristaux encapuchonnés ayant exactement la même texture et sensiblement la même taille que ceux rencontrés dans la partie essentiellement gréseuse occupent avec une double polarité les bords supérieur et inférieur de la microfissure en recoupant très nettement la partie essentiellement carbonatée. Ils sont formés à partir d'un cristal de dolomite étant parfois sa pseudomorphose ferrière (pl. 8, photo. 1). C'est une formation ressemblant à ce qui se passe dans les grottes, donc à l'air libre.

Le ciment concrétionné caractérise le grès en couche épaisse bien que le concrétionnement ne soit pas un phénomène étendu à tout le banc. Ce sont des concrétions montrant partout la même évolution et ayant presque la même taille (pl. 8, photo 2). Chaque concrétion est formée d'un noyau riche en matière ferrugineuse s'il n'est pas complètement formé de cette matière. Parfois il n'est qu'un simple cristal de dolomite entouré par un film ferrugineux (pl. 9, photo 1). Autour du noyau la succession entre couches carbonatées et ferrugineuses est rythmique. Chaque concrétion est divisée par une couche ferrugineuse épaisse en deux parties : partie interne essentiellement ferrugineuse et partie externe très épaisse essentiellement carbonatée formée de plusieurs couches séparées l'une de l'autre par une couche ferrugineuse très

- PLANCHE 10 -

Photo 1 - Aspect globulaire en choux de concrétions.

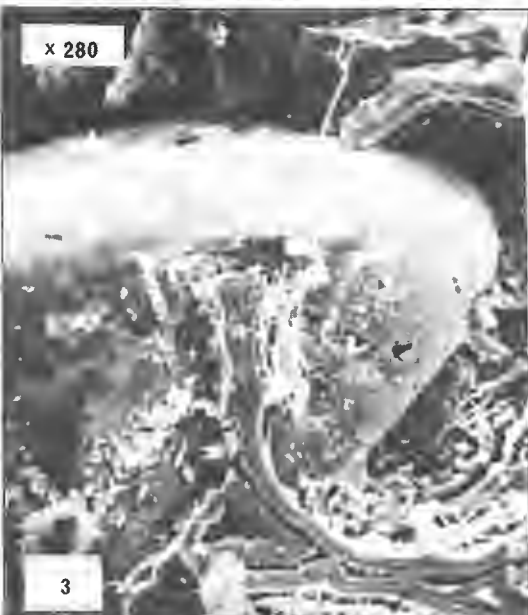
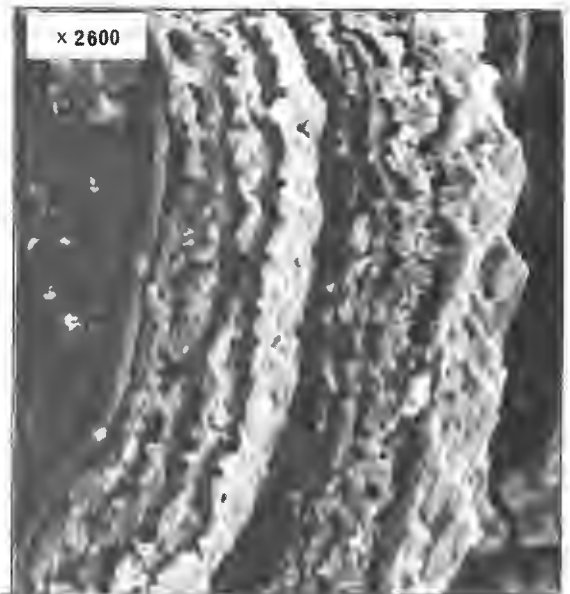
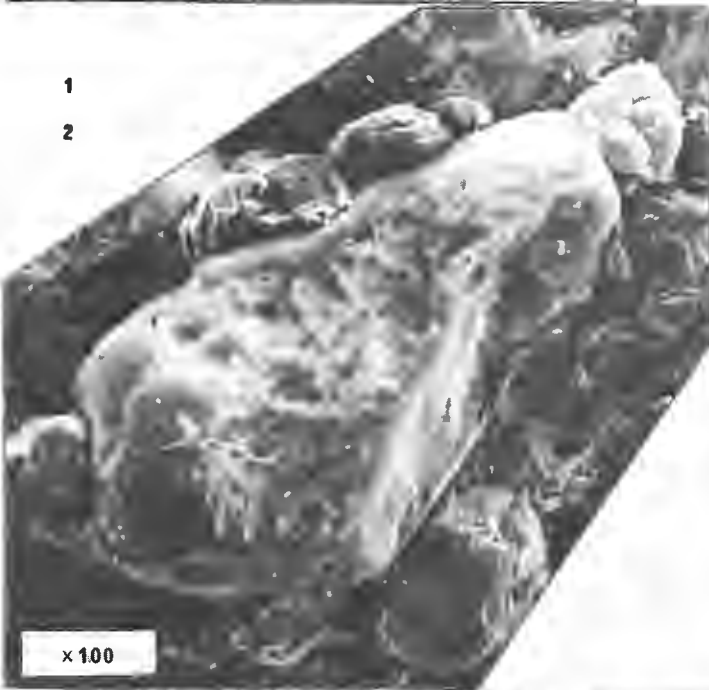
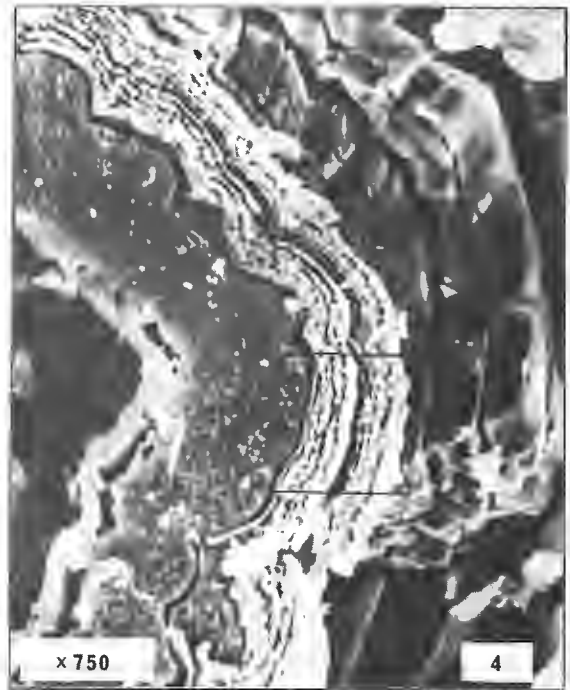
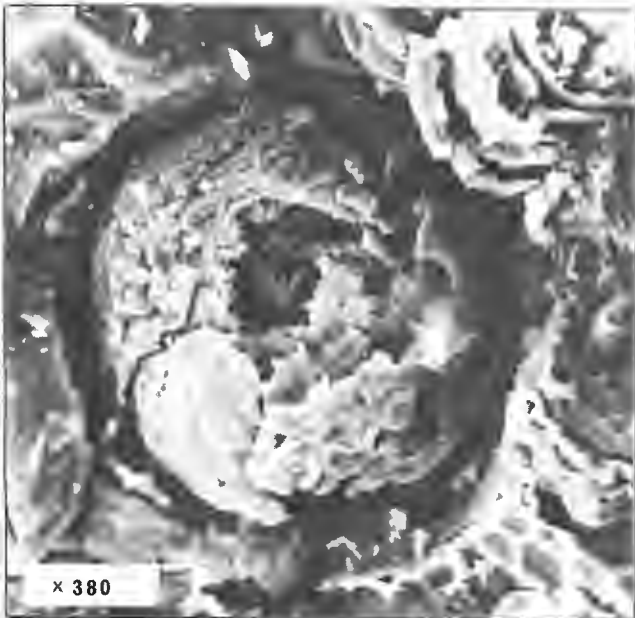
Photo 2 - Concrétions entourant un grain de quartz

Photo 3 - Concrétion recoupant un grain de quartz

Photo 4 - Section dans une concrétion montrant la couche essentiellement ferrugineuse (en claire) et la couche essentiellement carbonatée (en sombre) chacune est formée de plusieurs feuillets ; beaucoup plus fins dans la couche essentiellement ferrugineuse que dans la couche essentiellement carbonatée

Photo 5 - Détails de la couche essentiellement ferrugineuse. Nous y reconnaissons des couches sombres dont les feuillets sont composés d'agrégats, et des couches claires montrant des formes rhomboédriques qui peuvent être assimilées à des cristaux de dolomite

Photo 6 - Détails de la couche essentiellement carbonatée. Les différents feuillets montrent sur leur côté extérieur une forme cristalline nette.



fine (pl. 8, photo. 2, 3, 4). La couche ferrugineuse est formée d'une succession de couches ferrugineuses et de fines couches carbonatées (pl. 8, photo. 3).

La coexistence entre cristaux de dolomite encapuchonnée et concrétions (pl. 9, photo 2) en plus de la présence d'un cristal de dolomite au centre d'une concrétion (pl. 9, photo 1) sont les preuves que les concrétions ont eu le même mode de formation que le ciment encapuchonné.

Suivant KATZ (1971) la pseudomorphose de dolomite par de l'hématite signifie que la dolomite a été ferrifère et que la pseudomorphose résulte de la dissolution du carbonate accompagné de l'oxydation du fer. D'autre part la présence d'une partie essentiellement ferrugineuse est d'après KATZ (1971) une autre preuve que les couches ferrugineuses étaient de la dolomite ferrifère. D'ailleurs l'étude au microscope électronique à balayage a montré que les couches ferrugineuses sont formées des fins feuillets ressemblant à ceux de la couche essentiellement carbonatée bien qu'ils soient beaucoup plus fins qu'eux (pl. 10, photo. 4, 5, 6).

L'étude au microscope électronique à balayage a montré que les concrétions sont des globules ayant l'aspect de choux entourant et recoupant les grains de quartz (pl. 10, photo. 1, 2, 3). Leur formation est donc postérieure au dépôt de sable. D'autre part nous avons remarqué que le noyau d'une des concrétions est formé par de la silice. Les couches successives viennent ensuite épouser sa forme (pl. 9, photo. 3) ce qui prouve que le dépôt de silice est antérieur à la formation de la concrétion. Si nous supposons que la silice est le résultat de la corrosion des grains de quartz, il faut que cette corrosion soit faite par un ciment avant la formation des concrétions. Vu que les bancs contenant ces textures sont bien délimités et que les cristaux de dolomite dans la partie essentiellement carbonatée du grès dolomitique sont extrêmement homogènes, ainsi que les concrétions, la formation des telles textures devait se produire quand le ciment initial n'était pas encore consolidé.

Les concrétions ont subi une dédolomitisation par de la calcite car leur extinction se fait par zones perpendiculaires aux couches. Une concrétion peut être formée d'un seul cristal de calcite ce qui est souvent observé ou de plusieurs cristaux qui peuvent être communs à plusieurs concrétions (fig. 10). Une extinction roulante ressemblant à une croix noire s'observe parfois.

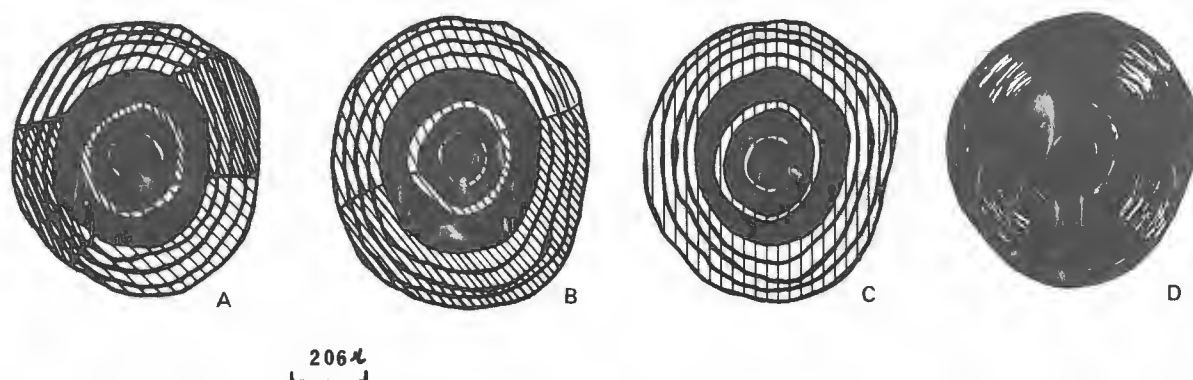


Figure 10 - Concrétions et leurs différentes formes d'extinction :
concrétions formées de trois (A) et deux (B) ou d'un seul (C)
cristal de calcite. D - Extinction en croix noire.

En résumé .:

- Toutes les textures de ciment sont le résultat d'une dolomitisation précoce du ciment initial qui peut être calcitique.

- Chaque concrétion ou chaque cristal encapuchonné est formé à l'origine d'une succession des couches de dolomite pure et de dolomite ferrifère, le noyau étant un cristal de dolomite.

- Chaque concrétion est divisée en deux parties ; l'une riche en matière ferrugineuse qui est le résultat de l'oxydation des couches dolomitiques ferrifères et l'autre essentiellement dolomitique.

- La dolomitisation a été suivie d'une dédolomitisation calcitique seulement dans le grès en couche épaisse. Par conséquent toutes les concrétions sont transformées en calcite.

- La porosité due à l'agencement des grains de quartz a aidé le développement des ciments concrétionné et encapuchonné. Tout se passe comme si la croissance se faisait dans une espace libre (cas de microfissure). Quand la porosité est presque nulle, les cristaux de dolomite sont fins et très homogènes (partie essentiellement carbonatée).

- La corrosion des grains de quartz est très probablement faite par le ciment initial.

Le processus de la formation de la dolomite zonée (succession entre zones dolomitique et dolomitique ferrifère) dans la diagenèse précoce a été discuté par KATZ (1971), sur la dolomite du Jurassique moyen du Sud d'Israël.

A. KATZ considère que la dolomitisation a été faite à partir d'une boue calcitique quand le rapport $Mg^{+2} : Ca^{+2}$ avait atteint le seuil de la dolomitisation (5). Cela est facilement réalisé par l'évaporation de l'eau de mer. La formation de la dolomite ferrifère a été faite quand le rapport $Fe^{+2} : Mg^{+2}$ est devenu élevé. Cela n'est pas réalisé par la diminution de l'activité de l'ion magnésium mais par l'augmentation de l'activité de l'ion fer qui est liée inversement au pH et au Eh. Cela se produit quand les conditions de milieu deviennent réductrices : milieu calme à eau stagnante. A la lumière de cette interprétation nous pouvons considérer que la succession de couche dolomitique et dolomitique ferrifère est le résultat d'une succession de périodes à évaporation d'eau de mer et de périodes de crue au cours de laquelle l'activité de l'ion magnésium est restée dans le domaine de la dolomitisation.

La comparaison entre la texture en laminations concentriques de St.-Nicolas-de-Port avec celle décrite dans la littérature (AMSBURY, 1967 ; DUNHAM, 1969 ; NAGTEGAAL, 1969 ; HARRISON et al, 1972 ; SWETT, 1974 ; RICHARD et al, 1975) nous incite à considérer que l'augmentation du rapport $Mg^{+2} : Ca^{+2}$ par évaporation est due seulement à l'émersion d'une partie du sédiment à la suite de la baisse de niveau de l'eau de mer ce qui a favorisé le concrétionnement et la formation d'une couche dolomitique suivant le processus formant le caliche. D'après BRETZ et al, (1949), BLANCK et al, (1965) et DUNHAM, (1969) le climat favorisant la formation du caliche est aride à semi-aride tandis que REEVES, (1970) considère que le climat ne doit être ni aride ni humide.

Cette émersion a été suivie d'une submersion du sédiment à la suite de la remontée de niveau de l'eau de mer ce qui a laissé l'eau en stagnation d'où la formation d'une couche de dolomite ferrifère.

Nous supposons donc que des emersions et des submersions sont enregistrées à l'échelle des couches individuelles.

La dédolomitisation est un phénomène diagénétique superficiel (EVAMY, 1967) qu'il est difficile de situer dans le temps ; il peut être très tardif. Cependant nous nous demandons si cette dédolomitisation ne s'est pas produite à un certain moment pendant le dépôt du Rhétien ce qui impliquerait encore l'émersion du grès.

La similitude de la texture du ciment décrite par LAUGIER, (1964) et par nous milite en faveur de l'extension des phénomènes dans la région de St.-Nicolas-de-Port.

2) Calcaire gréseux oolitique :

VOLTZ, (1823) a décrit dans la région de Vic-sur-Seille (Côte du Télégraphe) un lithofaciès de calcaire gréseux coquillier contenant ici et là des globules oolitiques devenant parfois abondants. Ce lithofaciès est subordonné au grès le surmontant.

LEVALLOIS, (1837) l'a indiqué dans la même région. De plus, il a signalé que le grès calcaire est un lithofaciès de très faible extension (lentilles intercalaires plus ou moins étendues, parfois centimétriques) et que le grès oolitique et le grès calcaire passent souvent insensiblement l'un à l'autre et au grès classique qui est le lithofaciès dominant.

Le calcaire gréseux oolitique de Vic a été analysé par LAUGIER, (1964) grâce à un échantillon conservé au Musée des Sciences de la Terre de Nancy. Il s'agit d'une roche contenant des coquilles de Lamellibranches, des débris silicifiés d'ossements de Vertébrés, de grains de quartzite, des grains de calcaire oolitique et des "corpuscules argilo-calcaires ooliti-formes". Les grains de quartz sont anguleux et forment moins de 15 % du poids de la roche.

Les oolites ont une forme circulaire ou elliptique mais des "corpuscules aux contours ondulés sont nombreux". Leur diamètre moyen est compris entre 200 et 600 microns. Le noyau, elliptique, est formé d'agrégats "argileux ferrugineux, carbonatés ou siliceux". Il est entouré par un cortex très ou peu ou encore à multistrates marquant parfois "des épaisissements polaires ou pariétaux". Le ciment est formé par de la calcite microcristalline qui corrode les oolites suivant une attaque centripète suivie par une progression centrifuge jusqu'à leur fantomisation. La composition chimique donnée par LAUGIER (1964) est la suivante :

Carbonates totaux : 82 %, Carbonate double de Ca et Mg : 1,2 %

Carbonate de calcium : 80,8 %, Résidu : 18 %.

D'après les descriptions et les figurations données, ce lithofaciès présente des analogies certaines avec le grès carbonaté décrit dans la région de St.-Nicolas-de-Port ce que signale d'ailleurs LAUGIER (1964).

Les oolites de Vic ne sont à notre avis que le développement du ciment concrétionné de St.-Nicolas qui montre au microscope électronique à balayage un aspect tout à fait globulaire (pl. 10, photo. 2, 3, 5).

Le fait que l'analyse chimique ne donne que des carbonates de calcium signifierait que les "oolites" sont dédolomitisées tout comme les concrétions de St.-Nicolas-de-Port.

II.- ASSOCIATION DES LITHOFACIES :

Nous présentons ici seulement les associations des principaux lithofaciès détritiques ; conglomérats par rapport aux sables et aux pélites, et pélites par rapport aux sables. Les argilites présentent les mêmes associations que les pélites.

- Conglomérats par rapport aux sables et aux pélites :

Le lithofaciès de type conglomératique se présente au sein de la formation suivant trois structures :

- Conglomérats de remplissage de structure d'érosion : Une structure d'érosion est définie comme étant un corps lenticulaire dont la base, en forme d'auge, est plus ou moins étendue, et recoupe plus ou moins les lithofaciès sous-jacents (sables-pélites). Il peut correspondre à un chenal ou à une gouttière d'érosion quelconque. L'érosion ne se manifeste que dans le cas des pélites où des galets mous sont relativement fréquents dans le remplissage conglomératique.

Le remplissage conglomératique peut être à texture "graviers-support" ou "matrice-support". Il peut être sans litage ou à stratification oblique dont la base des feuilletés est occupée par un pavage conglomératique (fig. 11-1)

Les conglomérats sont surmontés par des sables ou par des pélites.

- Conglomérats en pavage : Ce sont des niveaux ayant l'épaisseur du galet moyen présent. Ils accusent une grande extension latérale. Leur texture doit être considérée, d'après Cilfton (1973) comme étant de type "graviers-support". Ils se localisent au dessus et à l'intérieur des pélites ou à l'intérieur des sables (Fig. 11-2). Aucun signe d'érosion n'est observé à leur contact avec les lithofaciès sous-jacents.

- Niveaux conglomératiques dans lesquels les graviers à texture "matrice-support" sont noyés dans des sables; au passage sables-pélites et dans les pélites (Fig. 11-3). Ces niveaux ne montrent pas de limites nettes avec les lithofaciès adjacents.

- Pélites par rapport aux sables :

Nous traitons ici des associations des trois formes de pélites déjà signalées : lentilles, niveau homogène relativement épais et couche épaisse.

1 - Lentilles de pélites par rapport aux sables :

Les lentilles de pélites de moins de 1 cm d'épaisseur s'associent aux sables suivant des structures variables :

Figure 11 - Schémas montrant les différentes associations des conglomérats par rapport aux sables et aux pélites à l'intérieur du Rhétien inférieur.

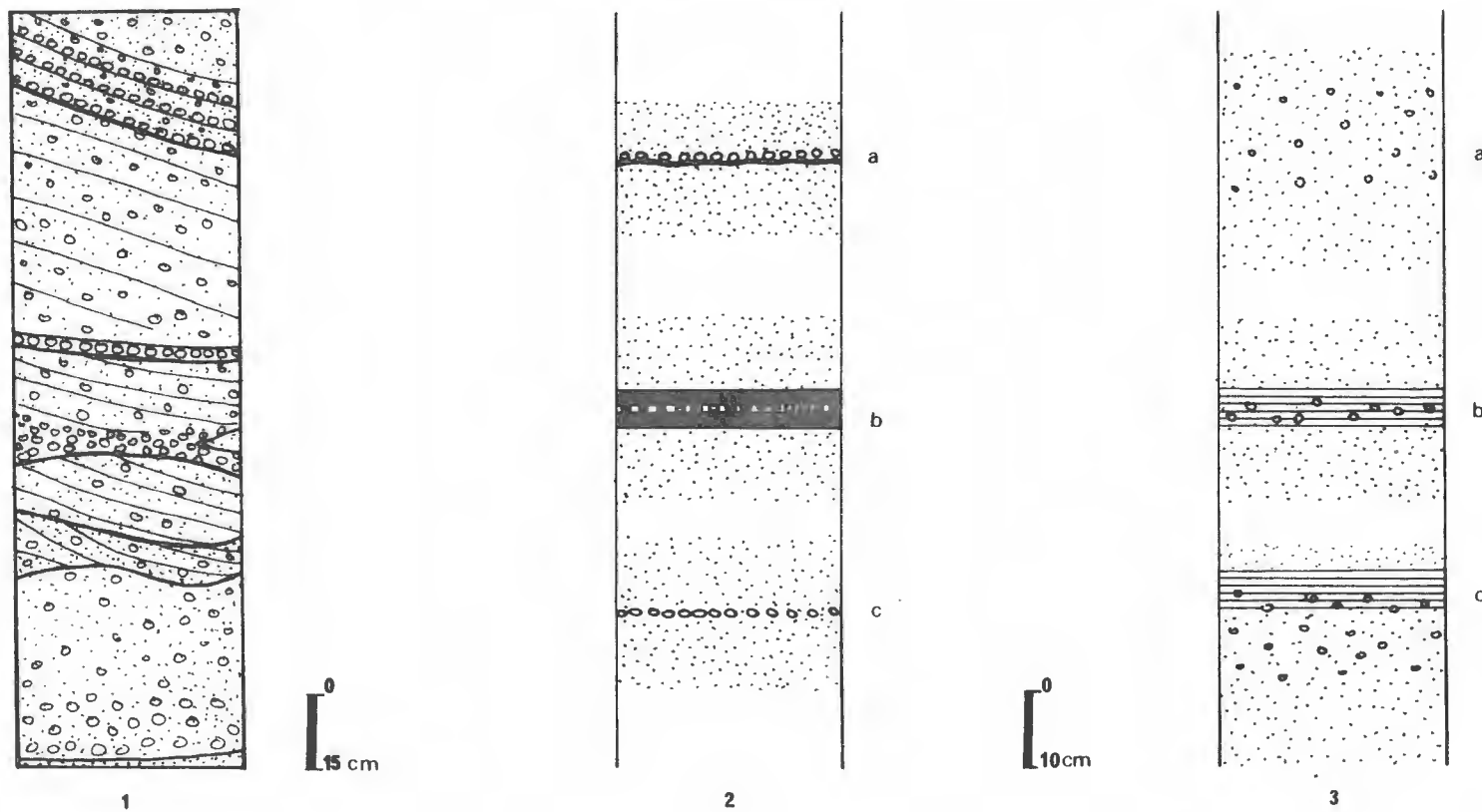
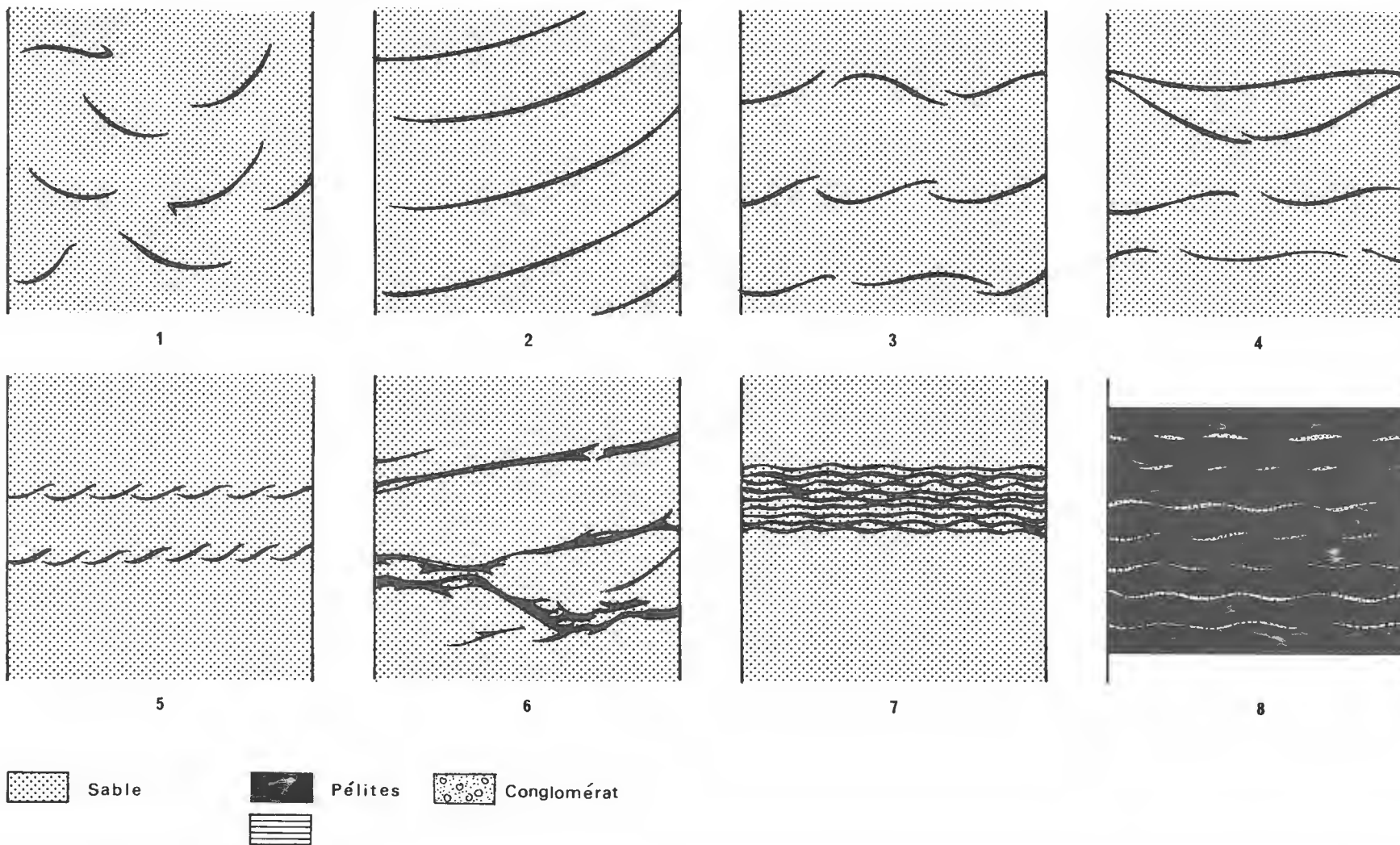


Figure 12 - Schémas montrant les différents types d'association des pélites par rapport aux sables.

Les lamines pélitiques ne dépassent pas 1 cm d'épaisseur.

Les autres échelles sont exagérées.



- Lentilles dispersées sans ordre (Fig. 12-1) : Elles se mettent sans orientation préférentielle et sont observées sur la plupart des affleurements.

- Lentilles soulignant un litage oblique (Fig. 12-2) : Ce sont des lentilles à peu près équidistantes se mettant dans les auges, au sommet des feuillets de stratification oblique.

- Niveau fin de pélites en lentilles (Fig. 12-3-5) : Ce sont des niveaux ayant une certaine extension latérale (plusieurs mètres). Ils sont formés de la juxtaposition d'une multitude de lentilles disposées parallèlement (Fig. 12-3) ou obliquement (Fig. 12-5) à la stratification. Dans beaucoup de cas, les extrémités des lentilles voisines se chevauchent les unes aux autres (Fig. 12-3-5). Parfois, d'autres lentilles se convergent vers ce niveau, en ce moment l'ensemble prend une structure anastomosée (Fig. 12-4). Les niveaux fins de pélites en lentilles constituent la structure la plus souvent rencontrée dans le Rhétien inférieur de l'Est du Bassin de Paris.

- Niveau à lentilles de pélites serrées (Fig. 12-7) : Dans beaucoup d'endroits, plusieurs niveaux fins de pélites en lentilles se serrent les uns aux autres pour former finalement un niveau étendu plus ou moins épais (jusqu'à 25 cm) à lentilles de pélites serrées. Dans ce niveau, les sables entre les lentilles de pélites prennent une structure lenticulaire aussi.

- En Haute-Marne, les lentilles pélitiques et marneuses ont une structure spécifique ressemblant à celle décrite par MÜLLER (1974) dans le Grand Duché de Luxembourg. Chaque lentille est divisée en lentilles plus minces. Parfois, elles sont tout simplement bifurquées (Fig. 12-6). La limite marnes ou pélites grès est dans beaucoup de cas diffuse à cause de la bioturbation (pl. 1, photo. 2).

2 - Niveau de pélites homogènes relativement épais (jusqu'à 7 cm) par rapport aux sables :

Ce niveau ne montre, au sein du sable, aucune structure particulière. Le contact sables-pélites sous-jacentes se fait sans aucun indice d'érosion.

3 - Couche épaisse de pélites par rapport aux sables :

Elle se présente en plaquettes séparées les unes des autres par des lentilles sableuses dont la grosseur des grains dépend largement de l'encaissant sableux dans lequel les pélites se trouvent. Suivant la finesse de milieu les lentilles sont macroscopiques ou microscopiques (Fig. 12-8)

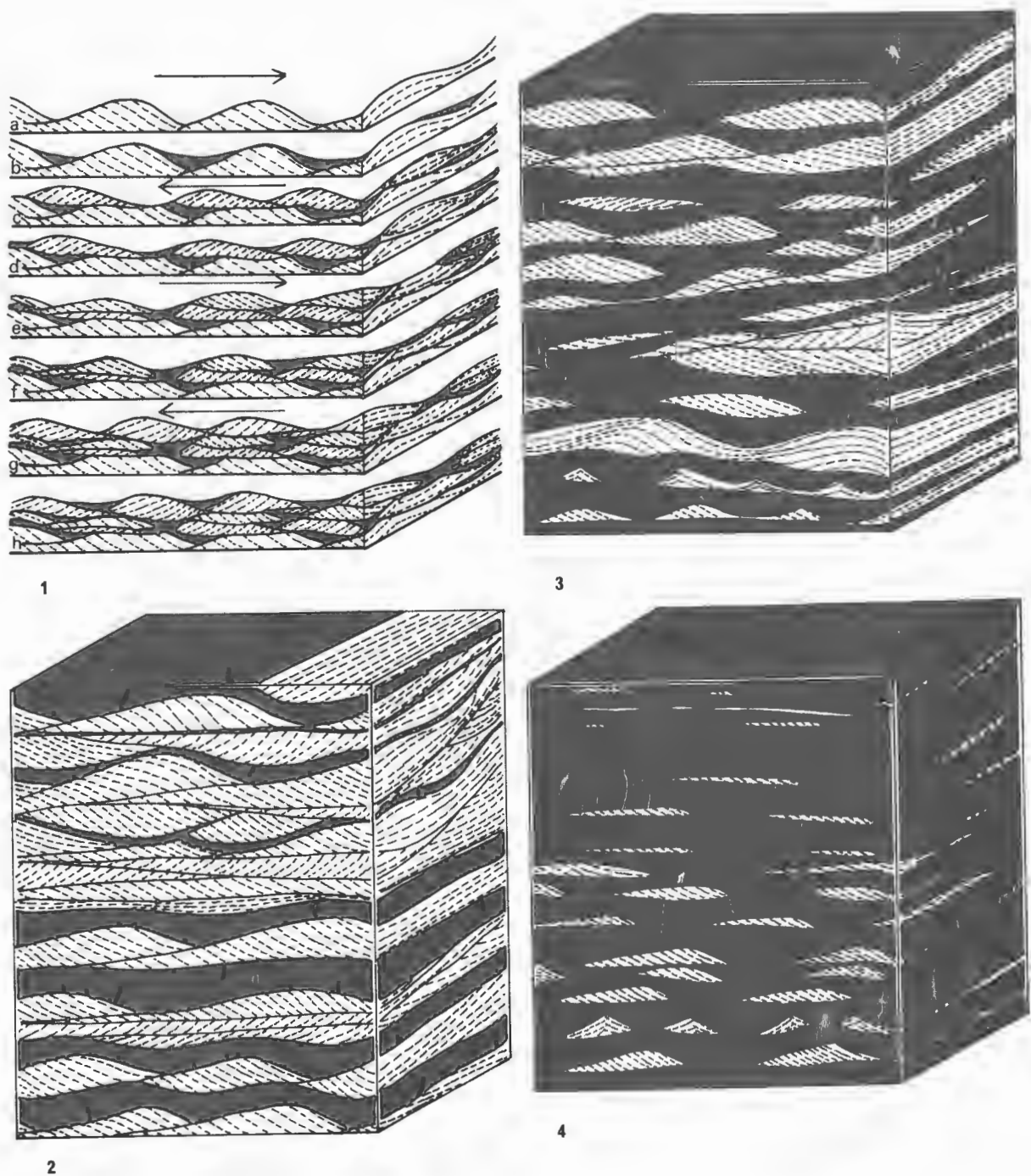


Figure 13 - Structures mdrée et lenticulaire (REINECK et SINGH, 1973)

- 1) Schéma montrant la genèse de la structure mdrée. Les courants inverses de flot (a, e) et de jusant (c, g) sont séparés par des périodes d'étale (b, d, f, h).
- 2) Structure onduleuse (Wavy bedding)
- 3) Structure lenticulaire avec des lentilles sableuses rattachées.
- 4) Structure lenticulaire avec des lentilles sableuses séparées. en noir : pélites, en pointillé : les feuillets élémentaires des rides.

Quelque soit le lithofaciès (lentille, niveau homogène relativement épais, couche épaisse) le contact entre les sables et les pélites sous-jacentes se fait toujours par une surface de stratification plane sans aucune érosion apparente.

- Structures madrée et lenticulaire :

A part les lentilles de pélites dispersées dans les sables qui pourraient correspondre à des intraclastes (cf. définition : HAGUENAUER, 1973), les différents aspects de litage des lentilles et de couches épaisses rappellent les structures madrée (GALL, 1971) et lenticulaire décrites par REINECK et son école (in REINECK et SINGH, 1973). Ces structures se développent quand des périodes de courant actif alternent avec des périodes de sédimentation calme, et quand des sables et des pélites sont disponibles en même temps dans le courant.

La structure madrée qui ressemble à notre structure la plus fréquente se produit quand les conditions de préservation pour les sables sont plus favorables que pour les pélites. Quand le courant est actif c'est un train de rides qui se forme en laissant les particules pélitiques en suspension. Pendant la période calme les pélites se déposent préférentiellement dans les creux. Le nouveau train de rides peut éroder ou non les crêtes des rides précédentes en respectant plus ou moins les creux (Fig. 13-1).

Quand les conditions de préservation des pélites et des sables sont possibles, les couches pélitiques sont ondulées et continues et couvrent aussi les crêtes de rides (structure ondulée : "wavy bedding" (Fig. 13-2)) (niveau à lentilles de pélites serrées).

Quand les conditions de sédimentation et de préservation des pélites sont plus favorables que celles des sables, ces derniers forment des lentilles discontinues et isolées dans un encaissant pélitique (structure lenticulaire, Fig. 13-3) (couche épaisse de pélites avec des lentilles sableuses). L'environnement idéal pour la formation des telles structures est, d'après REINECK et al (1973), une zone où existe un changement répété de conditions hydrodynamiques ; c'est-à-dire la zone de balancement des macrées. En outre, l'analyse bibliographique a permis à GALL (1971) de conclure que des telles structures naissent dans des eaux peu profondes.

III.- POSITIONS DES LITHOFACIES DANS LE RHETIEN.

Il s'agit seulement de donner un aperçu sur la position des conglomérats et des pélites dans le Rhétien inférieur et supérieur de tout l'Est du Bassin de Paris.

Avant de commencer notre analyse nous tenons à signaler que dans la majorité des cas, soit dans la littérature, soit dans notre étude une coupe complète est malheureusement difficile à voir.

- Positions des conglomérats à l'intérieur du Rhétien :

1 - Positions rencontrées dans le Rhétien inférieur :

La position des niveaux conglomératiques à l'intérieur du Rhétien inférieur est fort variable. Ils sont à la base, au sommet ou n'importe où dans la formation. Nous allons essayer d'exposer toutes les positions possibles rencontrées lors de notre étude sur le terrain et celles citées de la littérature.

-1.1.- Position au contact avec le Keuper :

C'est le cas à St.-Nicolas-de-Port. LAUGIER (1964) a observé un niveau conglomératique entre le Keuper représenté par des marnes schisteuses ponctuées en blanc (LAUGIER, 1962) et le grès du Rhétien. Le passage se fait par l'intermédiaire d'un niveau de bone-bed principal avec des galets noirs. Il a observé ce dernier à différents endroits et lui donne une épaisseur variable (0,10, 0,50 et 1,50 m). Nous avons eu l'occasion, nous aussi, de voir le conglomérat de base dans la même localité. Les argilites de Keuper ponctuées de blanc sont visibles non loin du conglomérat mais le contact n'a jamais été observé. P.L. MAUBEUGE (1955-1962) a observé un niveau identique derrière la saline de Varangéville ; là aussi des variations latérales d'épaisseur existent. Aujourd'hui le contact a disparu mais nous pouvons voir à l'endroit signalé un mélange de sable, de graviers et de galets intimement confondus avec la terre. VAUCEL (1960) l'a vu à Coyviller.

Le contact par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique est mis en évidence par MÜLLER (1974) au Grand-Duché de Luxembourg dans les sondages traversant la totalité du Rhétien.

Enfin, il ne semble pas qu'un tel niveau existe entre le Keuper et le Rhétien en Moselle et en Haute-Marne car le plus souvent c'est un autre lithofaciès qui est signalé dans la littérature (sables, pélites, marnes).

-1.2.- Positions dans le reste de la formation :

Les niveaux conglomératiques sur toutes leurs formes sont surtout

présents dans le quart N-E du Bassin de Paris (Kédange, Grand-Duché de Luxembourg) et dans la région de Nancy. Leur position est complètement indépendante des lithofaciès encaissants.

Dans le quart Nord-Est du Bassin de Paris, leur fréquence en nombre et leur épaisseur sont de loin plus grandes que dans les autres régions. En plus, ils sont signalés dans toute la formation.

En Belgique et au Nord-Ouest du Luxembourg le nombre des niveaux conglomératiques est moins élevé que dans les autres endroits du Grand-Duché de Luxembourg. Ils sont signalés surtout dans la partie supérieure du Rhétien inférieur. Dans les affleurements rhétiens les plus occidentaux de la Belgique un niveau conglomératique est systématiquement signalé au contact avec le "grès calcarifère" du Rhétien inférieur (JOLY, 1908) ou de l'Hettangien (LAUGIER, 1964) car les Argiles de Levallois manquent ici.

Au Sud-Est de Luxembourg, MÜLLER (1974) a reconnu quatre niveaux conglomératiques dont deux limitent le Rhétien inférieur. Partout ailleurs les niveaux conglomératiques sont fréquents quelle que soit l'épaisseur du Rhétien. A Graulinster le Rhétien est limité presque aux conglomérats.

A Kédange le nombre des niveaux conglomératiques est le plus élevé jamais rencontré dans tout l'Est du Bassin de Paris. Ils atteignent parfois une épaisseur considérable (1,20 m).

Dans la région de Nancy, ils sont souvent observés dans la partie inférieure du Rhétien ; à Serres ils ne forment que deux niveaux de faible extension latérale.

Les niveaux conglomératiques signalés dans les autres régions sont de faible fréquence. Ils se placent à la base, au sommet ou au milieu du Rhétien inférieur.

2 - Positions rencontrées dans le Rhétien supérieur :

Nos observations à ce propos sont restreintes. Nous n'avons observé le contact "Argiles de Levallois"-Rhétien que sur un seul affleurement (Flavigny), les autres indications seront prises dans la littérature. Les conglomérats sont souvent à la base des Argiles de Levallois (région de Flavigny) et si les argilites lie-de-vin sont précédées par des argilites de couleur différente le conglomérat se placera à leur base. P.L. MAUBEUGE (1955) a signalé des niveaux de bone-bed au contact avec le Rhétien supérieur.

- Positions des pélites dans le Rhétien :

Nous donnons ici un aperçu surtout bibliographique sur la position des couches pélitiques épaisses car les lentilles sont signalées partout dans le Rhétien inférieur et dans toutes les régions.

En Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg, les pélites épaisses se trouvent souvent en plusieurs bancs en n'importe quelle position dans le Rhétien inférieur.

En Moselle, elles sont bien représentées et se trouvent surtout dans la partie supérieure du Rhétien inférieur (Lelling).

Dans la région de Nancy, les couches épaisses sont rarement signalées. Une seule couche est observée au contact du Rhétien supérieur (Serres). A Brin-sur-Seille comme à Vézelize les pélites épaisses (2m) sont en contact avec le Rhétien supérieur.

Dans les Vosges, elles sont parfois très épaisses (8m : Gironcourt) et sont signalées au contact avec le Rhétien supérieur et le Keuper supérieur. En Haute-Marne, elles sont en contact avec les Argiles de Levallois (Provenchères-sur-Meuse) et intercalaire avec les marnes, la dolomie, et le grès (Pierrefaite et Lavernoy).

Nous constatons qu'en général les couches pélitiques épaisses sont signalées davantage au sommet et à l'intérieur du Rhétien inférieur.

IV.- NOTION DE SEQUENCE ET SEQUENCE VIRTUELLE LOCALE :

Suivant la terminologie utilisée à Nancy (Hilly, 1974) "la séquence correspond à l'enregistrement (plus ou moins complet) d'un épisode sédimentaire continu, unitaire. Elle groupe sur une épaisseur variable (d'ordre millimétrique à métrique), un certain nombre de lithofaciès dans l'ordre de la série virtuelle locale. Elle est séparée par des diastèmes des séquences qui l'encadrent".

Cette terminologie comprend donc les notions de diastème, de séquence, et de séquence virtuelle locale.

Nous définissons dans ce paragraphe les différents diastèmes rencontrés et leurs positions entre les différents lithofaciès du Rhétien (inférieur et supérieur) de l'Est du Bassin de Paris. Ceci va nous conduire d'une part à la séquence (traitée en détail dans le troisième chapitre) et d'autre part à l'ordre suivant lequel ces lithofaciès doivent être associés ; c'est à dire à la séquence virtuelle locale.

- Diastèmes :

- Cas des lithofaciès détritiques :

Dans ce type de lithofaciès, les diastèmes se rencontrent à la base des lithofaciès grossiers. Ils peuvent être suivant la terminologie d'HAGUENAUER (1973) majeurs délimitant la séquence s.s et mineurs intraséquentiels.

- Diastèmes majeurs :

Nous les divisons en diastèmes ondulés et plans :

- Diastèmes ondulés : Ce sont des diastèmes d'érosion se rencontrant à la base des lithofaciès de comblement de structures d'érosion. C'est souvent le cas entre les conglomérats de comblement de structures d'érosion et les lithofaciès sous-jacents (sables, pélites, argilites).
- Diastèmes plans : Ils correspondent à la surface de stratification rencontrée entre un lithofaciès grossier et fin quand la superposition de ces deux lithofaciès ne s'accompagne pas par une surface d'érosion visible à la base du lithofaciès grossier. C'est le cas entre conglomérats de pavage et sables, pélites ou argilites sous-jacents, et entre sables et pélites ou argilites sous-jacentes.

= Diastèmes mineurs :

Ils sont dûs à la présence des recurrences grossières dans un lithofaciès plus fin ou fines dans un lithofaciès plus grossier. La recurrence grossière se manifeste, par exemple, par la stratification oblique à feuillets granoclassés positivement. Le diastème mineur se place dans ce cas à la base du feuillet qui est parfois occupée par un pavage conglomératique. De son côté la recurrence fine se traduit par la présence des lentilles de pélites ou argilites à l'intérieur des sables. Le diastème mineur se place alors à la base des sables au contact avec la lentille de pélites ou argilites.

- Cas des lithofaciès détritiques et détritico-chimiques :

Dans ce cas les diastèmes se placent à la base des lithofaciès détritiques au contact avec les lithofaciès détritico-chimiques. Ce sont des diastèmes majeurs plans délimitant le sable ou grès du grès dolomitique⁽¹⁾ sous-jacent, le grès dolomitique des marnes dolomitiques sous-jacentes, et les pélites des marnes dolomitiques sous-jacentes. Ce type de diastèmes n'a pas été suffisamment étudié compte tenu de la rareté d'exemples et du mauvais état de l'affleurement où il a été étudié (Lavernoy).

- Séquences :

Les lithofaciès étant précisés, leur position l'un par rapport à l'autre et au diastème étant connue, nous pouvons observer les différentes séquences. Ce sont des séquences positives comprenant deux termes ou plus et dont l'étude détaillée sera donnée au troisième chapitre.

- Séquence virtuelle locale :

Les séquences étant observées, nous pouvons envisager la séquence virtuelle locale qui groupe dans le Rhétien, dans un ordre naturel, tous les lithofaciès rencontrés. Cet ordre est le suivant :

Conglomérats - Sables ou Grès - Grès dolomitique - Pélites- Argilites - Marnes dolomitiques.

Ces différents termes seront affinés lors de l'analyse séquentielle des différentes coupes du Rhétien. La séquence virtuelle locale la plus détaillée sera donnée en conséquence.

(1) : L'étude pétrographique de ces lithofaciès a montré que la dolomite est pénécontemporaine au dépôt.

V.- MINÉRAUX ARGILEUX :

- Composition : (Figures 14, 15, 16)

- Kaolinite :

La Kaolinite est bien cristallisée, ses réflexions basales sont symétriques et fines à l'intérieur de toute la formation et quel que soit le lithofaciès. Son comportement au chauffage (490°C) nous a paru, cependant, bizarre car elle ne disparaît pas complètement. Il ne s'agit certainement pas de traces de chlorite mais d'une kaolinite résistant au chauffage car la réflexion à 14 Å manque même sur les diagrammes ne contenant aucune trace d'autres minéraux (Fig. 14, B.8). Ces caractéristiques ont également été observées sur la kaolinite d'autres étages du Jurassique de l'Est du Bassin de Paris (Bajocien : GEISLER : communication orale).

- Illite et minéraux interstratifiés :

L'illite accuse souvent différents degrés d'ouverture allant d'une illite à pic aigu (1/2=3mm) à une illite ouverte (1/2 > 10 mm) (TRAUTH et al., 1968).

L'indice de cristallinité mesuré sur les essais glycolés (CHAMLEY, 1971) est souvent supérieur à 6 mm et inférieur à 10 mm, c'est par définition une illite à pic large. En outre, il a été difficile de le mesurer sur les échantillons contenant peu d'illite en raison d'une proportion plus élevée des minéraux interstratifiés. De ce fait, les valeurs figurées sur le tableau 8 pour des échantillons identiques ne sont probablement pas exactes même quand elles sont prises sur les essais glycolés.

Dans les diffractogrammes au naturel l'illite à pic aigu montre une légère ouverture à sa base ; l'ouverture se manifeste de plus en plus en donnant une illite largement asymétrique du côté des petits angles. Cette ouverture s'accompagne parfois de pics d'interstratifiés entre 10-12 Å. Elle devient prononcée quand le flanc externe du côté des petits angles devient presque horizontal. Dans ce cas, plusieurs pics d'interstratifiés irréguliers sont observés entre 10-17 Å. Dans les argilites lie-de-vin de Levallois un pic d'interstratifiés à 11,62 Å est largement individualisé.

Dans les diffractogrammes glycolés, le pic d'illite à 10 Å s'individualise nettement en devenant beaucoup moins asymétrique. Il se dégage d'un ensemble de paliers culminant entre 14 et 18 Å, ce qui indique une nette tendance au gonflement des minéraux interstratifiés. Ceux-ci sont toujours présents même à l'état de traces dans les échantillons ne contenant aucune trace d'illite d'où les paliers souvent observés entre 14 et 17 Å. Dans quelques diagrammes des pics à 23 ou 32 Å apparaissent.

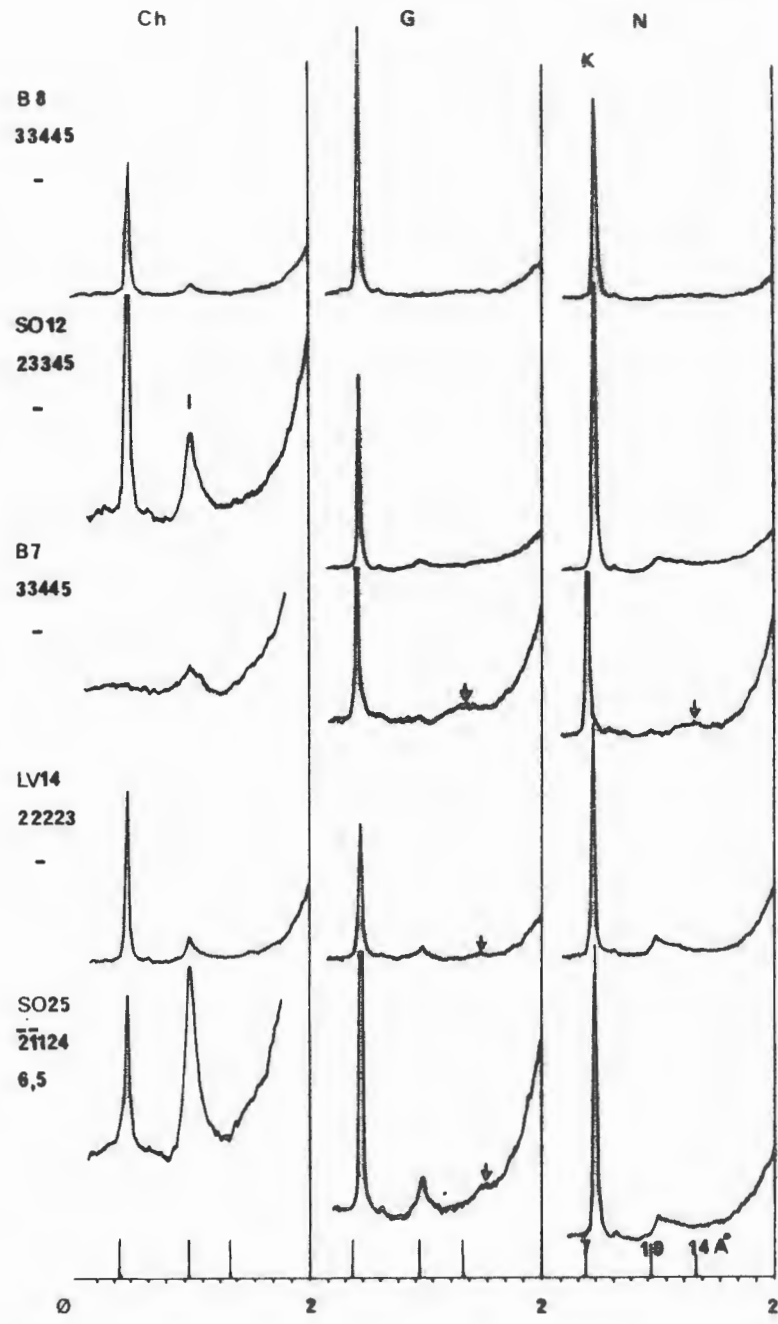
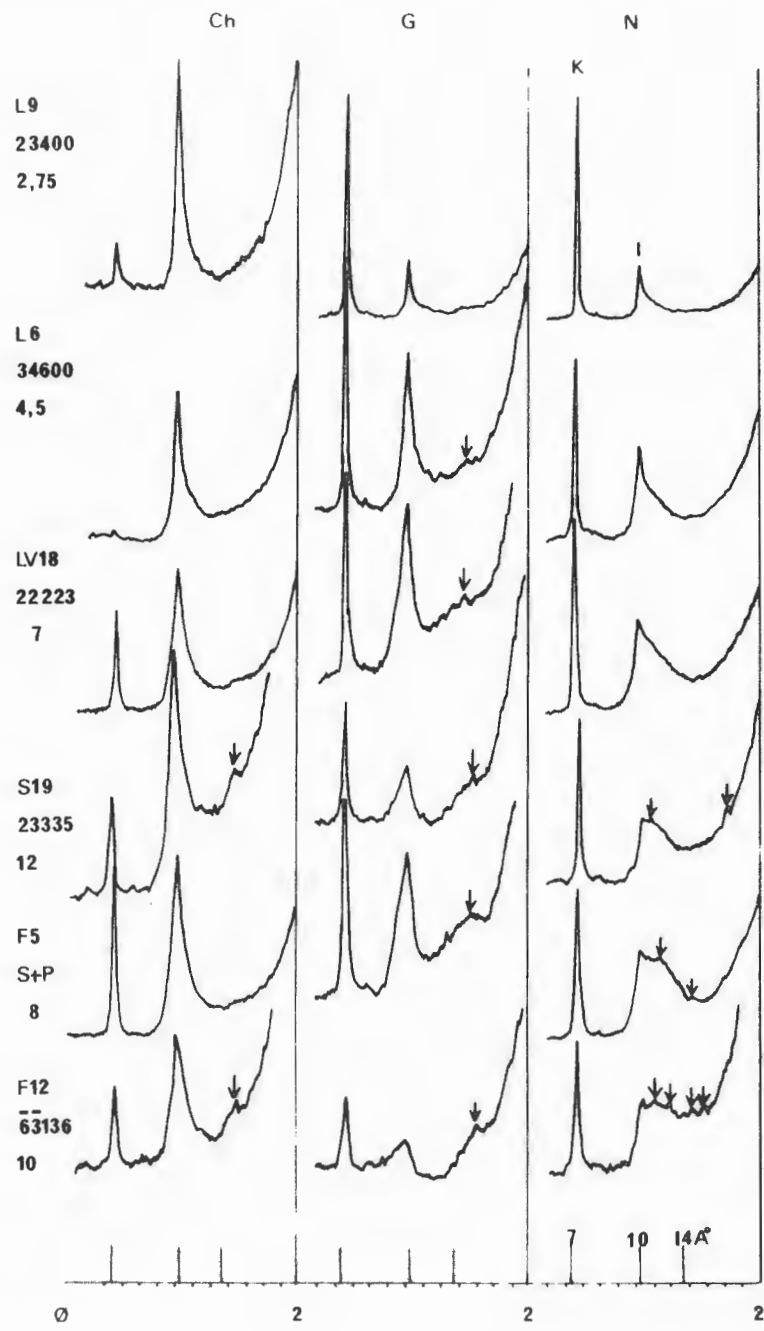


Fig. 14

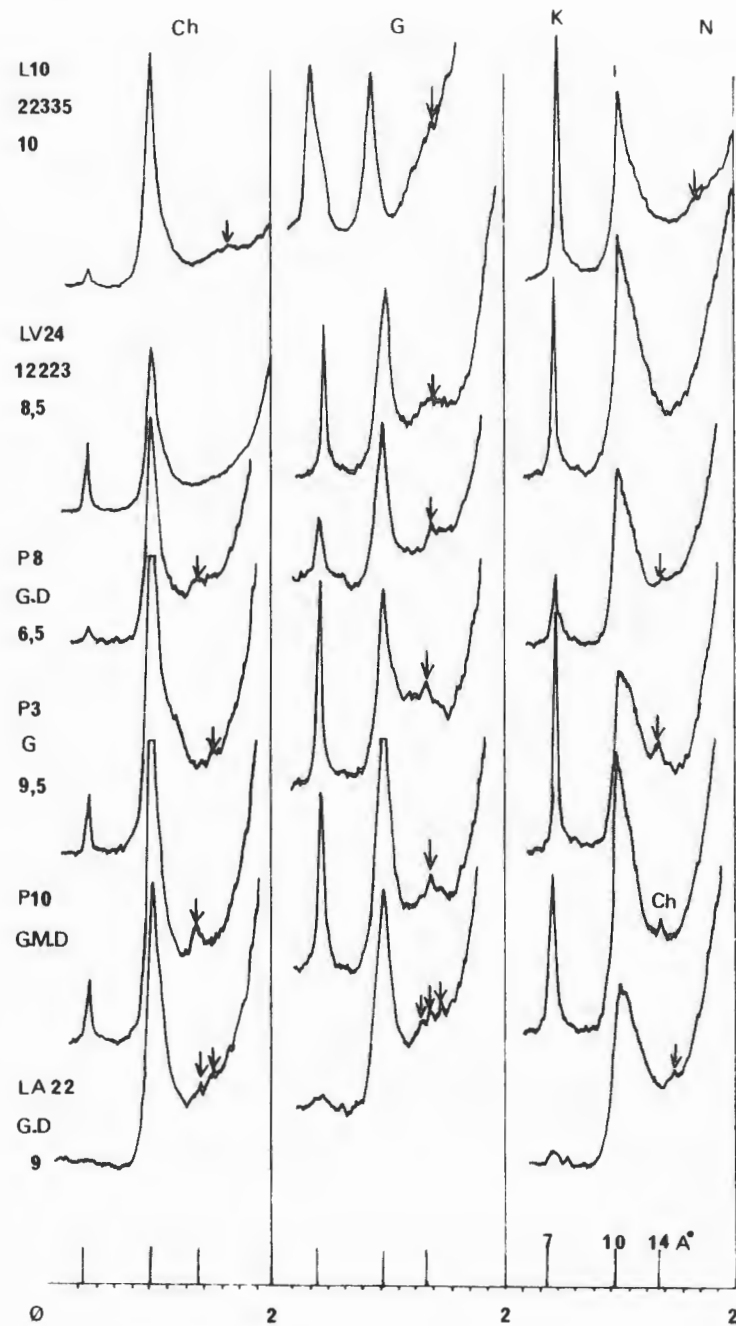
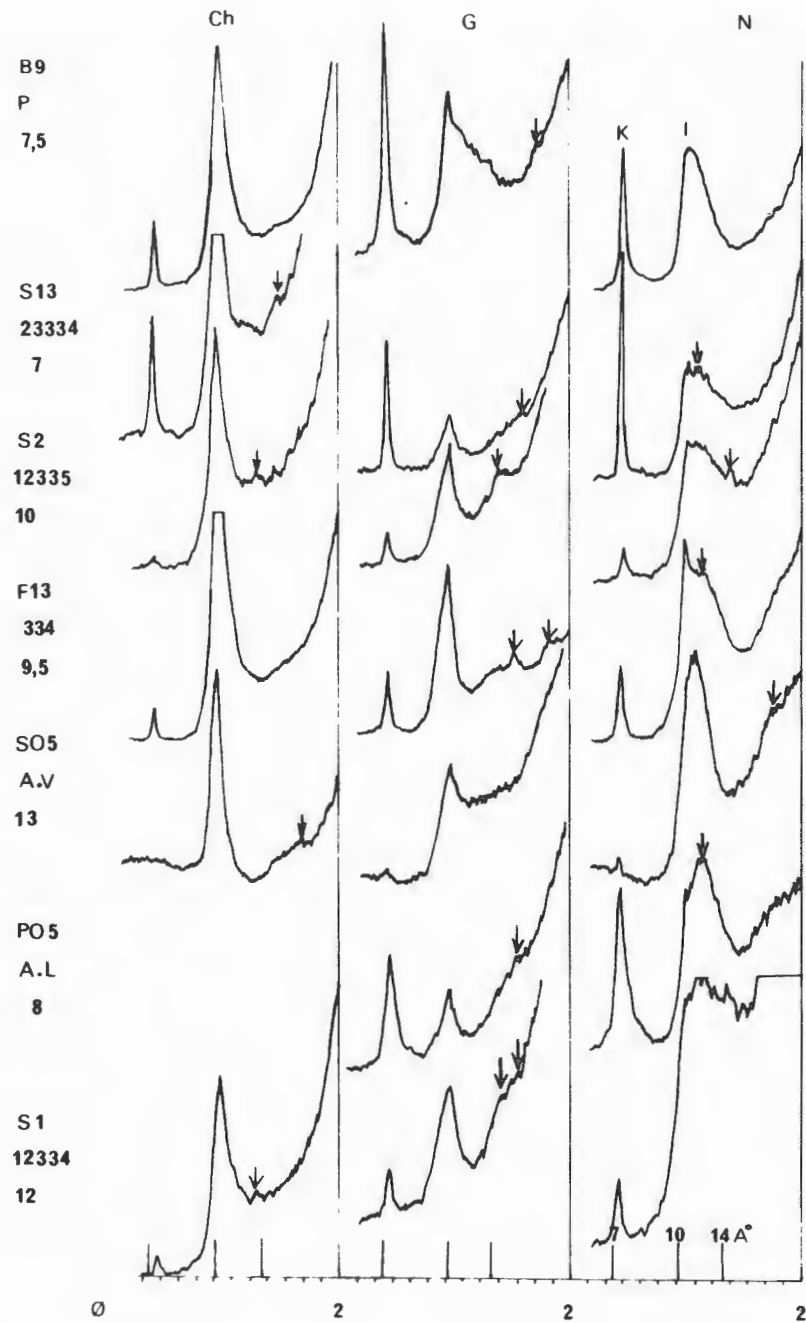


Fig. 15

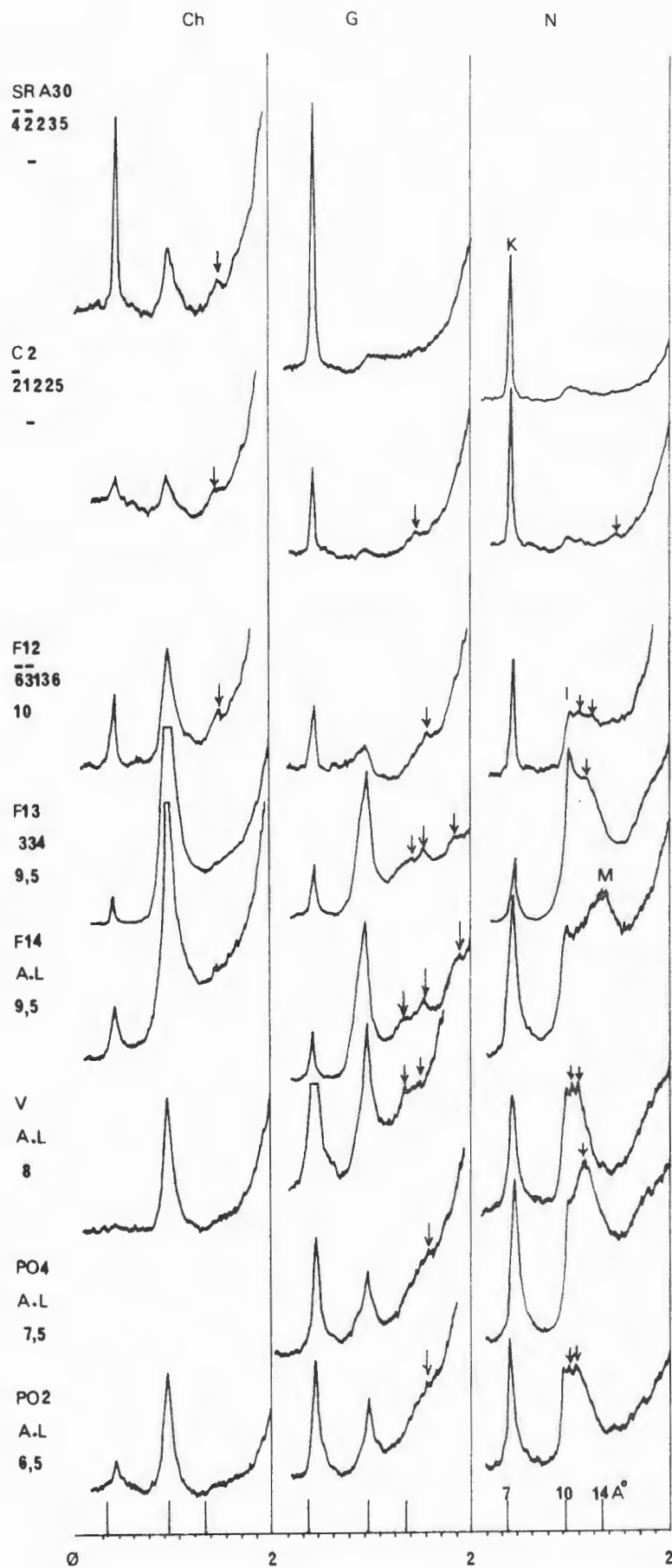


Fig. 16

Figures 14 - 15 - 16 - Minéraux argileux du Rhétien de l'Est du Bassin de Paris. Diffractogrammes (Cu K α) : au naturel (N), glycolé (G) et chauffé (Ch).

I : Illite ; K : Kaolinite ; M : Montmorillonite ;
Ch : Chlorite. A côté de chaque diagramme sont figurés les numéros de l'échantillon (en haut) sa granulométrie (C, Q1, Md, Q3, 99 %) ou son lithofaciès (au milieu) et l'indice de cristallinité de l'illite (en bas).

S : Sables ; P : Pélites ; G : Grès ; G.M.D. : Grès marneux dolomitique , G.D. : Grès dolomitique, A.V. : Argilites vertes, A.L. : Argilites du Rhétien supérieur.

Dans les diffractogrammes chauffés, toutes les réflexions $> 10 \text{ \AA}$ se rabattent à 10 \AA . Cependant nous observons souvent un pic à 16 \AA dont sa signification serait précisée dans une étude en cours. Par conséquent, l'illite est toujours accompagnée par des interstratifiés de type 10-14 \AA , dont le minéral à 14 \AA a surtout un comportement de montmorillonite (I-M). Suivant A.MULLER et al (1973) les interstratifiés du Rhétien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg ont la formule générale : I + (10 - 14 M).

- Smectite (Montmorillonite) :

Le terme smectite désigne des minéraux argileux gonflant à 17 \AA à l'éthylène glycol et s'écrasant à 10 \AA après chauffage. Dans notre cas, il s'agit certainement de la montmorillonite rencontrée à l'état mono-minéral dans les argilites lie-de-vin de Levallois de Haute-Flavigny (Fig. 16, F. 14). Dans la plupart des cas, elle est associée aux interstratifiés de type (10-14 M) en proportions variables.

- Chlorite :

Nous avons qualifié de chlorite les minéraux ayant une réflexion principale à 14 \AA résistant au chauffage à 490°C et ne gonflant pas à l'éthylène glycol (Fig. 15, P. 10). Ce minéral rarement rencontré peut être en partie vermiculisé et disparaît au chauffage (Fig. 15, P. 3, P. 8).

- Minéraux argileux et lithofaciès (tableau 8) :

Nous nous intéressons ici seulement à la relation entre la cristallinité de l'illite et les lithofaciès car un aperçu sur les minéraux argileux présents dans chaque lithofaciès a été donné.

Etant donné que l'illite est absente ou en petite quantité dans la plupart des lithofaciès gréseux, il n'a pas été possible de connaître son comportement vis-à-vis de la granulométrie. Dans le cas où elle est présente (Serres, Lelling) aucune relation n'existe entre la granulométrie et la cristallinité de l'illite car ce minéral oscille souvent dans des limites presque constantes (8-10 mm : Serres ; 5-6 mm : Lelling). D'autre part, l'illite des sables, des pélites, des argilites de Levallois, des marnes et du grès dolomitique possède les mêmes indices de cristallinité (souvent entre 7-10 mm, entre 5-7 mm à Lelling). Pour des argiles vertes, ces indices sont compris entre 10-12 mm. Cette indépendance de l'indice de cristallinité va à l'inverse de ce qui a été établi au Grand-Duché de Luxembourg par MULLER et al. (1973) où l'indice de cristallinité est étroitement lié à la granulométrie. Les

| Lithofaciès | Granulométrie Q1. Md. Q3 | | % MINÉRAUX ARGILEUX | | | | Indice de Cristallinité de l'illite I _c en nm | |
|-------------------------------|-----------------------------|------------|---------------------|--------|-----------------|-----------------|---|------------|
| | | | kaolinite | Illite | Interstratifiés | Montmorillonite | | chlorite |
| Sables et conglomérats. | 316 | | 20 | 20 | 60 | - | - | 10 |
| | 223 | | 80 | traces | 20 | - | - | - |
| | 113 | | 70 | 10 | 20 | - | - | - |
| | 122 | | 80 | traces | 20 | - | - | - |
| | 123 | | 90 | traces | 10 | - | - | - |
| | | | traces(1) | 50 | 50 | - | - | 5,5 |
| | 222 | | 60-80 | 10-20 | 10-30 | - | - | 5,5-8,5 |
| | 223 | | 80 | traces | 20 | - | - | - |
| | | | traces(1) | 40 | 60 | - | - | 8,5 |
| | 233 | | 100 | traces | traces | - | - | - |
| | | | traces(1) | 50-60 | 40-50 | - | - | 10-12 |
| | 333 | | 90-100 | - | 0-10 | - | - | - |
| | | | 20-50(1) | 10-30 | 40-50 | - | - | 7,9 |
| | | | 70-100(2) | 0-10 | 0-20 | - | - | 5,6 |
| 334 | | 90-100 | traces | 0-10 | - | - | - | |
| | | 60(2) | 20 | 20 | - | - | 6 | |
| 344 | | 100 | - | traces | - | - | - | |
| Grès dolomitique | | | 0-20 | 50-60 | 20-50 | - | traces | 6,5-11,5 |
| Pélites | Lelling | | 0-10 | 70-80 | 10-30 | - | - | 2,75;5;7,5 |
| | Autres régions | | 0-10 | 50-70 | 20-50 | - | - | 8-9,5 |
| | Serres | | - | 55 | 45 | - | - | 11,5 |
| Argiles vertes | | | traces | 70-90 | 10-30 | - | - | 12-13 |
| Argiles de Levallois | Poussey | gris-bleu | 30 | 30 | 40 | - | - | 6,5 |
| | | lie-de-vin | 10-20 | 20-30 | 50-60(3) | - | - | 7,5-8 |
| | Flavigny lie-de-vin | | 30 | 20 | ----- 50 | - | - | 9,5 |
| Marnes dolomitiques verdâtres | | | - | 75 | 25 | - | - | 10 |
| Marnes dolomitiques violettes | | | - | 70-90 | 10-30 | - | - | 9,5 |

TABLEAU 8 : Variations de la teneur en minéraux argileux et de la cristallinité d'illite en fonction des lithofaciès.

Données pour : (1) Serres, (2) Lelling,

(3) Interstratifiés à 11,62 Å

auteurs considèrent qu'un passage vers un lithofaciès plus gréseux (fraction > 63 microns dominante) est accompagné d'une modification de l'illite qui de forme à pic aigu donne une illite à pic large (pélites...> marnes> grès calcaire ...> calcaire = I à pic aigu - I à pic large - I à pic ouvert).

- Minéraux argileux et séquence virtuelle locale :

Dans cette séquence l'évolution des minéraux argileux reflète exactement leur évolution dans les lithofaciès respectifs (tableau 8).

- Conclusion :

Nous pouvons adopter, en ce qui concerne l'origine des minéraux argileux et leur signification, les conclusions auxquelles MULLER et al (1973) sont arrivées pour les couches de passage du Trias au Lias (zone argilo-dolomitique, Rhétien inférieur et supérieur) sur la bordure Nord-Est du Bassin de Paris (Grand-Duché de Luxembourg) car nous avons pour le Rhétien inférieur et supérieur la même association minéralogique dans toutes ses caractéristiques.

La présence de la kaolinite est étroitement liée aux lithofaciès gréseux. Son absence dans les marnes et sa présence dans le même lithofaciès dès qu'il contient du quartz et sa parfaite cristallinité dans tous les lithofaciès militent en faveur de son héritage du continent. Cependant la diagenèse de la Kaolinite est envisageable ou bien à partir d'une illite lessivée ou bien à partir de l'altération des feldspaths. Le lessivage de l'illite est à exclure car nous avons démontré l'indépendance de son indice de cristallinité vis-à-vis des lithofaciès et de la granulométrie. Par conséquent dans le cas d'une origine diagénétique de la kaolinite, l'altération des feldspaths sera la seule à envisager.

La montmorillonite est un minéral de dégradation. La séquence de sa formation est nettement établie à Flavigny entre le conglomérat et les argilites lie-de-vin de Levallois (Fig. 16, F12-F13-F14). Elle est formée dans un milieu confiné permettant l'altération des réseaux micacés (profils pédologiques, profils d'altération mal drainés) et la formation des différents édifices interstratifiés à feuillets gonflants. C'est un milieu qui n'est toutefois pas trop confiné (MULLER et al., 1973).

L'illite et la chlorite, bien que leur origine soit inconnue, peuvent être héritées du continent car elles participent, d'après MULLER et al (1973) à un assemblage minéralogique antagoniste impliquant un héritage généralisé des minéraux argileux. La seule présence de l'illite dans les marnes plaide en faveur d'une telle supposition.

Suivant ce schéma, les minéraux argileux sont formés dans des milieux où se sont alternés milieux lessivant et confiné. Pendant le Rhétien inférieur le milieu a été très lessivant tandis que pendant le Rhétien supérieur les conditions de milieu sont devenues stables ; milieux lessivant et confiné se sont toujours alternés avec la même intensité d'où les caractéristiques minéralogiques constantes des "Argiles de Levallois" à Poussey. Cependant les traits du milieu confiné sont devenus plus marquants d'où l'organisation au niveau des interstratifiés et la présence de la montmorillonite. Pendant le dépôt des marnes en Haute-Marne, l'absence de la kaolinite et la présence des édifices interstratifiés irréguliers à côté d'une illite dominante indiquent que le milieu sur le continent a été modérément dégradant et pas du tout lessivant. C'est un milieu ressemblant exactement au milieu régnant pendant la formation de la zone argilo-dolomitique du Luxembourg. A l'échelle de la séquence virtuelle locale, l'enrichissement en kaolinite dans les conglomérats et les sables peut être diagenétique. Cependant, A. MULLER et al, (1973) considèrent que l'agitation de milieu agirait comme une sorte de "filtre" vis-à-vis de la kaolinite ; plus de kaolinite dans les sables et moins de kaolinite et enrichissement en d'autres minéraux dans les pélites (illite).

(ii) résumé :

- Les minéraux argileux sont hérités du continent où ils se sont formés.
- Leur formation se faisait dans un climat à saisons alternées ; humide lessivant et confiné.
- Pendant le Rhétien inférieur le milieu était très lessivant tandis que pendant le Rhétien supérieur milieux lessivant et confiné étaient en équilibre avec une tendance vers le confinement.
- A la base du Rhétien de la Haute-Marne le milieu était modérément dégradant et pas du tout lessivant.
- La diagenèse pourrait expliquer l'abondance de la kaolinite dans les conglomérats et les sables.

VI.- MINÉRAUX LOURDS :

L'analyse des minéraux lourds a été effectuée sur les échantillons récoltés sur les deux affleurements de St.-Nicolas-de-Port. Les fractions examinées sont celles de 88,63 et 44 microns.

- Minéraux présents :

1.- Minéraux à densité entre 2,0 et 3,3 :

- Tourmaline :

Elle se rencontre souvent en prismes de couleur vert-noirâtre. La variété brun-orange est présente mais sans qu'elle soit fréquente. La tourmaline noire est assez fréquente, elle se trouve souvent en grains émoussés plutôt qu'en prismes.

Le pléochroïsme inverse de la tourmaline devient de plus en plus net dans les variétés sombres.

- Micas :

Muscovite : Elle est toujours présente mais sans être abondante. Elle caractérise surtout les niveaux de sable fin.

- Biotite : Nous avons trouvé quelques tablettes en voie d'altération.

- Apatite :

Elle se présente en grains et en prismes translucides à transparents. A part la muscovite les deux derniers minéraux sont de teneur négligeable.

2 - Minéraux à densité supérieure à 3,3 :

- Zircon :

Nous avons distingué deux familles de zircon ; zircon transparent propre sans inclusions et zircon trouble et riche en inclusions.

Le zircon transparent se rencontre en prisme de tailles sensiblement différentes variant suivant les axes c et a-b.

Le zircon trouble est souvent en grains émoussés très ronds.

Le zircon forme la majorité de la fraction lourde de 44 microns, la moitié de celle de 63 microns, tandis qu'il est en très faible teneur dans la fraction 88 microns.

- Rutile :

Il se rencontre en longs prismes de couleur rouge lie-de-vin, rouge-noirâtre, orange ou noire. Il est transparent à opaque et très reconnaissable quelle que soit ses formes. Le macle en genou est très fréquent ce qui nous a aidé à identifier les variétés opaques. Les prismes cassés sont très fréquents aussi. Le rutile n'est jamais en grains émoussés dans les variétés transparentes. Il est toujours fréquent sans être abondant. Ses limites fractionnelles ne sont pas nettes.

- Anatase :

Ce minéral est souvent en cristaux bipyramidés de couleur verte à jaune ; un cristal présente une nuance de couleur dans le même ton (vert, vert-jaune, bleu-jaune). Les tablettes d'anatase sont fréquentes. L'anatase en grains est présente, elle est souvent violette.

- Ilménite :

C'est un minéral opaque. Elle est toujours en grains émoussés brillants cachant une forme cristalline très difficile à déceler.

- Leucoxène :

Le leucoxène a été identifié par un spectre de rayons X qui a révélé des pics de rutile et d'anatase (Fig. 17). Ce sont des grains très arrondis, leur surface est vernissée cachant une forme cristalline. Ilménite et leucoxène représentant la presque totalité de la fraction lourde de 88 microns.

Ce sont là les minéraux lourds essentiellement trouvés dans toutes les fractions appartenant à chaque échantillon. Aucune autre espèce minérale n'a été trouvée. Seuls des variations de teneur ont été observées.

- Conclusion :

Ce sont seulement des minéraux ubiquistes qui ont été trouvés. Ils ne permettent aucun rattachement du dépôt de Rhétien à une source donnée car ce sont des minéraux très résistants qui peuvent être maintes fois remaniés. D'ailleurs, ils sont signalés dans le Trias ("Grès à Roseaux" : PALAIN, communication orale : 1976) et dans le Permien (YAPAUDJIAN, 1963).

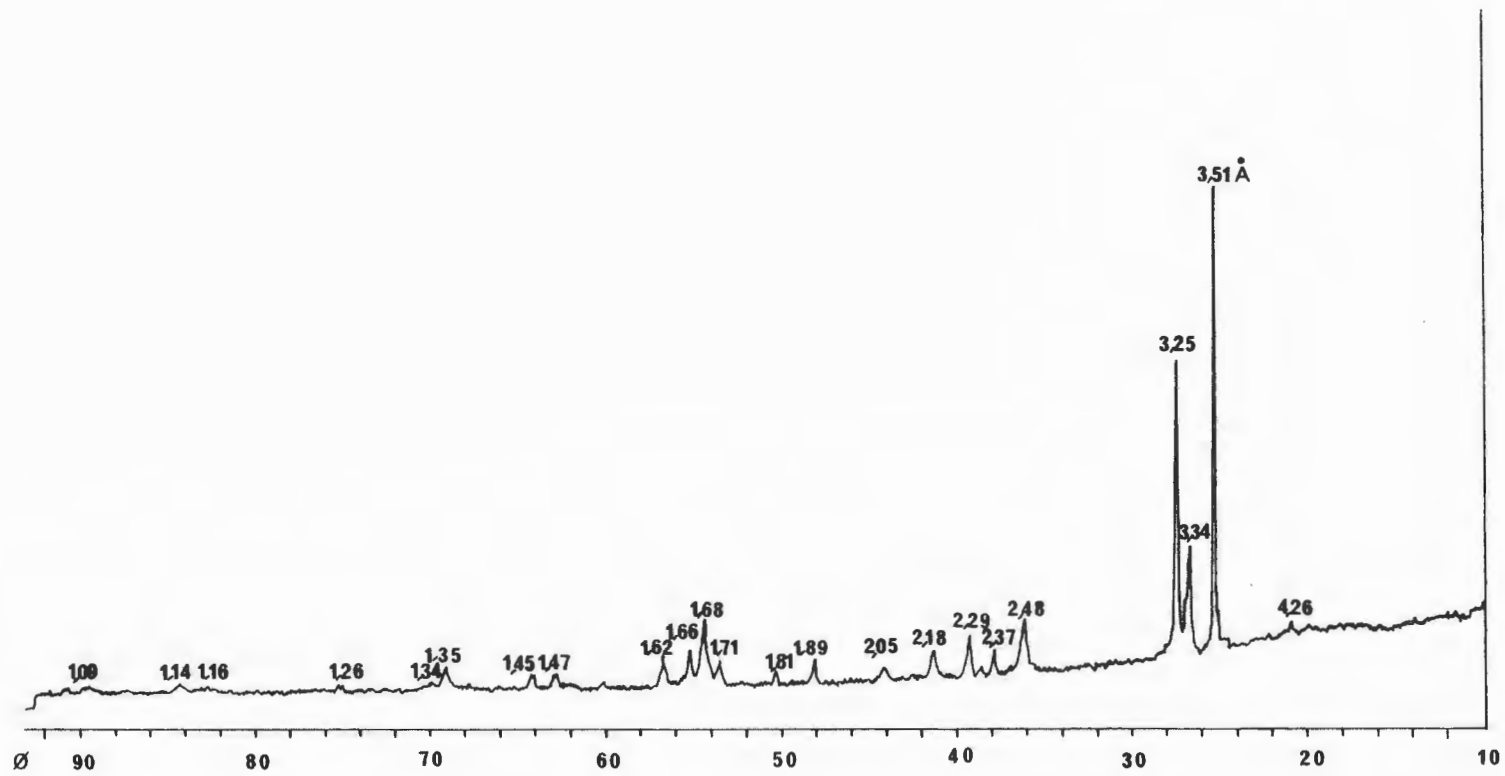


Figure 17 - Diffractogramme de R.X. (Cu $K\alpha$) du Leucoxène.

Le leucoxène est un produit d'altération des ilménites⁽¹⁾ (pseudomorphose). Il est formé d'un mélange de rutile, d'anatase et d'oxyde de fer. Nous pensons d'après les formes très diverses du zircon trouvé qu'une étude typologique de ce minéral peut être envisagée, elle permettra, dans le cas échéant de remonter le faciès pétrographique dérivant (PUPIN et TURCO, 1972).

(1) : Vous trouvez une étude complète sur l'altération des ilménites dans les travaux de BAILEY et al. (1956), BOLFA et al. (1961), et ROCHE de la et al.(1962).

VII.- CONCLUSIONS :

- Conglomérats, sables ou grès, pélites et argilites sont les lithofaciès essentiels du Rhétien. Ils forment avec le grès dolomitique et les marnes dolomitiques la séquence virtuelle locale suivante :

Conglomérats-Sables ou Grès - Grès dolomitique - Pélites - Argilites - Marnes dolomitiques.

- Les conglomérats sont riches en faune de Vertébrés (dents de Sélaciens et de Reptiles). Celle-ci a un caractère marin, continental, ou une affinité mixte. Les dents de poissons sont présentes aussi dans les sables de nombreux affleurements.
- Le Rhétien inférieur contient une faune de Lamellibranches. Celle-ci sera mentionnée lors de l'étude des affleurements.
- Conglomérats et pélites se placent à n'importe quel niveau dans le Rhétien inférieur. Les couches conglomératiques, ainsi que les couches pélitiques épaisses sont fréquentes dans le Nord-Est du Bassin de Paris.
- Le litage des lentilles pélitiques dans les sables et des lentilles sableuses dans les pélites ressemble étrangement aux structures madrée et lenticulaire de REINECK et al. (1968). Des telles structures se forment dans une zone où les changements entre milieu turbulent et calme se répètent.
- Les marnes dolomitiques sont un lithofaciès essentiel en Haute-Marne. Elles sont divisées en marnes dolomicritiques, souvent rencontrées et en marnes dolomicrosparitiques, d'importance secondaire.
- Les sables sont consolidés par une imprégnation ferrugineuse ou par un ciment dolomitique ou calcitique. Le grès à ciment dolomitique est fréquent en Haute-Marne.
- Le grès à ciment calcaire et dolomitique dans la région de St.-Nicolas-de-Port est un lithofaciès secondaire. Il montre trois types de texture de ciment: ciment dolomitique encapuchonné, ciment calcitique normal et ciment calcitique concrétionné. La calcite dans les deux dernières textures est le résultats d'une dédolomitisation d'un ciment dolomitique qui est avec le ciment dolomitique encapuchonné le résultat d'une dolomitisation précoce d'un ciment initial qui peut être calcitique.
- Les cristaux de dolomite encapuchonnée et les concrétions correspondent à une alternance de zones de dolomite pure et de dolomite ferrifère.

Leur formation est due à des variations répétées de la composition chimique des eaux (Ca, Mg, Fe) à la suite de l'émersion et de la submersion répétée du sédiment.

- La formation des "oolites" de Vic-sur-Seille pourrait être identique à celle des concrétions de St.-Nicolas-de-Port.
- Il est impossible de connaître la chronologie des conditions de milieu permettant la formation des telles textures dans la région de St.-Nicolas-de-Port et de Vic-sur-Seille.
- Les grains de quartz sont fortement corrodés par le ciment initial dans le grès à ciment carbonaté.
- Une croûte siliceuse de nourrissage diagénétique caractérise la plupart des grains de quartz étudiés des lithofaciès sableux. Elle n'affecte pas, à notre avis, la représentativité de la granulométrie des sables et ne permet pas une étude morphoscopique.
- Les sables contiennent seulement des minéraux lourds ubiquistes.
- Les "Argiles de Levallois" sont essentiellement formées d'une argilite lie-de-vin, parfois versicolore, et encadrée parfois aussi par des argilites de couleur différente. Elles contiennent des Esthéries et de rares Foraminifères et Ostracodes.
- Les conglomérats et les sables contiennent essentiellement de la kaolinite tandis que les pélites, les marnes dolomitiques et les argilites vertes sont surtout formées d'illite. Les argilites lie-de-vin du Rhétien supérieur contiennent essentiellement des interstratifiés organisés de type (I-M) et de la montmorillonite.
- La cristallinite de l'illite est indépendante des lithofaciès et de la granulométrie.
- L'évolution des minéraux argileux à l'échelle de la séquence virtuelle locale est tout à fait conforme à leur évolution dans les lithofaciès.
- L'illite, la montmorillonite et les interstratifiés sont hérités du continent. La kaolinite peut être héritée ou diagénétique. Leur formation se faisait dans un milieu lessivant et confiné. Pendant le Rhétien inférieur le milieu a été très lessivant tandis que pendant le Rhétien supérieur milieux lessivant et confiné ont été en équilibre avec une tendance vers le confinement (interstratifiés organisés et montmorillonite).

- L'abondance de la kaolinite dans les conglomérats et les sables pourrait s'expliquer par le fait qu'une partie au moins des cristaux sont diagénétiques.


- A travers la série rhétienne les stades suivants sont reconnus :

1 - Stade synsédimentaire : dépôt de la phase détritique et des minéraux argileux (illite, montmorillonite, interstratifiés, kaolinite (?)).

2 - Stade diagénétique précoce : 1 - corrosion des grains de quartz par un ciment initial.

2 - dolomitisation du grès à ciment carbonaté dans la région de St.-Nicolas-de-Port.

3 - Stade diagénétique



dédolomitisation

- nourrissage des grains de quartz.
- kaolinisation (?).

TROISIEME CHAPITRE

ETUDE DES AFFLEUREMENTS

- CHAPITRE III -

ETUDE DES AFFLEUREMENTS

INTRODUCTION :

La Lorraine de la bordure orientale du Bassin de Paris comporte un relief faiblement ondulé recouvert par des sols sur lesquels sont développés des prairies et des zones à forte densité forestière. Ainsi, les conditions d'affleurement sont généralement mauvaises.

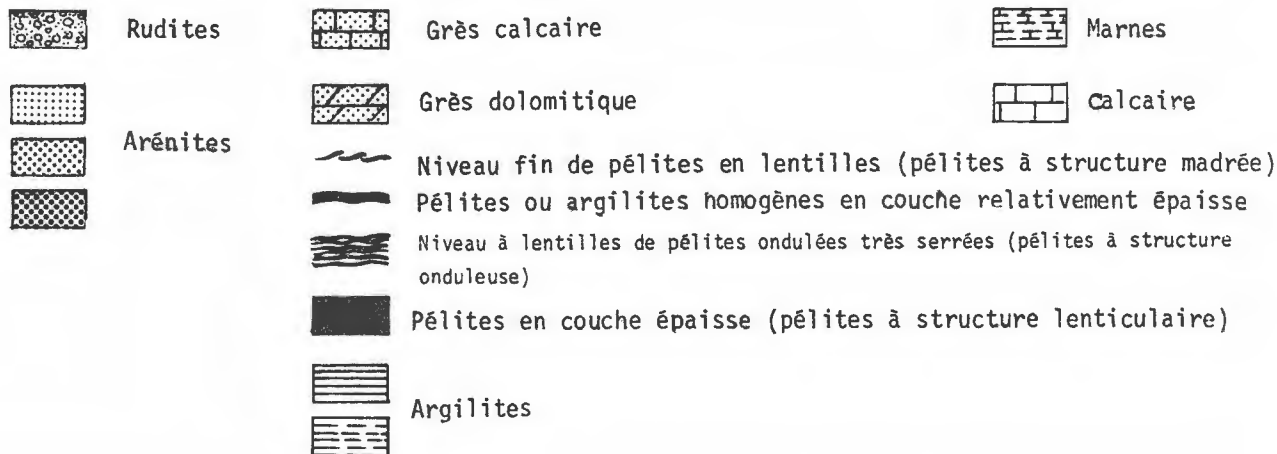
Les affleurements du Rhétien sont rares et correspondent soit à d'anciennes carrières remises parfois à jour soit à des coupes naturelles dues au réseau hydrographique.

Le but de ce chapitre est de caractériser le ou les milieux de dépôt du Rhétien de cette région ; ceci conduit au quatrième chapitre à la reconstitution de ces milieux.

En vue de cette caractérisation et vu la rareté des affleurements une étude détaillée des conditions de dépôt du Rhétien de chaque affleurement a été entreprise. Toutes les méthodes exposées au premier chapitre et en particulier l'analyse granulométrique ont été systématiquement utilisées. La bande d'affleurement a été suivie du Nord vers le Sud. C'est ainsi que le Rhétien en Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg a été traité en premier. Les affleurements de la Lorraine septentrionale et centrale et finalement de la Haute-Marne ont été ensuite successivement étudiés.





Légende des figures 18, 21, 23, 24, 25, 33, 41, 42, 49, 52, 53,
62, 63, 69, 70, 71, 78, 81.

LITHOLOGIE :



SCHEMAS D'EVOLUTION SEQUENTIELLE :

Colonne S.S : surface de stratification

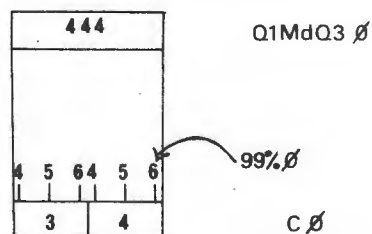
-  Coupure brutale franche (variations d'ordre lithologique, variations de teintes)
-  Transition rapide (variation granulométriques très rapide)
-  Transition granulométrique graduelle ne dépassant pas 1 cm
-  Transition granulométrique graduelle difficile à préciser

Colonne des cinq indices

Cf. ch. 1, pp. 31-34, Fig. 5.

Colonne Rudites (Fig. 21)

- | | |
|---|---------|
| 1 - Conglomérats "graviers-support" et conglomérats en cordon | |
| 2 - | 70-50 % |
| 3 - Conglomérats "matrice-support" | 50-30 % |
| 4 - | 30-10 % |



Colonne Pélites

- | | |
|--|---------------------------------|
| 1 - Pélites à structure madrée | 2 - Pélites à structure ondulée |
| 3 - Pélites homogènes en couche relativement épaisse | |
| 4 - Pélites à structure lenticulaire | |

Colonne Argilites

- | | |
|--|--|
| 1 - Argilites à structure madrée | |
| 2 - Argilites homogènes en couche relativement épaisse | |

G.C : Grès calcaire

G.D : Grès dolomitique C : Conglomérats

S : Sable - f : fin
 - m : moyen

SCHEMAS D'EVOLUTION DES MINERAUX ARGILEUX



I.c : Indice de cristallinité de l'illite.

LE RHÉTIEN EN BELGIQUE :

Les données concernant la stratigraphie et la nature lithologique de ces terrains sont extraites dans une littérature souvent ancienne ; une seule référence est récente. L'interprétation sera celle de JOLY (1908).

- Stratigraphie (Figure 18) :

La description stratigraphique sera suivie d'Ouest en Est de la Belgique. Au Nord de Watrinsart, près de la ferme de Parensart, H. JOLY (1908) a décrit l'affleurement de Rhétien le plus septentrional connu. Il repose directement sur les terrains primaires et commence par un poudingue à gros éléments renfermant des cailloux roulés des roches primaires. Au dessus, existe un grès fin micacé d'un mètre de puissance.

De Muno à Termes, le Rhétien est transgressif (JOLY, 1908) et repose directement sur les terrains primaires. A partir de Marbehan il commence à s'en séparer et repose sur du Keuper supérieur.

Dans la région entre Rossignol et Habay-la-Vieille, le Rhétien a souvent une épaisseur avoisinant 9 m voire même 14 m (coupe de Mortinsart). Il est délimité à la base par le Keuper supérieur et au sommet par l'Hettangien car les "Argiles de Levallois" manquent ici. Il est également (JOLY, 1908) formé d'une succession de grès (1,5-3m), d'argilites noires⁽¹⁾ épaisses (1-4m), de grès (3-8m), de conglomérat (0, 10-0, 50 m), et de grès calcarifère⁽¹⁾ (1 m environ) à Avicula contorta Portl. Cependant, des argilites noires ont été signalées au contact du Keuper supérieur (coupe entre les Bulles et Rossignol : DORMAL (1894), coupe de Viller-sur-Semois : MAUBEUGE, 1955) et un conglomérat à l'intérieur du Rhétien. Ce dernier est surmonté soit par du grès (Coupe entre les Bulles et Rossignol), soit par des argilites noires (coupe de Harinsart).

(1) : R. LAUGIER (1964, p. 8, Fig. 4) en reproduisant les mêmes coupes de JOLY (1908) remplace le terme "argilites" par le terme "pélites" et rattache le grès calcarifère à l'Hettangien ; aucune explication n'est donnée sur cette coupure stratigraphique.

Au Sud des Bulles, le sondage de la Soye (DORMAL, 1893) montre, au-dessus du Keuper supérieur, un pavage conglomératique que LAUGIER (1964) corrèle avec le conglomérat de sommet de Rhétien de Levelange (Luxembourg). Entre Habay-la-Vieille et Arlon, les coupes partielles du Rhétien montrent, au dessus du Keuper supérieur, une alternance de couches épaisses d'argilites noires et de grès à intercalations d'argilites noires. Il n'est pas possible de savoir, ici, si le Rhétien supérieur existe ou non car les "Argiles de Levallois" commencent à apparaître à l'Est de Habay-la-Vieille.

Dans le sondage d'Arlon (CULINK et al, 1973) le Rhétien inférieur (sable, grès et argilites de Mortinsart), de 9,20 m d'épaisseur, est formé de sable clair localement induré, avec de minces intercalations d'argilites noires et quelques niveaux de pavage conglomératique dont le premier est au contact du Keuper supérieur. D'après les mêmes auteurs, les intercalations d'argilites noires sont regroupées en niveaux séparés par des couches de sable pur. Le Rhétien supérieur, de 2 m d'épaisseur, est représenté à la base par des argilites lie-de-vin contenant à leur base des passées sableuses, et au sommet par des argilites gris-vert pâle montrant des "lits à cristaux de pyrite".

Dans plusieurs coupes en Belgique le Rhétien inférieur montre fréquemment une faune de bivalves. La coupe entre Habay-la-Vieille et Nantimont en est particulièrement riche puisque grès, conglomérat et grès calcarifère contiennent les fossiles suivants (JOLY, 1908).

- Premier banc de grès :

Avicula contorta Portl., Mytilus minutus Goldfus., Myophoria inflata Emmerich., Cardium Cloactnum Quens., Cardium phillipanum Dunker., Tereratula pyraformis Suess.

- Conglomérat :

Gervillia sp., Pecten valoniensis DeFrance., Lima praecursor Quens., Plicatula archiasi Stoppani., Ostrea nodosa Goldfus., Myophoria liasica Stoppani., Cardita austriaca v. Hauer., Cardium cloacinum Quens., Anatina praecursor Quens.

- Grès calcifère :

Chemmitzia infraliasica ? Stoppani., Pecten valoniensis DeFrance., Lima praecursor Quens.

Outre les invertébrés cités plus haut, DORMAL (in JOLY, 1908) signale la présence des débris de vertébrés dans les lits conglomératiques. Pour JOLY (1908), c'est l'équivalent du bone-bed observé au Sud-Est du Luxembourg (Dalheim).

- Lithofaciès :

- Conglomérats :

Ce sont des poudingues (JOLY, 1908) plus ou moins consolidés, à cailloux roulés, ne dépassant pas suivant le qualificatif de JOLY la grosseur d'une noix (4-5 cm) sauf pour le poudingue reposant sur les roches primaires où les éléments sont plus grossiers. Les éléments sont de quartzites blancs, gris et noirs. P.L. MAUBEUGE (1955) y signale des graviers de lydienne.

- Grès :

Ce sont essentiellement des sables indurés à grains fins et très fins de couleur gris-jaunâtre ou gris-verdâtre. Ils présentent des stratifications obliques et contiennent quelques fois des paillets de muscovite et quelques minces lits de lignite. Les sables sont parfois bioturbés (sondage d'Arlon). DUMONT et DEWALQUE (in JOLY, 1908) signalent à la surface supérieure des bancs de grès des traces de fucoïdes (Chondrites).

- Argilites noires :

Les argilites noires dans les couches épaisses contiennent des lentilles sableuses grisâtres et jaunes et se débitent en plaquettes.

- Grès calcarifère :

Il se présente en plaque très calcaires peu épaisses.

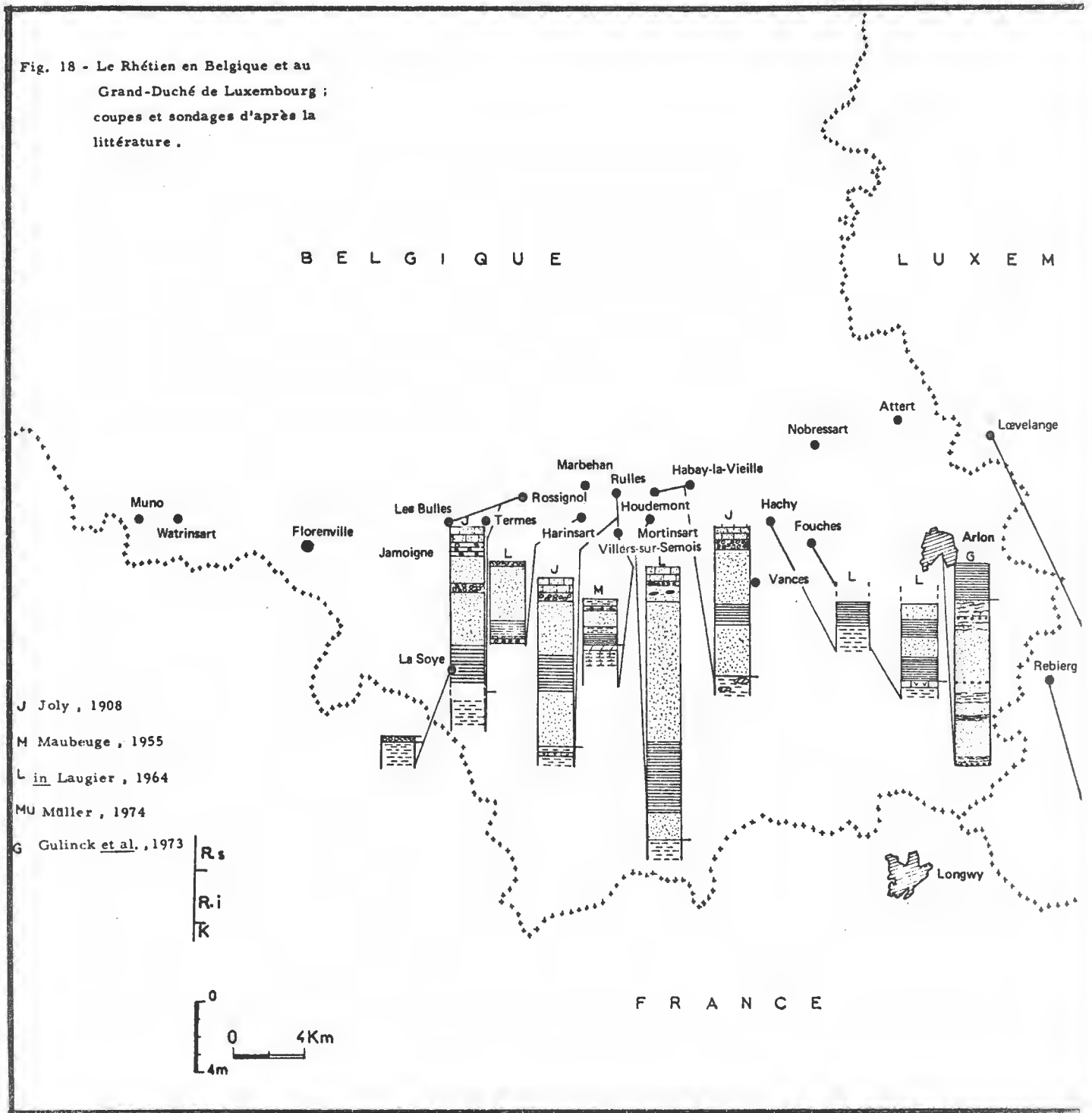
- Interprétations :

Etant donné que la bibliographie, bien qu'ancienne, était notre seul moyen de connaissance du Rhétien belge, l'interprétation sera limitée à la conclusion donnée par JOLY (1908) sur le milieu de sédimentation.

- Milieu de sédimentation (JOLY, 1908) :

Le Rhétien inférieur en Belgique est "par ses fossiles une formation marine, par sa composition sableuse une formation littorale, et par sa structure une formation de courants assez rapides et très variables". Le fait que le grès possède des stratifications obliques et qu'il repose parfois en transgression et discordance de stratification sur les roches primaires plaident, d'après le même auteur, en faveur d'une telle hypothèse.

Fig. 18 - Le Rhétien en Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg ; coupes et sondages d'après la littérature .



- J July , 1908
- M Maubeuge , 1955
- L in Laugier , 1964
- MU Müller , 1974
- G Gulinck et al. , 1973

R.s
R.i
K

0
0 4Km
4m

F R A N C E

LE RHÉTIEN AU LUXEMBOURG :

Le Rhétien du Luxembourg a été traité dans tous les ouvrages consacrés aux terrains liasiques de l'Est du Bassin de Paris (JOLY, 1908 ; MAUBEUGE, 1955 ; LAUGIER, 1964). Récemment, MÜLLER (1974) l'a étudié d'une façon détaillée et sous l'angle sédimentologique. Devant l'impossibilité d'accomplir un travail sur le terrain compte tenu de la rareté ou de l'absence des affleurements, les données suivantes sont donc essentiellement bibliographiques et font référence surtout au travail mentionné de MÜLLER.

- Les données stratigraphiques (Fig. 18).

- Rhétien inférieur :

A - S-E du Luxembourg : (Remich-Scheierbiërg, Bous-Dalheim,
----- Remerschen).

Le Rhétien inférieur de cette région comporte quatre bancs conglomératiques dont l'inférieur est en contact avec des lithofaciès de la zone argilo-dolomitique (LAUGIER, 1961) et le supérieur est en contact avec du Rhétien supérieur argileux. Sur le profil de Remich-Scheierbiërg, les lithofaciès disposés entre les conglomérats sont essentiellement gréseux tandis que les couches interstratifiées entre le troisième et le quatrième conglomérat sont essentiellement argileuses dans les deux autres localités. Le conglomérat est formé des galets de quartzites noires, de quartz filonien blanc, de grès arkosique, de lydienne et "d'oolithes silicifiées".

Au Nord (Remich-Scheierbiërg), l'épaisseur de Rhétien inférieur est de 8 m. Elle diminue, vers le Sud, en direction de la ride de Sierck.

B - E du Luxembourg : (Medingen, Mont-Crequi, Bloëbiërg, Syren) :

Dans cette région la division du Rhétien inférieur par quatre bancs conglomératiques ne semble pas être de règle. Ainsi, le passage entre les lithofaciès de la zone argilo-dolomitique et le Rhétien inférieur est sans transition nette.

Dans le sondage de Medingen, le Rhétien inférieur typique (3,45 m de conglomérat, de grès, et d'argilites noires) est surmonté par une couche épaisse (4,40 m) d'argilites noires avec rubannements sableux. Dans ce sondage, MÜLLER (1974) rapporte les caractéristiques suivantes des lithofaciès :

Argilites en plaquettes et lentilles sableuses plates à la base de Rhétien, bancs sableux à l'échelle centimétrique présentant une très nette stratification oblique, sable moyen avec quelques rubannements argileux noirs, alternance de lentilles d'argilite noire et de sable clair avec traces de bioturbation, figures de sédimentation (bioturbation, flutcasts) devenant de plus en plus marquées lorsqu'on remonte dans la série, présence à la surface des plaquettes d'argilites de traces circulaires assimilées à des Coprolithes, et présence des morceaux de bois et des restes végétaux carbonisés. Dans les sondages de Mont Crequi, le Rhétien inférieur varie entre 0,70 et 3 m d'épaisseur. La succession des couches est dissemblable bien que les sondages soient très voisins. Cependant un seul sondage admet la même succession que celle connue au S-E du Luxembourg.

Dans les sondages de Bloëbiérg, le Rhétien inférieur (1-1,40 m) correspondant à la région anticlinale de Bouglinster-Junglinster, est formé essentiellement d'argilites noires en plaquettes dans lesquelles on note la présence des valves d'Esthéries. Les argilites noires de la base de Rhétien sont parfois très riches en muscovite et montrent des lentilles sableuses d'ordre millimétrique.

C - N-E du Luxembourg (Junglinster-Echternach, Roosbour) :

Au N-E du Luxembourg le Rhétien inférieur est à prédominance argileuse et conglomératique.

Dans la région de Junglinster-Echternach, il est formé d'un conglomérat de base (1,25 m) surmonté d'argilites noires et de grès argileux.

Dans le profil de Roosbour, on trouve des galets et des argilites noires avec présence d'Esthéries sur la surface des bancs. Des galets sont également présents à la limite au passage entre le Rhétien inférieur et supérieur.

D - N du Luxembourg (Lorentzweiler, Steinsel, Moesdorf, Nommern) :

Les coupes essentiellement représentées (Fig.18) sont celles de profil II de LAUGIER (1964). A Lorentzweiler, le Rhétien inférieur ressemble à celui de N-E du Luxembourg à savoir qu'il est essentiellement argileux. Plus au Sud (Steinsel), il est essentiellement sableux. Tandis qu'au Nord (Moesdorf, Nommern), les "Argiles de Levallois" reposent directement sur un banc gréseux qui surmonte des argilites contenant des galets.

E - N-W du Luxembourg (Loevelange, Schwebach, Kapweiler) :

A Loevelange, le Rhétien inférieur montre 3 mètres de grès peu induré de conglomérat, et d'argilite noire. Il se termine par 10 cm de grès calcaire. A Schwebach, le conglomérat et le grès calcaire font défaut.

A Kapweiler, l'étude lithologique a permis de mettre en évidence dans le grès, deux exemplaires d'Avicula Contorta Portl.

F - W du Luxembourg (Rebiery) :

Le Rhétien inférieur dans le sondage de Rebiery est formé, de bas en haut, de conglomérat, de grès se terminant par un niveau de calcaire micritique, d'une série argileuse noire renfermant un niveau de concrétion carbonatée, de niveau calcaire, et de grès montrant un niveau de recurrence d'argilites noires.

Le conglomérat de base contient, entre autres des galets intraformationnels de dolomie provenant du remaniement des couches de marnes à marnolites sous-jacentes. Le dernier niveau gréseux montre plusieurs surfaces d'érosion couvertes par des galets intraformationnels ; et plusieurs niveaux à coquilles dont l'état de conservation est tellement mauvaise qu'il n'a pas été possible de savoir s'il s'agissait de Lamellibranchia ou d'Esthéries.

Des lentilles sableuses enrobées d'argilites noires avec des phénomènes d'érosion typique interprétées comme étant dues soit à un glissement d'un sable propre sur un plan incliné dans un sable sale, soit à des phénomènes de bioturbation sont signalées.

- Rhétien supérieur :

- - - - -

Au S-E du Luxembourg, le Rhétien supérieur montre une succession (2 m) de marnes rubanées grises et jaunes, des marnes grises, des marnes rouges, deux fines couches de marnes bleues et jaunes, et finalement des marnes rouges.

A l'Est du Luxembourg, il est formé d'une succession (7 à 8 m) de marnes grises et des marnes rouges. Dans la région de Bourglinster-Junglinster, des galets sont trouvés à sa base.

Au N-W du Luxembourg, le Rhétien supérieur (3,25 m) est constitué de marnes rouges précédées par un niveau d'argilites gris-jaune prenant localement un aspect sableux.

A l'Ouest du Luxembourg, le Rhétien supérieur (0,70 m) est formé de marnes rouges suivies d'argilites grises sombres. Des sables fins en très faible quantité sont présents à la base de la série.

On a signalé dans le Rhétien supérieur la présence de rares Foraminifères et Ostracodes d'âge liasique.

- Les données sédimentologiques :

- Granulométrie :

Chaque échantillon a été divisé par tamisage aux classes granulométriques suivantes : >2000 μ , 2000-630 μ , 630-200 μ , 200-63 μ , 63-6,3 μ , et <6,3 μ . Le classement et l'asymétrie ont été calculés d'après les formules de Trask :

$$S_0 = \frac{Q_1}{Q_3} \quad , \quad SK = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Q_2^2}$$

Dans le Rhétien inférieur :

Les galets (>2000 μ) et les sables grossiers (2000-630 μ) sont présents respectivement dans une proportion de 20 et de 27 %, et constituent 1-64 et 3-17 % du poids de l'ensemble des éléments clastiques, les sables moyens (630-200 μ) sont en proportion atteignant 65 %, les sables fins (200-63 μ) sont en proportion très variable et forment parfois, 50 % du poids de l'ensemble des sédiments.

Les silts moyens et grossiers (63-6, 3 μ) et les silts fins et argiles (<6,3 μ) atteignent respectivement 50 et 70 % du poids de l'ensemble des sédiments.

Dans le Rhétien supérieur :

Les silts moyens et grossiers n'ont jamais dépassé les 10 % tandis que les silts fins et argiles en constituent la fraction essentielle.

- Analyse séquentielle :

D'après A. MÜLLER (1974), la prédominance des silts fins et argiles suppose des conditions de sédimentation calme. Cependant dans ce type de sédimentation, des apports sableux fins et moyens plus ou moins violents ont enregistré des diastèmes plus ou moins érosifs traduisant un type de séquence interprétée par LOMBARD comme transgressive.

- Rhétien inférieur :

Dans le S-E du Luxembourg (Remich-Scheierbiérg), on a pu individualiser quatre séquences positives formant une mégaséquence négative.

Sur le plateau de Burmerange et dans le N-W du Luxembourg (Schwebach,

Kapweiler) des séquences positives sont enregistrées .

Dans l'Ouest du Luxembourg (RebiERG) quatre séquences positives dont les deux premières se terminent par du calcaire ont été signalées.

Dans l'Est du Luxembourg (Medingen, BloëbiERG, Mont Crequi), le Rhétien inférieur enregistre des séquences négatives engendrées par une mégaséquence négative.

Les séquences négatives sont interprétées comme le résultat d'un retrait de la mer (LOMBARD, 1956), ou comme une accrétion continentale (REINECK et al., 1968).

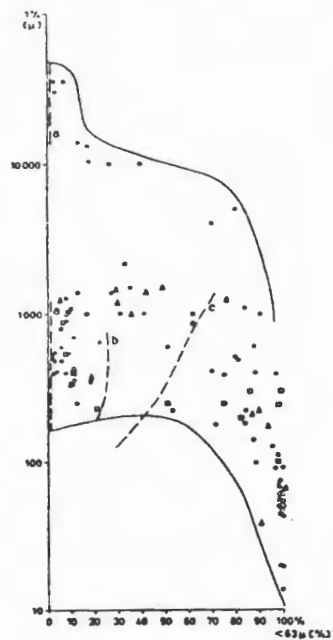
- Interprétations :

L'étude des lithofaciès et de leurs caractéristiques (cf. MEDINGEN, REBIERG) a permis à MÜLLER de considérer que les sédiments du Rhétien inférieur se sont déposés dans un milieu marin superficiel (présence de coquilles) ayant un niveau énergétique correspondant à des oscillations assez amples (galets, sables, argiles). Ce milieu correspond dans l'ensemble à la zone de transition du Golf d'Allemagne (REINECK et al., 1968) dont le bassin de sédimentation est à 25-35 Km de la côte, le niveau d'eau étant d'environ 10-15 m. C'est ainsi que les sables moyens sont interprétés comme étant transportés de la côte lors d'une tempête alors que la sédimentation normale dans le bassin était essentiellement argileuse.

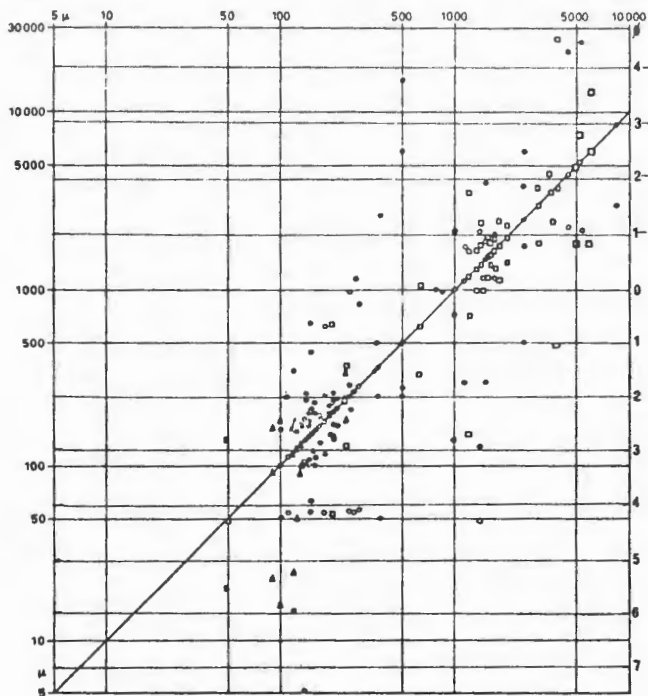
Les différentes hypothèses quant au milieu de dépôt des Marnes de Levallois, sont assez discordantes. Ces Marnes ont pu se déposer soit en milieu calme profond, soit sur un haut fond fortement remanié. D'autre part le Rhétien supérieur s'organise en séquences positives et en mégaséquences transgressives à la base des quelles se trouvent parfois des silts grossiers et moyens ou des galets noyés dans les marnes rouges ce qui laisserait penser à un dépôt de type "coulée boueuse". Cependant, l'étude des microfaciès a révélé que les Marnes de Levallois possèdent une microfaune, peut être rare, mais de toute évidence marine.

- Paramètres statistiques de la distribution granulométrique :

Nous donnons dans ce paragraphe les données de MÜLLER telles qu'elles sont. Cependant, en raison de comparaison avec nos données d'autres régions, nous nous sommes permis d'apporter quelques observations d'ordre descriptives seulement sur les différents diagrammes utilisés.

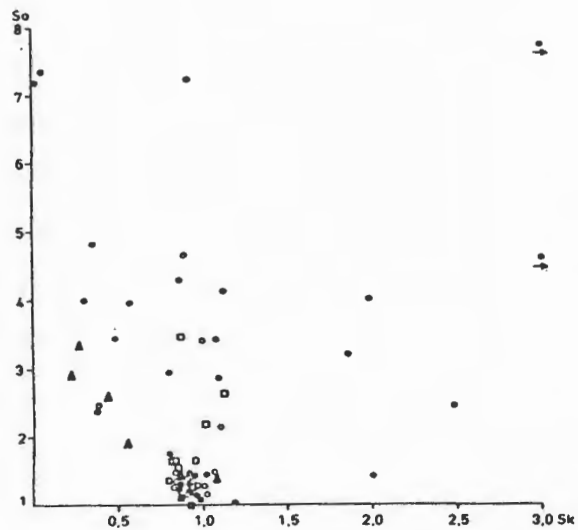


1

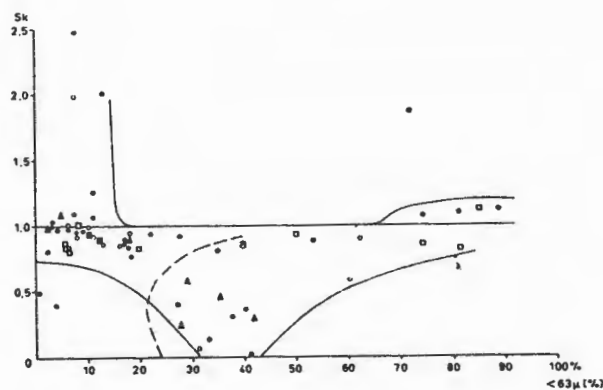


2

Figure 19 - Diagrammes C - %<63μ (1), Q1MdQ3 (2), S0-SK (3) SK - %<63μ(4) de la distribution granulométrique des dépôts du Rhétien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg (d'après Müller 1974).



3



4

- E
 - SE
 - NE
 - ▲ W
- du Luxembourg

- DIAGRAMME C - % < 63 μ (Fig. 19-1) :

Le diagramme montre une grande dispersion des valeurs du premier percentile ; les premiers percentiles les plus grossiers correspondent aux échantillons de S-E du Luxembourg , et ceux les plus fins aux échantillons de l'Est et de l'Ouest du Luxembourg. Les échantillons de l'Est, de N-E et de l'Ouest du Luxembourg contiennent les pourcentages les plus élevés en particules inférieures à 63 microns. Généralement, ce pourcentage augmente corrélativement quand le premier percentile diminue.

Sur ce diagramme une concentration de points est observée jusqu'à la ligne "b". Cette ligne correspond, par comparaison avec la ligne "a" de FRIEDMAN (1967) et la ligne "c" de grès luxembourgeois, à la limite de riva-ge des sédimentations côtières". Au droit du diagramme, quand le pourcentage inférieur à 63 microns augmente, les dépôts passent dans le domaine marin superficiel. Pour MULLER (1974), les valeurs du premier percentile des dépôts fluviaux doivent être, corrélativement, au moins égales ou supérieures à celles relatives aux dépôts marins superficiels.

- DIAGRAMME DE DOEGLAS (Fig. 19-2) :

Le diagramme montre que les dépôts du Rhétien inférieur se concentrent, suivant une distribution bimodale, dans deux zones ; zone de graviers et de sable très grossier avec un classement optimal pour le sable très grossier et zone des sables avec un classement optimal pour le sable fin. Les échantillons en provenance du N-E du Luxembourg se concentrent dans la première zone tandis que ceux d'autres localités se regroupent dans la deuxième zone. Les échantillons de l'Est du Luxembourg sont représentés dans les deux zones.

- DIAGRAMME S0-SK (Fig. 19-3) :

La plupart des résultats sont concentrés dans un domaine de bon classement et d'asymétrie proche de 1. Les échantillons restant ont un mauvais classement pour une asymétrie souvent proche ou inférieure à 1 et parfois supérieure à 1. Les échantillons de l'Est et du S-E du Luxembourg possèdent les valeurs les plus dispersées du classement et de l'asymétrie.

- DIAGRAMME SK - % < 63 μ (Fig. 19-4) :

Le diagramme montre que les deux paramètres sont très peu liés et que très peu d'échantillons possèdent une asymétrie supérieure à 1 là où,

d'après MÜLLER (1974), il faut chercher les sédiments côtiers. D'après le même auteur, pour vérifier si on est en présence de dépôt fluviatile (droite de diagramme) quand l'asymétrie est supérieure à 1 et le pourcentage inférieur à 63 microns est très élevé une étude exoscopique des grains quartz serait nécessaire.

La ligne "a" de MÜLLER et RASCH (1971, in MÜLLER, 1974) correspondant à la ligne de rivage et séparant le domaine côtier (en haut à gauche) d'un domaine marin superficiel (en bas à droite) se situe dans un domaine à faible densité de points.

CARRIÈRE DE KEDANGE (Fig. 20) :

Kédange est considérée par les auteurs de la carte géologique de France (DUFRENOY et ELIE de BEAUMONT, 1841-1848, in JOLY, 1908) comme une localité typique du grès infraliasique.

De nos jours, c'est une carrière de sable exploitant partiellement le Rhétien inférieur. Elle présente un front de taille de 50 m de longueur et d'une vingtaine de mètres de hauteur. Le front de taille a une orientation Ouest-Est. Les niveaux inférieurs de la formation se trouvent à l'extrémité Ouest de la carrière.

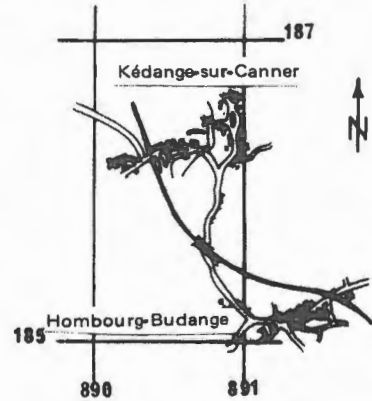


Fig. 20 - Situation de la carrière de Kédange.

(feuille au 1/50.000.Uckange)

P.L. MAUBEUGE (1955) a observé, aux environs de Kédange (entre Dalstein et Hombourg - Budange), le contact entre les marnes irisées du Keuper supérieur ("marnolites" versicolores surtout lie-de-vin avec parfois du gypse fibreux) et la base du Rhétien (succession sur 5,80 m de "marnolites" très dures gris-vert, de bancs lisses de dolomie marneuse dont la surface supérieure est mamelonnée et de marnes grasses lie-verdâtre clair surmontées par du sable roux jaune). D'après le même auteur le Rhétien à Kédange fait 40 m dont 5 à 7 m pour les "Argiles de Levallois".

La carrière qui serait à quelque 5 m au dessus de la base des sables du Rhétien, est constituée de lithofaciès sableux, conglomératique et pélitique. Des argilites ne s'observent qu'au sommet de la carrière.

- Le lithofaciès sableux est formé essentiellement de sables moyens et fins (Fig. 31) blanchâtres à jaunâtres. Il est rarement à structure homogène car il est associé à des lentilles de pélites. Il possède parfois une stratification oblique. Au sommet de la carrière les arénites sont consolidées par un ciment siliceux et forment un banc dur d'épaisseur constante (30 cm) sur toute la longueur du front de taille ⁽¹⁾.

- Le lithofaciès conglomératique, absent ou subordonné à l'extrême base de la carrière, devient fréquent à très fréquent dans le reste de la carrière.

(1) : Ce niveau qui ne peut être désagrégé n'a pas été analysé granulométriquement.

Il contient essentiellement des graviers de quartzites de couleur variable, grisâtre et bleuâtre, et du quartz. Les graviers sont souvent polyédriques à arêtes émoussées, parfois aplatis. Il existe aussi des graviers blancs jaunâtres de siltite et ainsi que des galets mous de pélites. Les plus gros graviers atteignent 4 cm.

Les strates de conglomérats, associés aux sables et aux pélites, se présentent :

- en lentilles qui apparaissent nettement comme des comblements de structures d'érosion ; ces lentilles plus ou moins volumineuses, peuvent atteindre jusqu'à 7 m de longueur et 1 m d'épaisseur.

Les structures d'érosion découpent plus ou moins le lithofaciès sous-jacent (pélites-sables). Leur remplissage présente ou non un litage : ce litage est oblique et les éléments rudites montrent différents degrés de ségrégation (CLIFTON, 1973) dont une classe "graviers-support" peu développée et surtout localisée à la base, lorsque le litage n'est pas apparent, les graviers ont la même classe de ségrégation qui est essentiellement "graviers-support".

- en couche continue d'épaisseur constante (maximum 1 m) sur toute la longueur du front de taille. Les graviers sont à texture "graviers-support".

- en cordons (pavage) ayant l'épaisseur du galet moyen et s'étendant latéralement sur plusieurs mètres. Ils sont souvent bifurquée et se trouvent à l'intérieur des sables, au dessus des pélites ou en continuité avec un remplissage de structure d'érosion. Ces pavages existent aussi à la base d'un feuillet ou d'un faisceau de stratification oblique. D'après CLIFTON (1973) la classe de ségrégation des graviers et des galets des conglomérats de pavage est de 90-100 %. Les lithofaciès sableux et conglomératique possèdent une faible teneur en ZrO_2 ⁽¹⁾.

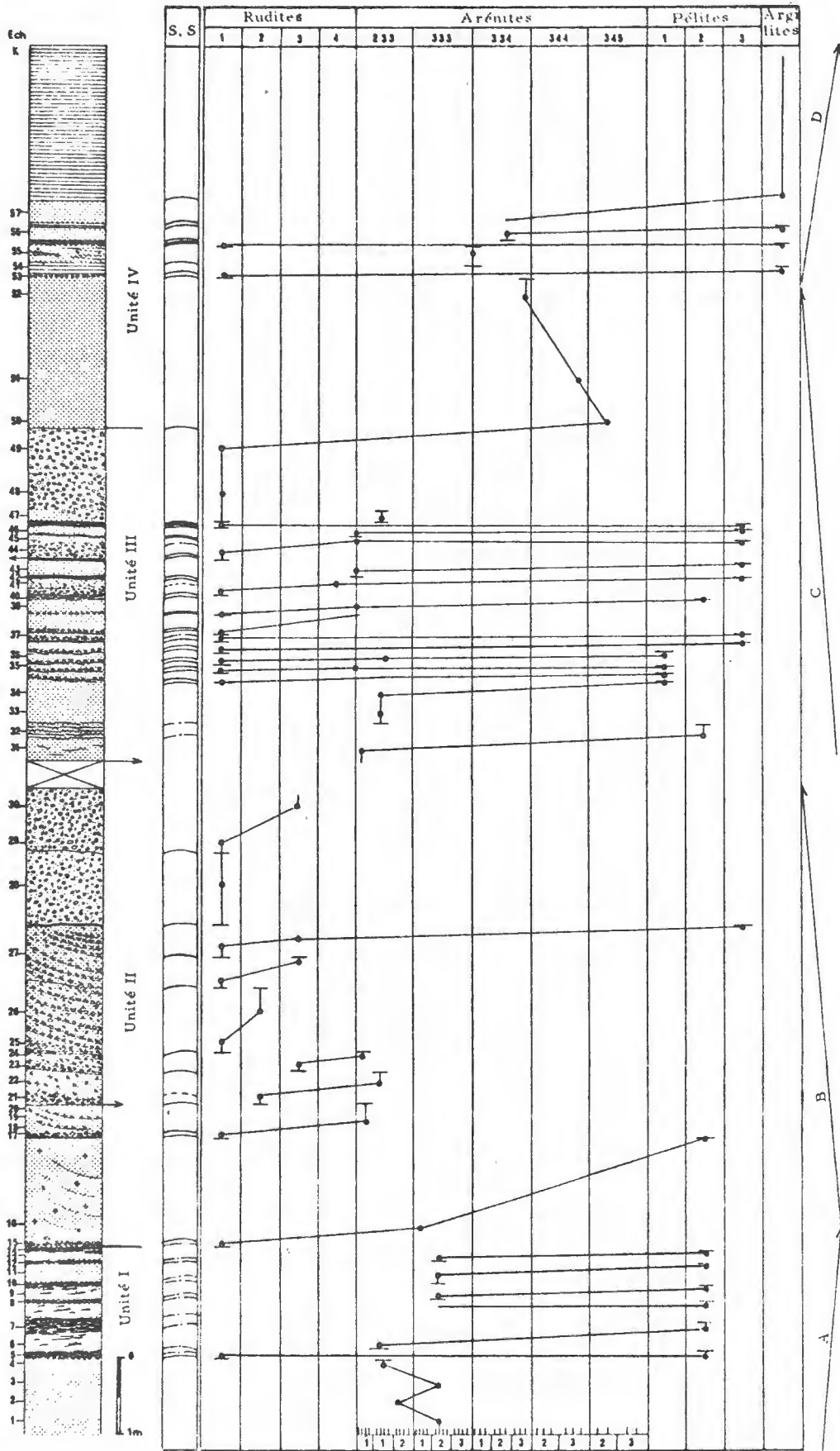
- le lithofaciès pélitique se présente sous deux formes :

- En niveau fin (< 1 cm) continu de pélites en lentilles chevauchées les unes les autres.

- En niveau épais (10-30 cm) continu à lentilles de pélites très serrées. Des telles structures s'apparentent aux structures madrées et lenticulaires de REINECK et al., (1968-1973).

(1) : Nous avons signalé au premier chapitre (cf. ch. 1, p.40) que l'analyse des minéraux lourds serait remplacée par le dosage de la teneur en ZrO_2 . Les raisons de cette substitution seront exposées lors de l'étude de la carrière de St.-Nicolas-de-Port.

Figure 21 - Coupe et schéma d'analyse séquentielle



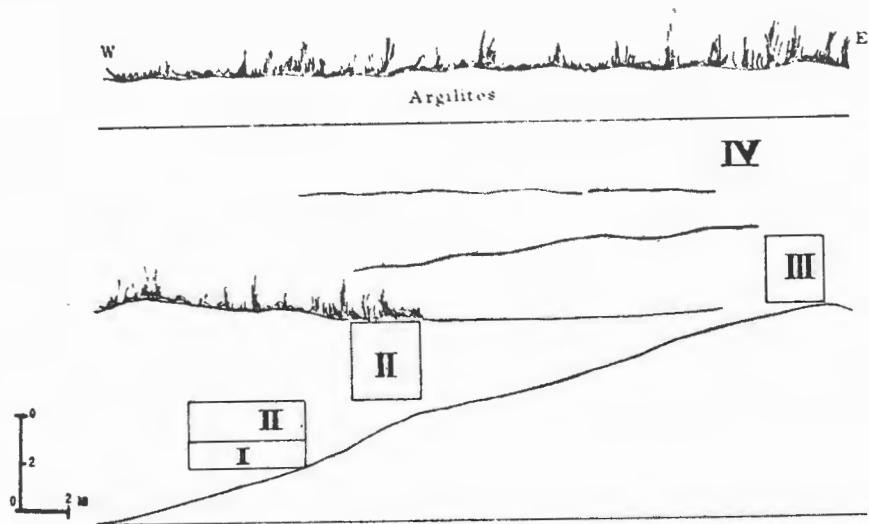


Figure 22 - Plan et situations des différentes unités de sédimentation du Réthien inférieur de la carrière de Kédange.

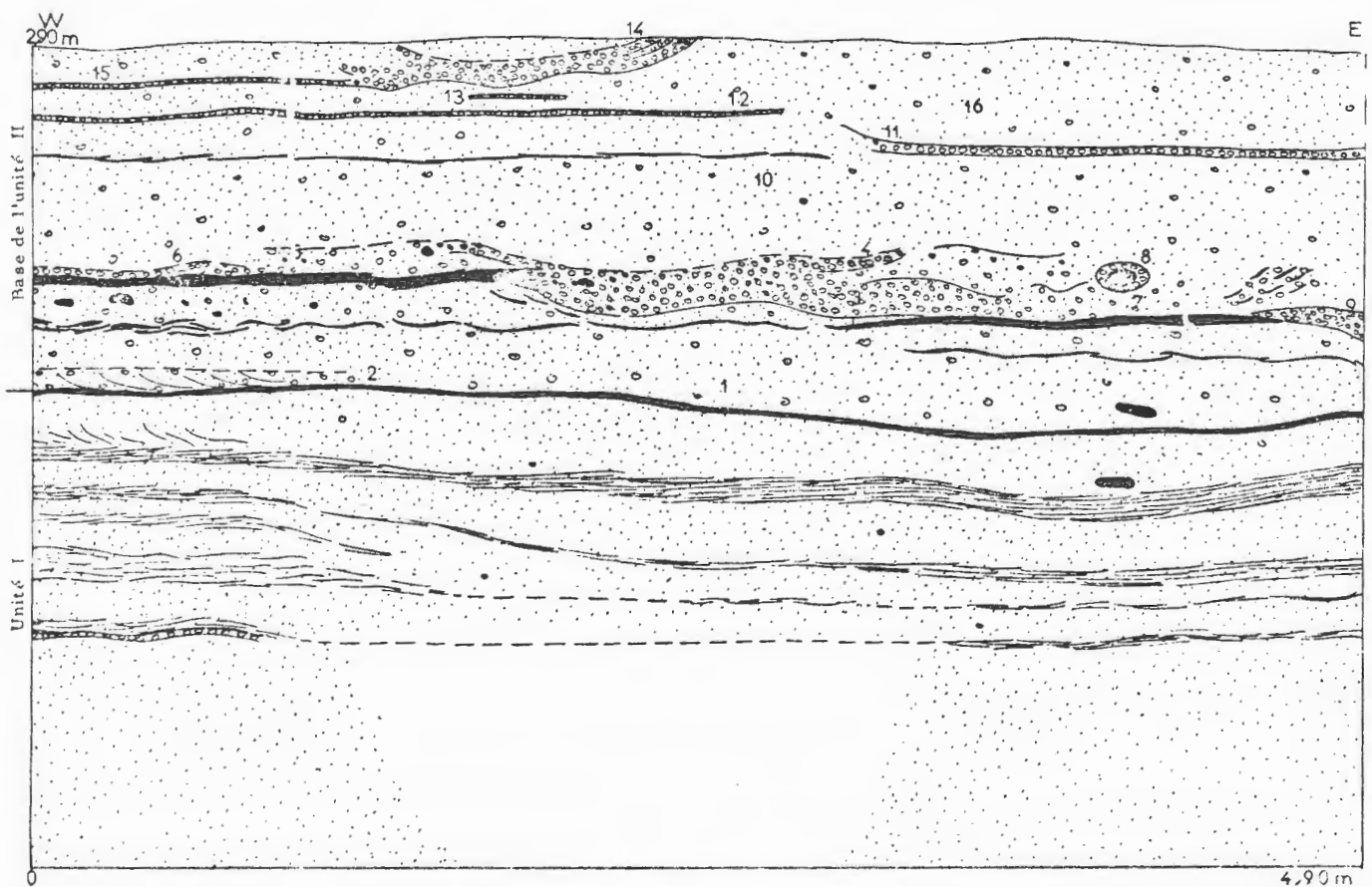
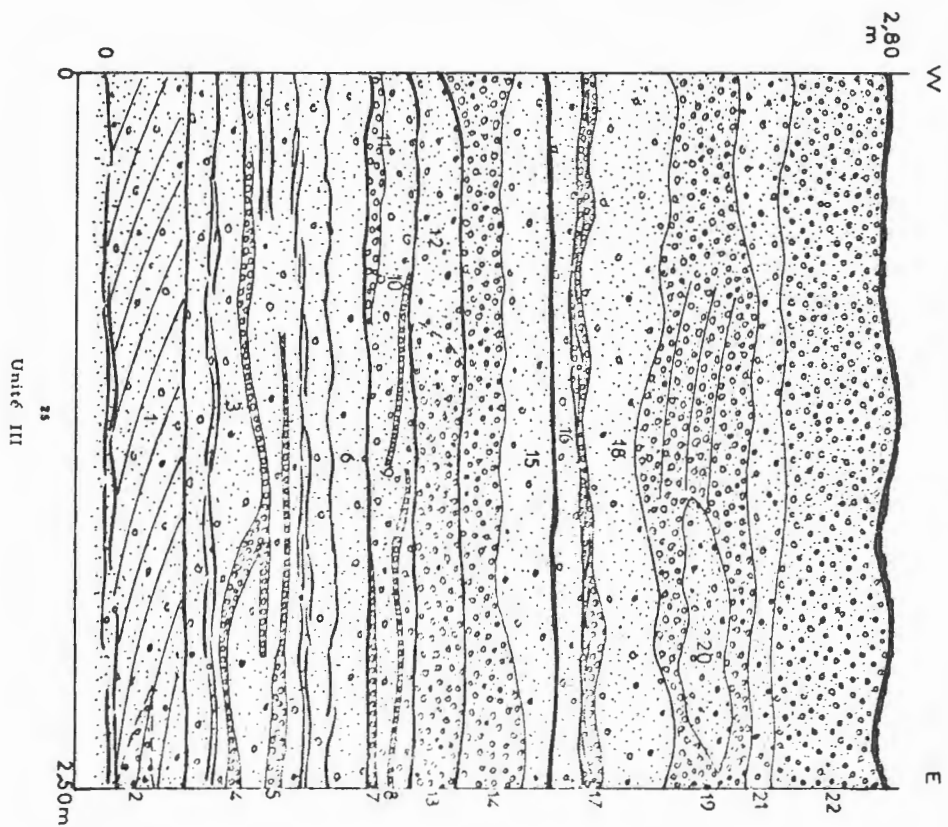
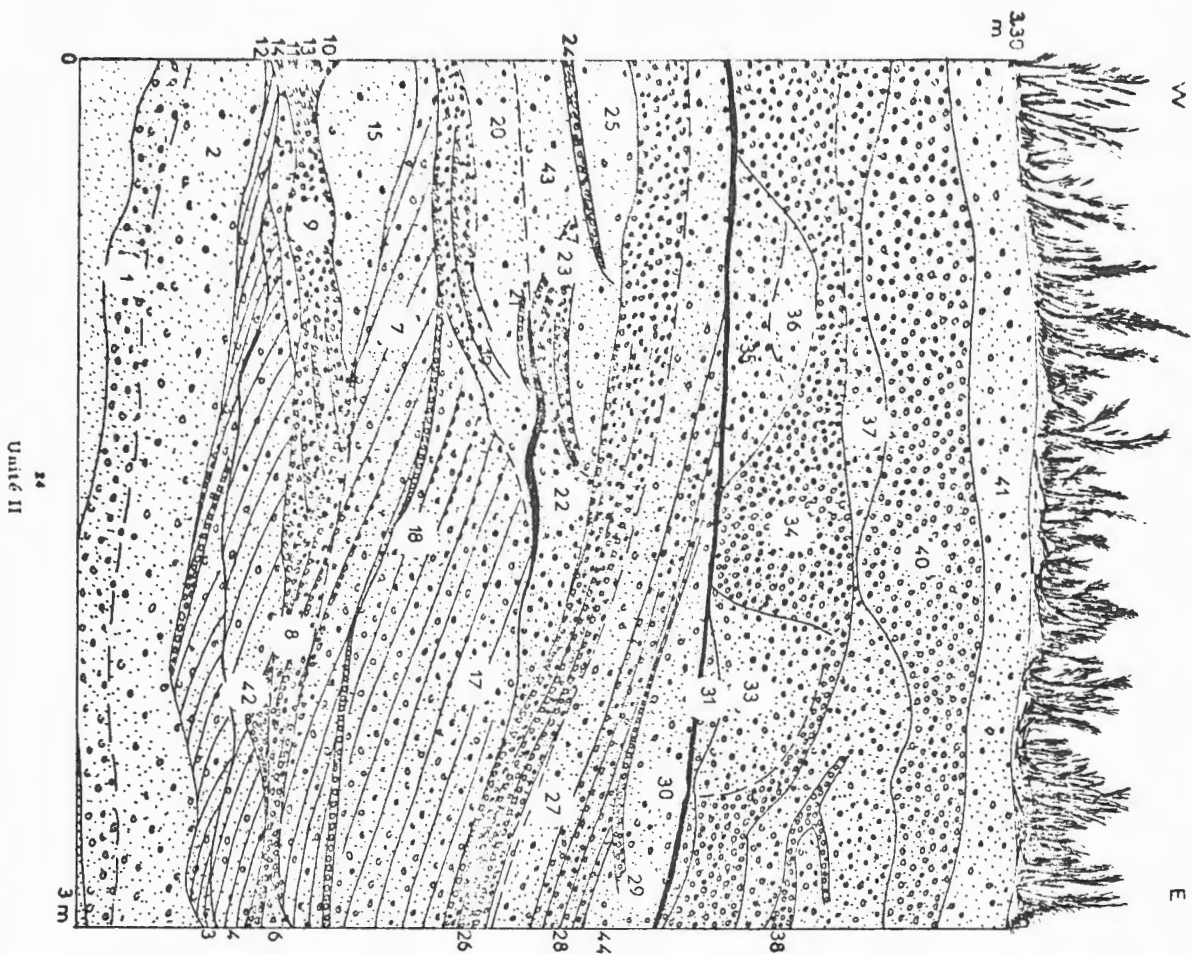


Figure 23 - Structure sédimentaire de l'unité I et de la base de l'unité II.



Figures 24 et 25 - Structure sédimentaire du sommet de l'unité II et de l'unité III.

| Niveaux | l | E | t | C | P |
|---------|-----|----|------|--------|----|
| 1 | 500 | 17 | 0,03 | 10-30 | 30 |
| 2 | 120 | 5 | 0,04 | 30-50 | 10 |
| 3 | 180 | 10 | 0,06 | 70-90 | 30 |
| 4 | 25 | 2 | 0,08 | 70-90 | 30 |
| 5 | 70 | 7 | 0,10 | 30-50 | 10 |
| 6 | 90 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 7 | 30 | 2 | 0,07 | 30-50 | 10 |
| 8 | 45 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 9 | 50 | 12 | 0,24 | 70-90 | 30 |
| 10 | 500 | 20 | 0,04 | 10-30 | 30 |
| 11 | 190 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 12 | 280 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 13 | 35 | 2 | 0,06 | 90-100 | 45 |
| 14 | 125 | 7 | 0,06 | 70-90 | 30 |
| 15 | 120 | 2 | 0,02 | 90-100 | 45 |
| 16 | 500 | 15 | 0,03 | 10-30 | 30 |

Base de l'unité II

| Niveaux | l | E | L | C | P |
|---------|-----|----|------|--------|----|
| 1 | 250 | 13 | 0,05 | 10-30 | 30 |
| 2 | 35 | 15 | 0,43 | 30-50 | 10 |
| 3 | 250 | 15 | 0,06 | 10-30 | 30 |
| 4 | 225 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 4(1) | 40 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 5 | 160 | 5 | 0,03 | 70-90 | 30 |
| 6 | 250 | 15 | 0,06 | 10-30 | 30 |
| 7 | 80 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 8 | 115 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 9 | 70 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 10 | 250 | 3 | 0,01 | 30-50 | 10 |
| 11 | 85 | 3 | 0,04 | 50-70 | 10 |
| 12 | 100 | 8 | 0,08 | 30-50 | 10 |
| 13 | 150 | 2 | 0,01 | 70-90 | 30 |
| 14 | 250 | 12 | 0,05 | 70-90 | 30 |
| 15 | 250 | 12 | 0,05 | 10-30 | 30 |
| 16 | 250 | 2 | 0,01 | 10-30 | 30 |
| 17 | 250 | 7 | 0,03 | 70-90 | 30 |
| 18 | 250 | 12 | 0,05 | 10-30 | 30 |
| 19 | 250 | 30 | 0,12 | 70-90 | 30 |
| 20 | 95 | 16 | 0,17 | 30-50 | 10 |
| 21 | 250 | 10 | 0,04 | 30-50 | 10 |
| 22 | 250 | 7 | 0,03 | 90-100 | 45 |

Unité III

| Niveaux | l | ΔE | L | C | P | Niveaux | l | ΔE | L | C | P |
|---------|-----|----|------|--------|----|---------|-----|----|------|--------|----|
| 1 | 300 | 0 | 0 | 50-70 | 10 | 23 | 85 | 8 | 0,09 | 70-90 | 30 |
| 2 | 300 | 0 | 0 | 30-50 | 10 | 24 | 75 | 0 | 0 | 90-100 | 45 |
| 3 | 300 | 18 | 0,06 | 30-50 | 10 | 25 | 80 | 15 | 0,19 | 10-30 | 30 |
| 4 | 250 | 20 | 0,08 | 30-50 | 10 | 26 | 310 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 5 | 105 | 10 | 0,1 | 30-50 | 10 | 27 | 310 | 0 | 0 | 30-50 | 10 |
| 6 | 20 | 10 | 0,50 | 10-30 | 30 | 28 | 225 | 16 | 0,07 | 50-70 | 10 |
| 7 | 300 | 20 | 0,07 | 30-50 | 10 | 29 | 65 | 2 | 0,03 | 90-100 | 45 |
| 8 | 175 | 10 | 0,06 | 70-90 | 30 | 30 | 160 | 20 | 0,13 | 30-50 | 10 |
| 9 | 160 | 20 | 0,13 | 70-90 | 30 | 31 | 120 | 6 | 0,05 | 30-50 | 10 |
| 10 | 13 | 0 | 0 | 70-90 | 30 | 32 | 85 | 17 | 0,20 | 70-90 | 30 |
| 11 | 12 | 0 | 0 | 70-90 | 30 | 33 | 75 | 15 | 0,20 | 50-70 | 10 |
| 12 | 12 | 0 | 0 | 70-90 | 30 | 34 | 220 | 35 | 0,16 | 70-90 | 30 |
| 13 | 12 | 3 | 0,25 | 10-30 | 30 | 35 | 115 | 19 | 0,17 | 50-70 | 10 |
| 14 | 10 | 4 | 0,4 | 10-30 | 30 | 36 | 70 | 10 | 0,14 | 30-50 | 10 |
| 15 | 98 | 30 | 0,30 | 10-30 | 30 | 37 | 300 | 38 | 0,13 | 50-70 | 10 |
| 16 | 100 | 0 | 0 | 90-100 | 45 | 38 | 70 | 5 | 0,07 | 70-90 | 30 |
| 17 | 210 | 55 | 0,26 | 50-70 | 10 | 39 | 30 | 1 | 0,03 | 70-90 | 30 |
| 18 | 75 | 1 | 0,01 | 90-100 | 45 | 40 | 300 | 25 | 0,08 | 70-90 | 30 |
| 19 | 100 | 5 | 0,05 | 50-70 | 10 | 41 | 300 | 7 | 0,02 | 30-50 | 10 |
| 20 | 160 | 17 | 0,04 | 10-30 | 30 | 42 | 55 | 8 | 0,15 | 70-90 | 30 |
| 21 | 32 | 0 | 0 | 90-100 | 45 | 43 | 70 | 3 | 0,04 | 70-90 | 30 |
| 22 | 120 | 15 | 0,13 | 50-70 | 10 | | | | | | |

Sommet de l'unité II

| | Base de l'unité II | Sommet de l'unité II | Unité II |
|--|--------------------|----------------------|----------|
| Moyenne des indices de lenticularité : | 0,05 | 0,1 | 0,05 |
| Moyenne des facteurs de dégrégation : | 31,8 | 23,37 | 27,3 |

TABLEAU 9 - Résultats de mesures de la ségrégation des graviers et de la lenticularité des couches conglomératiques.

- l : Extension latérale de la couche en cm
- ΔE : Différence en cm entre l'épaisseur maximum et minimum de la couche
- L : Indice de lenticularité
- C : Pourcentage de la classe de ségrégation des graviers
- P : Facteur de ségrégation des graviers.

- En couche continue de pélites homogène relativement épaisse (7 cm au maximum).

Les argilites grises du sommet de la carrière sont en couches épaisses (6 - 15 cm). Un niveau argileux noirâtre devenant roux par altération et se mélangeant avec le sol couronne tout le front de taille.

Entre la base de la carrière observable à l'extrémité ouest et son sommet le rapport entre les lithofaciès (épaisseur, structure, fréquence) change. Cela permet de définir les unités suivantes (Fig. 22) :

Unité I (hauteur : 170 cm) (moitié inférieure de la Fig. 23).

Elle se présente à l'extrême base de la carrière. Les dépôts sont caractérisés par une alternance de niveaux sableux épais, continus, à lentilles de pélites très serrées, et de couches de pélites homogènes relativement épaisses. Les sables sont dépourvus d'éléments lithiques et de stratification oblique. Ils contiennent en revanche des galets mous de pélites.

Unité II (hauteur : 4,50 m) (moitié supérieure de la Fig. 23, Fig. 24)

A la base de cette unité (Fig. 23) la fréquence des pélites diminue par rapport à la première unité. Les conglomérats de comblement de structure d'érosion et de pavage sont fréquents. Ils sont souvent à texture "graviers-support" et leurs indices de lenticularité sont faibles (tableau 9). Les conglomérats de comblement de structure d'érosion sont riches en galets mous de pélites dont certains sont entourés d'un cordon de graviers lithiques. Les sables contiennent des graviers à texture "matrice-support".

Le reste de l'unité (Fig. 24) est caractérisé par la présence des structures d'érosion successives s'érodant les unes les autres. Le remplissage des structures d'érosion inférieures est à stratification oblique dont l'inclinaison varie d'une structure à l'autre. Les structures d'érosion supérieures, plus longues et plus épaisses, sont comblées par des graviers plus grossiers ayant de préférence une texture "graviers-support". Généralement la texture "graviers-support" est peu fréquente. Les indices de lenticularité mesurés sur une distance de trois mètres sont souvent élevés (tableau 9). Il faut noter la présence de deux niveaux de pélites homogènes ; le premier, à la suite de l'érosion, apparaît en lentille discontinue, le deuxième forme un lit continu séparant les structures d'érosion inférieures de celles supérieures.

Unité III (hauteur : 4,20 m) (Fig. 21, 25) :

L'unité III s'observe à 15 m à l'Est et à 1 m plus haut que le sommet de l'unité II. Elle débute par 1,40 m de couches peu individualisées (sable, pavage conglomératique, niveaux fins de pélites en lentilles chevauchées). Le reste (hauteur : 2,80 m) (Fig. 25) montre à sa base la même succession de lithofaciès. Le sommet est, en revanche, formé de couches conglomératiques épaisses s'étendant sur tout le front de taille et ayant une texture "graviers-support". Les sables contiennent des graviers à texture "matrice-support". Les indices de lenticularité mesurés sur une distance de 2,50 m sont faibles (tableau 9).

Unité IV (Sommet de la carrière, cf. coupe, fig. 21) :

Au sommet de la carrière, les lithofaciès essentiels sont les sables et les argilites grises épaisses. Les conglomérats sont peu représentés

- Analyse séquentielle (Fig. 21)

Les différentes séquences formées par les lithofaciès conglomératique, sableaux, pélitique et argileux sont encadrées par les deux diastèmes : ondulé et plan.

Le diastème ondulé se rencontre entre conglomérats de comblement de structures d'érosion et sables ou pélites (couche homogène relativement épaisse) sous-jacents. Le diastème plan s'observe entre conglomérats de pavage et sables ou pélites (niveaux fins de pélites en lentilles, couche relativement homogène) sous-jacents et entre sables et pélites (niveaux fins de pélites en lentilles, niveaux à lentilles de pélites serrées, couche relativement homogène) ou argilites (couche épaisse) sous-jacentes. Les séquences suivantes sont enregistrées à travers toute la formation :

1 - SEQUENCES CONGLOMERATS - SABLES-PELITES ET CONGLOMERATS-SABLES :

Les conglomérats peuvent être de faible épaisseur (cordon) ou épais (1 m au maximum). Ils sont sans litage (massifs) ou à stratification oblique. Les sables de la deuxième séquence sont partiellement érodés et ne dépassent pas 30 cm d'épaisseur dans la première séquence. Le sommet de la première séquence est formée ou bien par un niveau fin de pélites en lentilles, ou bien par un niveau de pélites homogènes relativement épais.

2 - SEQUENCES SABLES - PELITES, SABLES-ARGILITES :

Le terme sableux est d'épaisseur variable. Le terme argileux est très épais (2 m) tandis que le terme pélitique peut être :

- en niveau fin de pélites en lentilles,
- en niveau à lentilles de pélites très serrées,
- et en couche de pélites homogènes relativement épaisse.

3 - SEQUENCES CONGLOMERATS-PELITES ET CONGLOMERATS-ARGILITES :

Le terme conglomératique peut être en cordon ou en couche épaisse. Dans le deuxième cas il peut être à stratification oblique ou massif. Les conglomérats présentent parfois un certain granoclassement positif en contenant vers le haut moins d'éléments grossiers.

Le terme pélitique est un niveau fin de pélites en lentilles. Le terme argileux est en couche épaisse (15 cm).

En conclusion, la séquence virtuelle locale déduite est la suivante : Conglomérats massifs - conglomérats à stratification oblique - sables (allant des sables moyens aux très fins) - niveau fin de pélites en lentilles - niveau épais à lentilles de pélites serrées - couche de pélites homogènes relativement épaisse - argilites.

- Dérive des séquences à l'échelle verticale (Fig. 21) :

Dans l'unité I les séquences sont essentiellement sablo-pélitiques à l'exception d'une seule séquence à la base constituée de conglomérat en cordon et niveau à lentilles de pélites serrées. Les séquences enregistrent une légère dérive positive (A) car leur base devient moins grossière.

Dans l'unité II l'installation de niveaux à forte énergie est bien marquée par des structures d'érosion érodant plus ou moins les lithofaciès sous jacents. L'énergie devient de plus en plus forte car le terme conglomératique devient plus grossier, plus épais et son organisation structurale (passage d'une stratification oblique bien développée à une stratification mal définie et finalement n'existant plus) indique un passage vers un milieu d'énergie devenant de plus en plus forte (GWINN, 1964). Cela est enregistré par la dérive négative (B). D'autre part, le passage de la dérive (A) à la dérive (B) enregistre dans l'ensemble une évolution négative.

L'unité III commence, sur une faible épaisseur, par un ensemble de séquence sables-pélites. Celles-ci sont suivies par des séquences conglomérats-sables-pélites, et parfois conglomérats-pélites ou conglomérats-sables mais rarement sables-pélites.

L'ensemble de ces séquences semble enregistrer une dérivation négative C étant donné que le terme conglomératique devient épais et que les séquences à la base de cette unité sont seulement sables-pélites.

Dans l'unité IV les séquences sont essentiellement sables - argilites. Au sommet de la carrière les argilites deviennent très épaisses ce qui peut enregistrer une dérivation positive D.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Nous reconnaissons sur les différents modes de représentation des données granulométriques des arénites et des rudites trois grands ensembles correspondant à l'unité I, les unités II et III, et l'unité IV.

- COURBES DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 26) :

Sur un papier de probabilité arithmétique, les courbes cumulatives sont surtout de type S pour les sables de l'unité I, de type R+S pour les sables et les conglomérats des unités II et III, et de type S+T pour les sables de l'unité IV.

- SPECTRE CM (Fig. 27) :

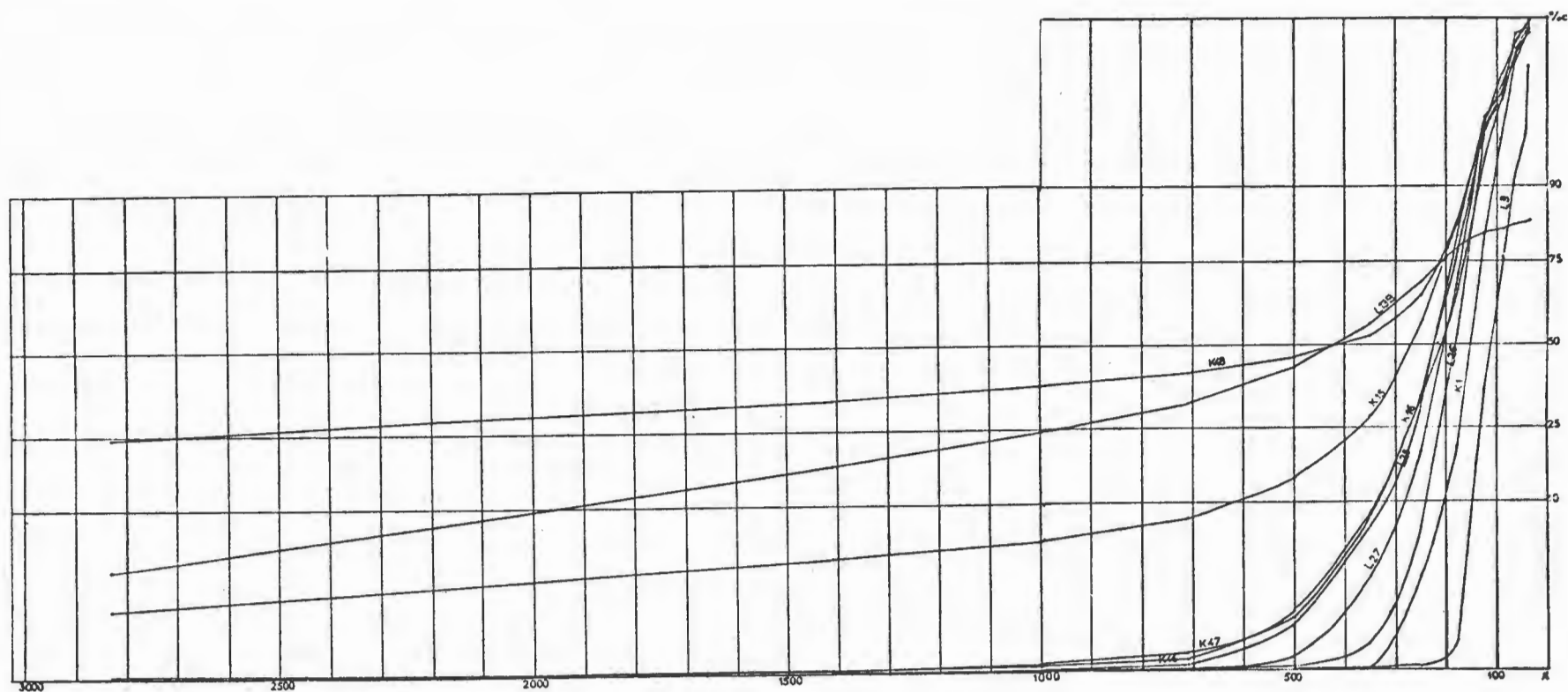
La distribution CM montre le spectre complet d'un courant tractif. Les sables de l'unité I sont représentés par le segment QR dont R est de 300 microns environ. Les sables et les conglomérats des unités II et III sont représentés par un très long segment PQ dont Q se situe aux environs de 500 microns. Le segment RS est légèrement entamé par quelques échantillons de sables de l'unité IV.

- PARAMETRES C , $\% < 63\mu$, σ , SK , K , So_s , Sk_s (ANNEXE, TABLEAU I) :

Ils sont représentés soit en fonction de leur localisation stratigraphique (Fig. 28) ou groupés deux par deux sur des diagrammes rectangulaires (Fig. 29,30).

Les sables de l'unité I sont granulométriquement très homogènes. Ils sont représentés par un nuage de points concentrés dans un domaine de bon

Figure 26 - Courbes cumulatives de quelques distributions granulométriques du Rhétien inférieur de la carrière de Kédange et de Lelling.



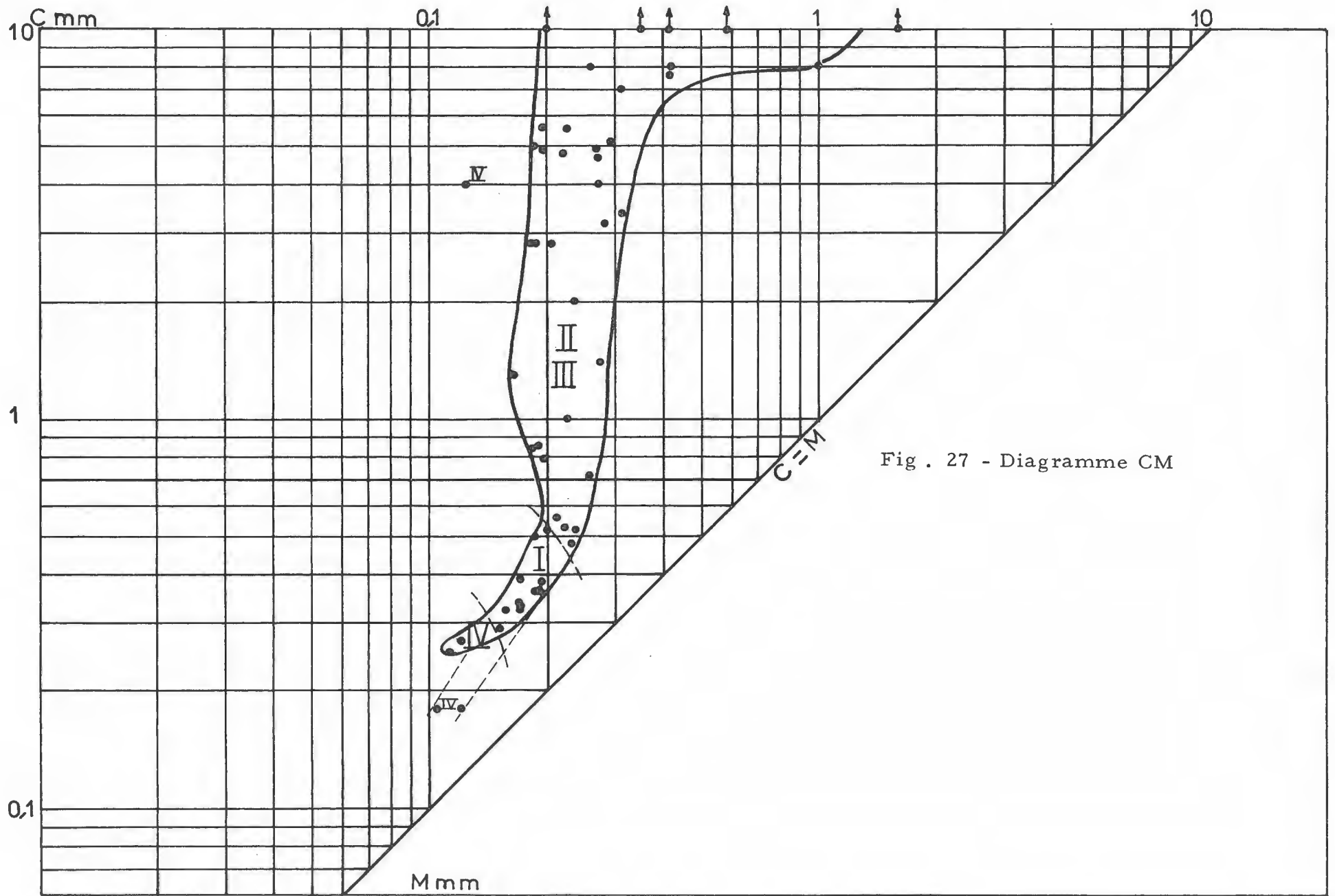


Fig . 27 - Diagramme CM

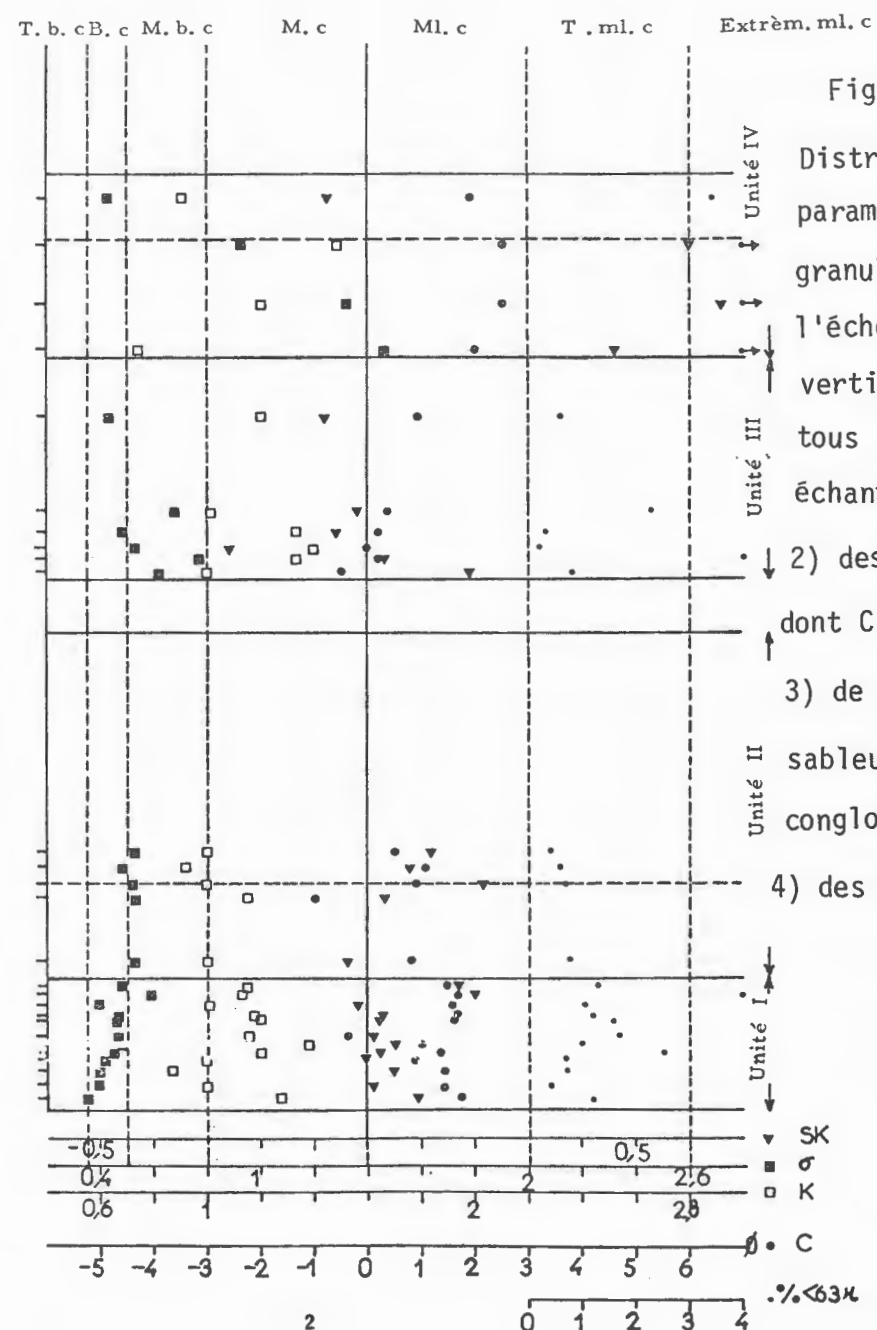
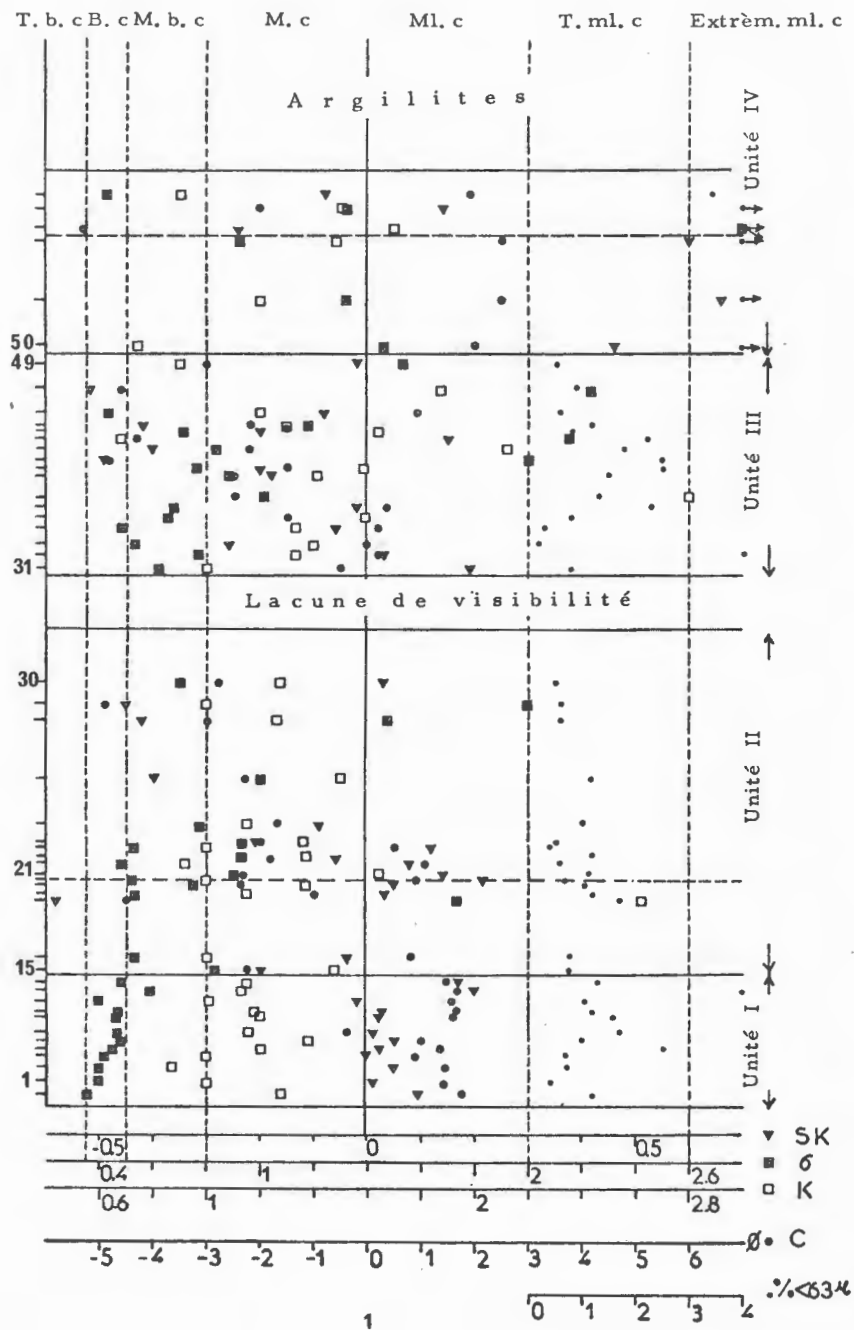
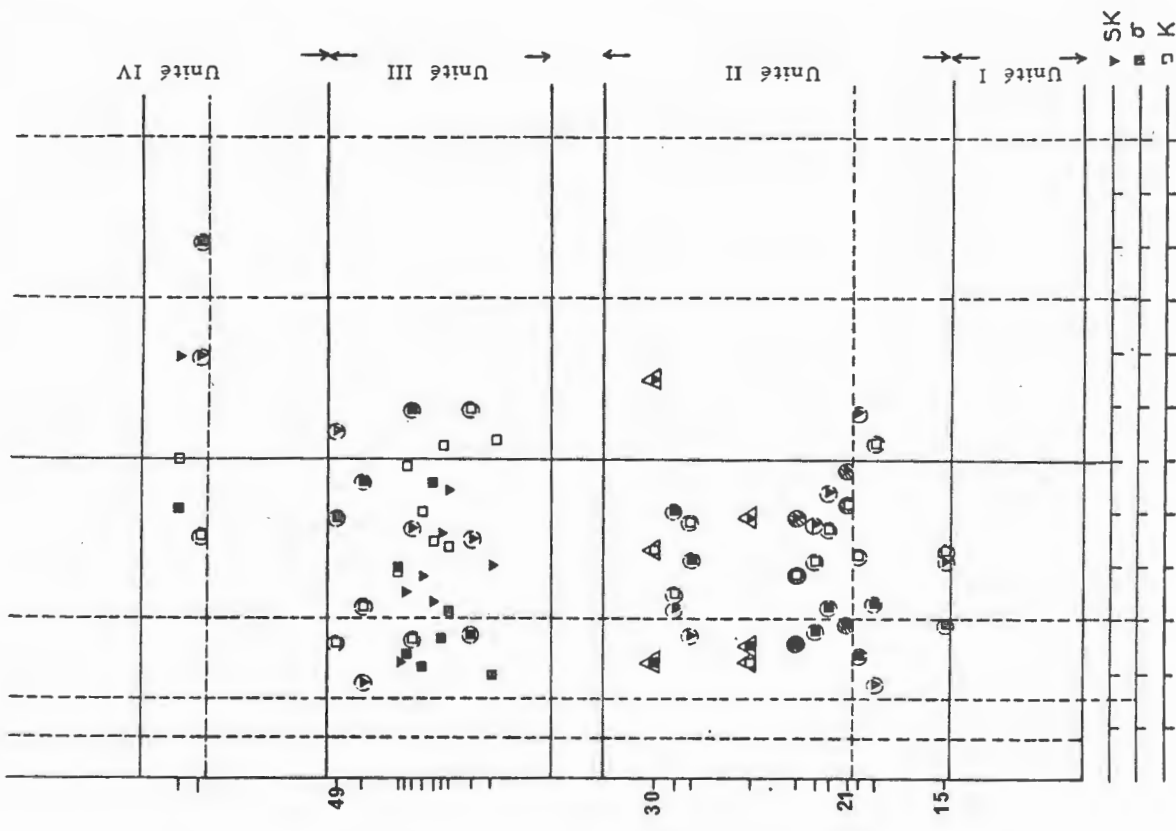
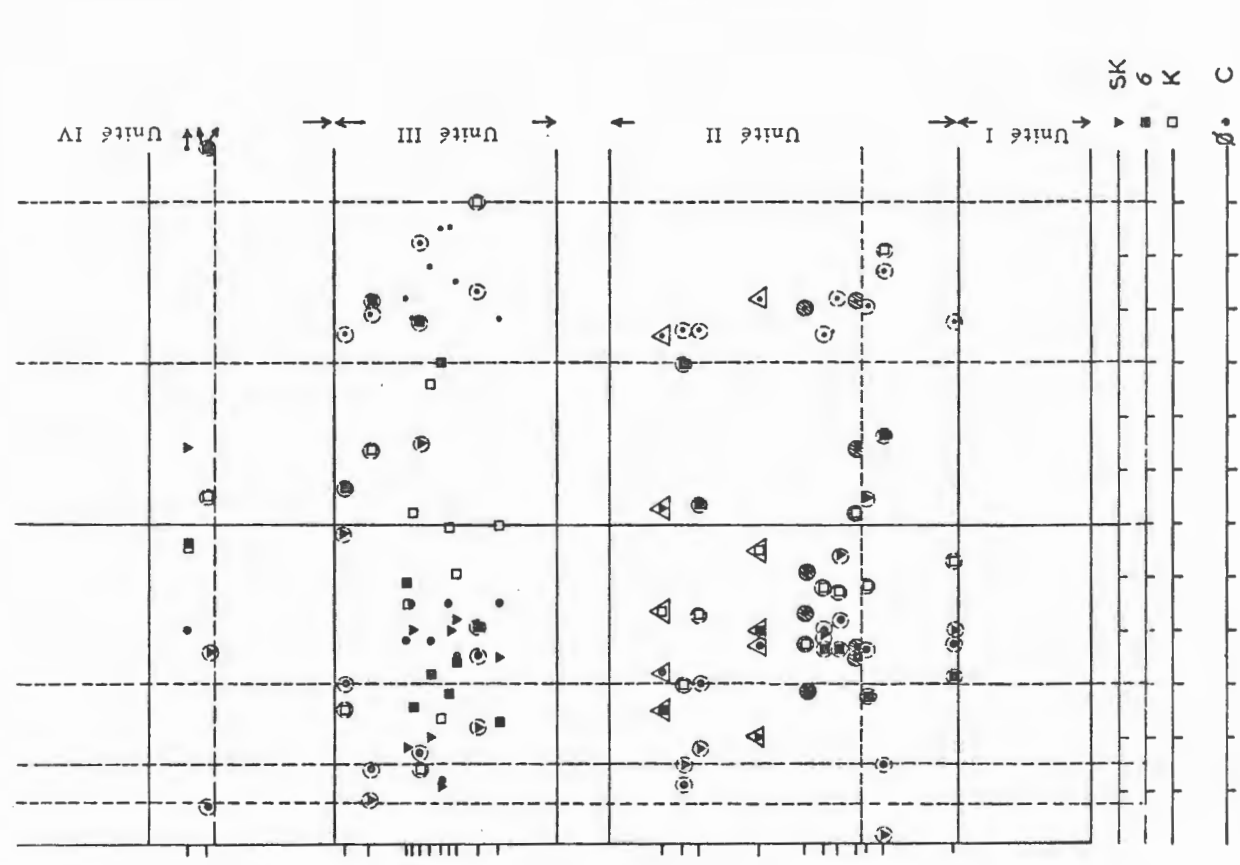


Figure 28 -
Distribution des paramètres granulométriques à l'échelle verticale : 1) de tous les échantillons, 2) des échantillons dont C est de -1 phi, 3) de la fraction sableuse des conglomérats, 4) des conglomérats.



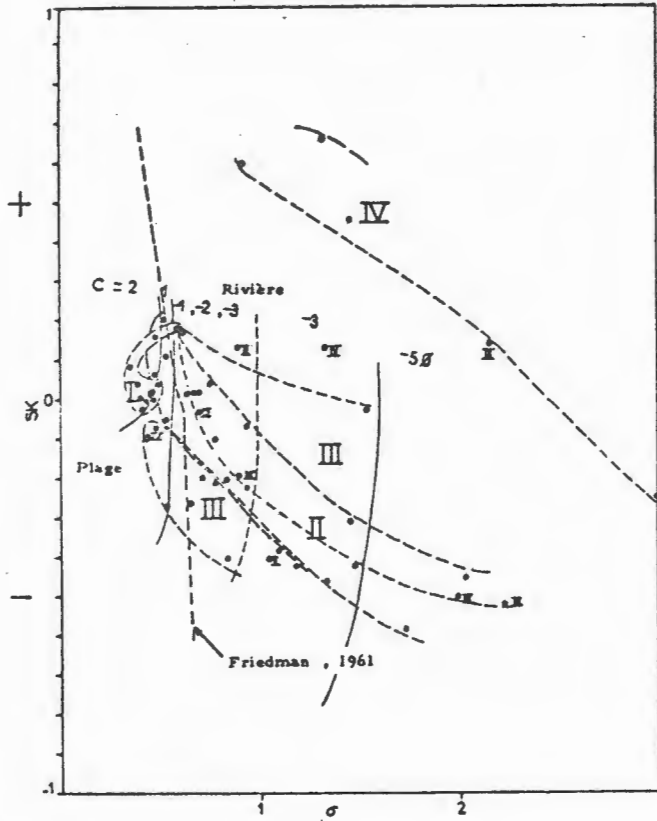
3



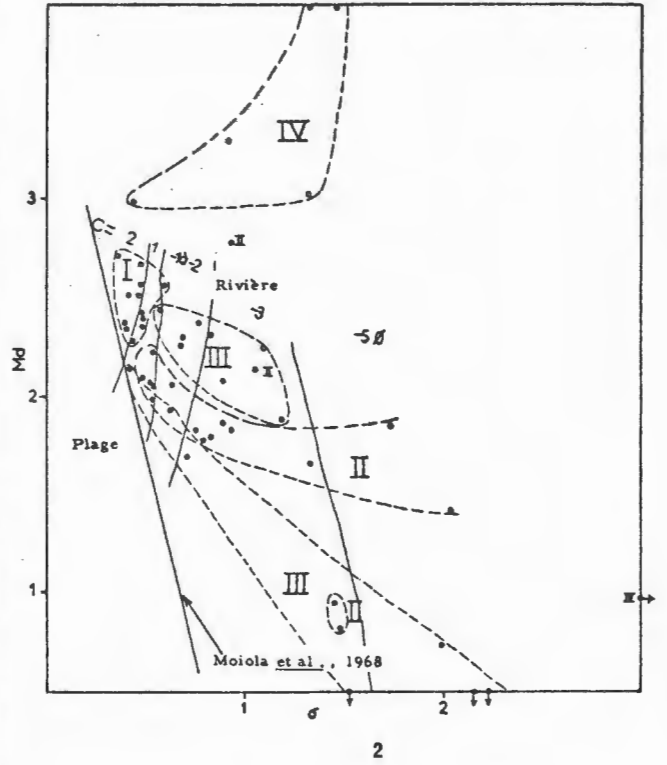
- GS (50-70%)
- MS (30-50%)
- △ MS (10-30%)

4

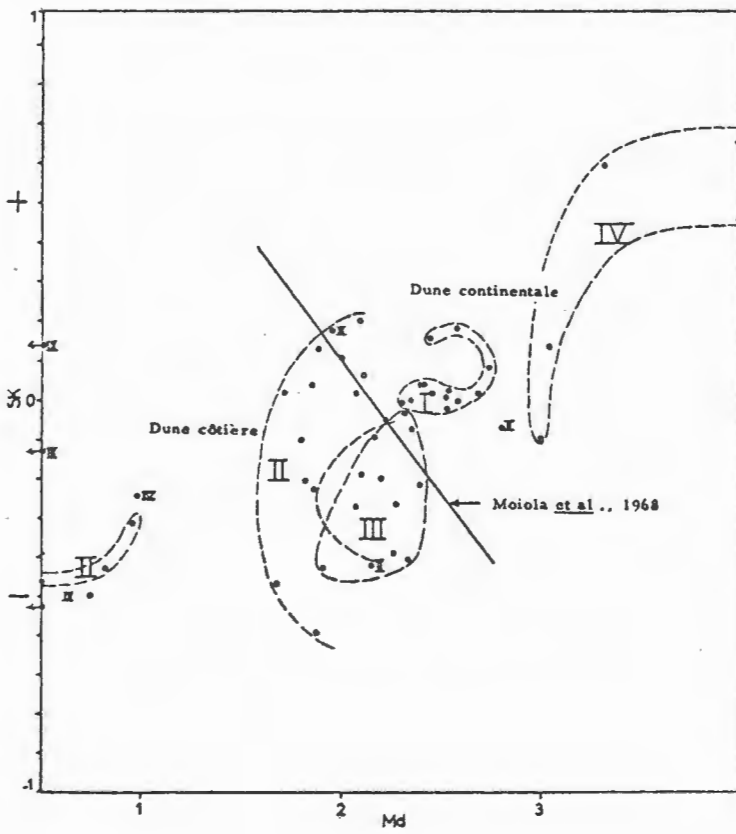
%.634



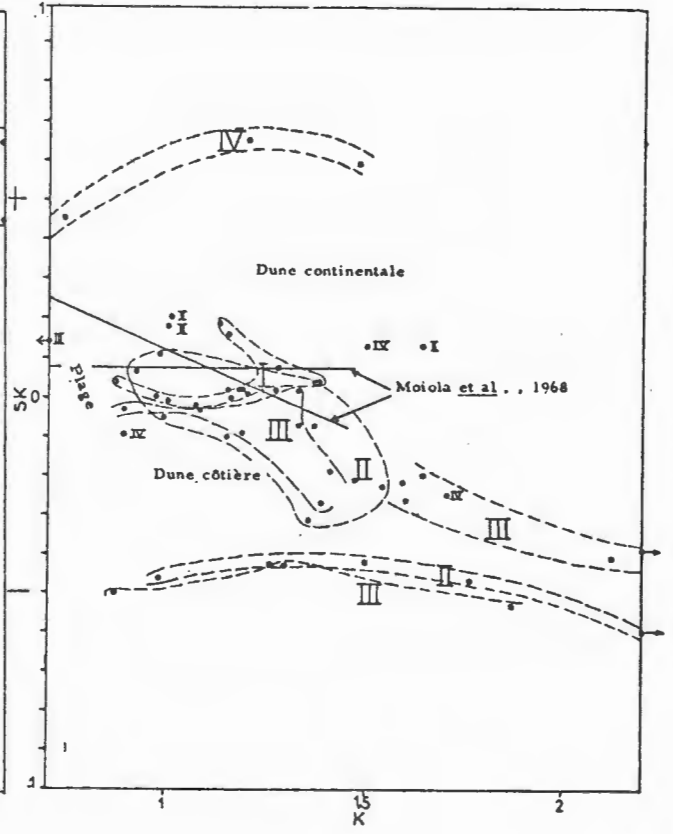
1



2



3



4

Figure 29 - Différents diagrammes de combinaisons des paramètres statistiques : 1) SK - σ , 2) Md - σ , 3) SK - Md, 4) SK - K

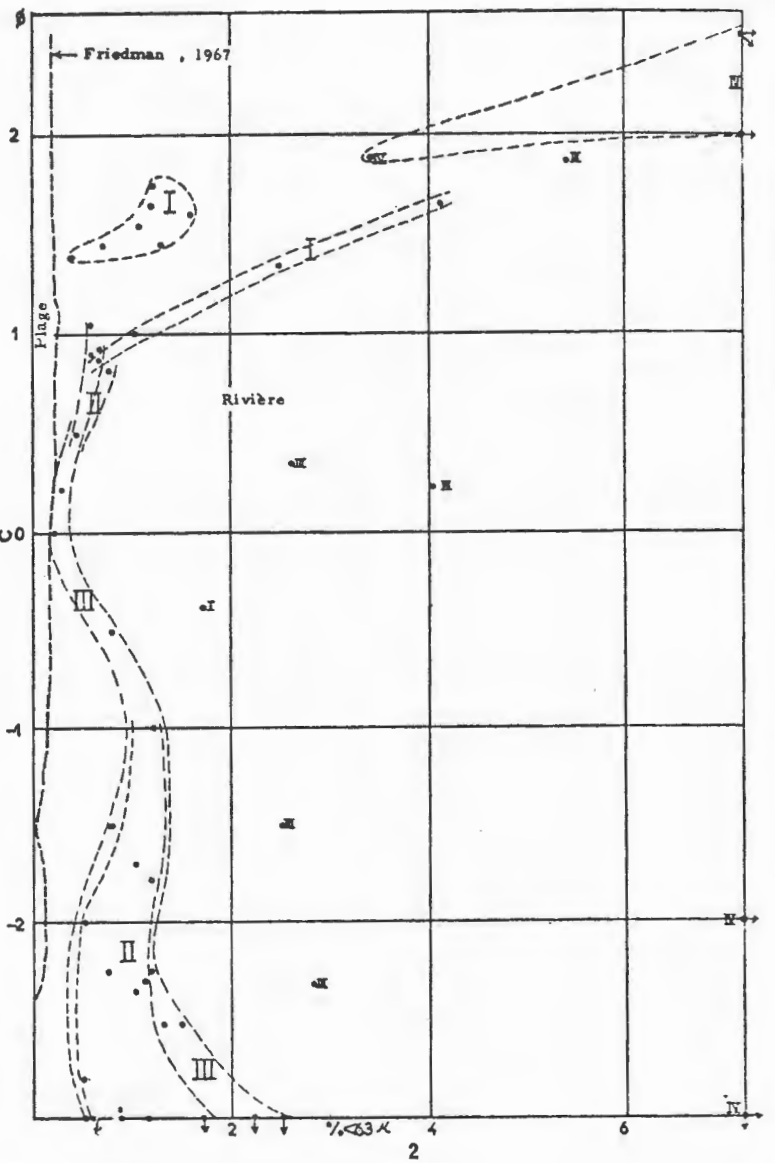
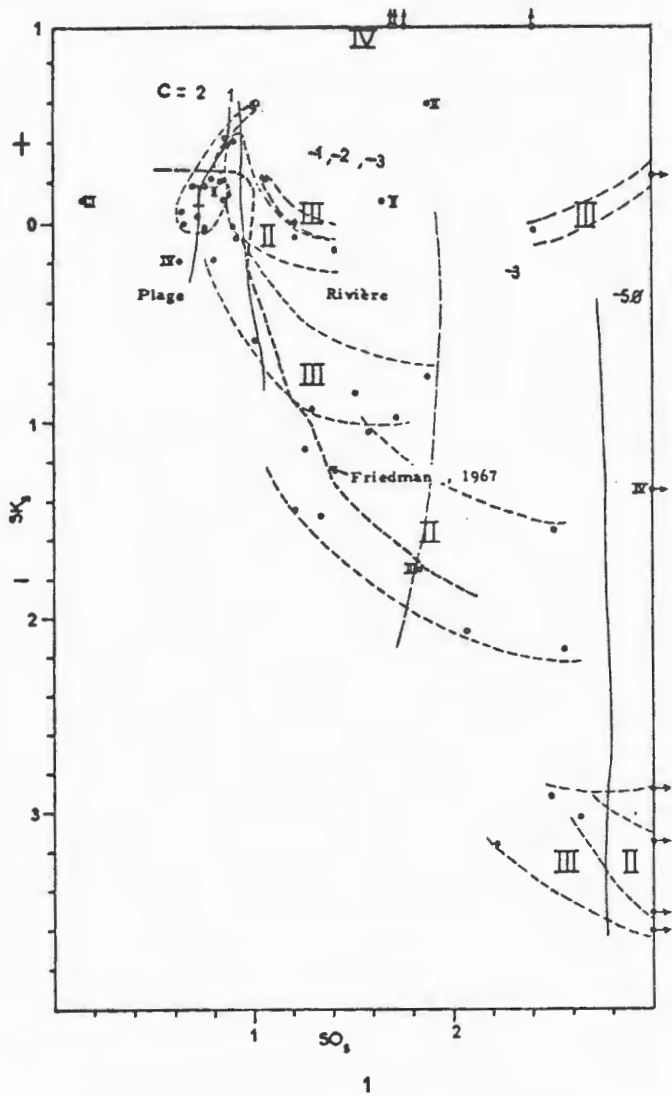


Figure 30 - Diagrammes $SK_s - SO_s, C - \% < 63 \mu$

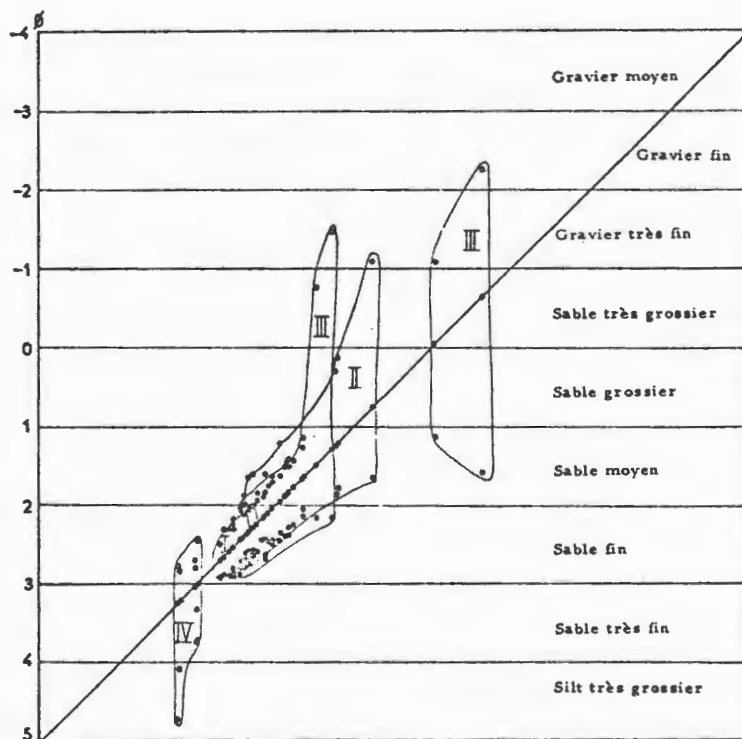


Fig. 31 - Diagramme Q1Mq3

classement (0,35-0,50), d'asymétrie faiblement positive (0-0,1), de médiane comprise entre 2 et 3ϕ , d'une acuité souvent comprise entre 1 et 1,2 et d'un premier percentile entre 1 et 2ϕ . Le pourcentage de la fraction inférieure à 63 microns ne dépasse pas généralement 2 %. Cette unité est divisée en deux sous ensembles séparés par un hiatus du premier percentile de l'ordre de 0,3-0,4 ϕ (Fig. 30-2).

Dans les unités II et III, les sables et les conglomérats sont représentés par des points dispersés dans un domaine à larges variations de classement (0,5-2,4), d'asymétrie (-0,6-0,2), d'acuité (0,68-2,8), de médiane (-1,25-2,80 ϕ) et de premier percentile (-5 ϕ - 1 ϕ). Le pourcentage de la fraction inférieure à 63 microns est souvent inférieur à 2 %. Sur les différents diagrammes de combinaison entre paramètres statistiques (Fig. 29), les unités II et III montrent la même évolution de classement et d'asymétrie. Elles sont divisées chacune, en deux sous ensembles séparés par un hiatus dans les valeurs de la médiane. Deux autres hiatus apparaissent au niveau du premier percentile (Fig. 30-2) : le premier entre -5 et -3 ϕ et concernent les deux unités; le deuxième entre -1 et 0,5 ϕ et ne concernent que la deuxième unité.

Dans l'unité IV, les sables sont représentés sur tous les diagrammes par des points dispersés sur une aire caractérisée par une médiane entre 2 et 4 ϕ , une asymétrie positive élevée arrivant jusqu'à 0,66, un premier percentile entre 2 et 3ϕ et un pourcentage en fraction inférieure à 63 microns atteignant jusqu'à 31 %. Le classement varie entre 0,46 et 1,46 et l'acuité entre 0,75 et 1,50.

INDICES C Q1 Md Q3 99 % : (Annexe, tableau 1)

- DIAGRAMMES Q1 Md Q3 (Fig. 31) :

Sur ce diagramme les données de dépôt de l'unité I se situent dans le domaine du sable fin et du classement optimal.

Les données de dépôt des unités II et III sont concentrées dans le domaine du sable fin et moyen. Pour le dépôt de ces deux unités, le classement devient mauvais et l'asymétrie négative quand pour des sables fin et moyen (Q3 Md = 3-1 ϕ) la valeur des diamètres correspondant au premier quartile augmente brusquement surtout pour l'unité III, et atteint 2 à 4 mm (-1 à -2 ϕ). D'autre part, deux distributions de l'unité III se détachent et forment une zone dont la médiane se situe dans le domaine du sable très grossier. L'asymétrie est nulle à positive.

Les indices de dépôt de l'unité IV sont concentrés dans le domaine des sables fin et très fin avec une asymétrie positive dont le troisième quartile atteint parfois le domaine du silt très grossier.

- Discussion :

- Unité I :

Bien que les sables soient à caractères granulométriques homogènes, une légère évolution, de bas en haut, liée à la diminution du premier percentile est constaté ; les sables deviennent un peu bien classés, leur asymétrie tend vers zéro (Fig. 28-1-2) et leur pourcentage en fraction inférieure à 63 microns augmente légèrement. Les échantillons les plus argileux (fraction < 63 μ : plus de 2 %) correspondent aux structures madrée et lenticulaire.

D'après des mesures effectuées sur des sédiments actuels, certains auteurs ont pu définir soit sur des diagrammes des aires plus ou moins caractéristiques d'environnements continentaux donnés : plages, rivières, dunes côtières ou continentales (FRIEDMAN, 1967 ; MOIOLA et al., 1968), soit par des indices des dépôts appartenant à différents environnements marins et continentaux (cf. ch. 1, tableau 6) (DOEGLAS, 1968) ; d'autres ont pu caractériser le mode de transport (PASSEGA, 1957) et différenciation des matériaux (DOEGLAS, 1946). Le tableau 10, montre, selon les données considérées, les différentes possibilités d'environnements que présente le dépôt de l'unité I.

Si ces données ont effectivement la sélectivité que leurs auteurs leur accordent nous devons en conclure que les sables de cette unité ne se sont déposés dans aucun de ces milieux. L'homogénéité structurale et texturale des sables implique qu'un seul milieu doit être envisagé, qui serait un milieu sous aquatique, bien qu'il puisse avoir certains paramètres des sables de plage (σ , SK) ou de rivière (Md, % < 63 μ , 99 %). Le fait que le dépôt de cette unité s'organise en séquences sable-pélite permettait, d'ailleurs, d'éliminer le domaine dunaire, côtier ou continental, que nous ne pouvons concevoir dans ce type de dépôt.

- Unité II, III :

Les arénites et les rudites de ces deux unités se caractérisent par une large variation de classement, d'asymétrie et d'acuité. Le pourcentage de la fraction inférieure à 63 Microns, peu fluctuant, montre une légère augmentation liée à l'augmentation du premier percentile. Les pourcentages supérieurs à 2 % correspondent aux structures madrée et lenticulaire.

| Unités | Mode de transport | ENVIRONNEMENTS * | | | | Milieux envisagés |
|--------|---|---|---|-----------------------------|------------------------------|---|
| | | PASSEGA (1957) | FRIEDMAN (1961, 1967) MOIOLA et al. (1968) | DOGLAS (1968) | CLIFTON (1973) | |
| IV | Courant tractif, Transport à la limite de la suspension dégradée et non dégradée. | Rivière (Fig. 29-1-2) (Fig. 30-1-2) Dune Continentale (Fig. 29-3) Dune côtière - plage (Fig. 29-4) | Dune continentale Estran à marées | | | Milieu sous-aquatique de faible énergie, qui permet aux sables d'avoir des paramètres granulométriques de rivière et d'estran à marées |
| II-III | Courant tractif. Transport par roulement et en suspension dégradée. Milieu : gouttière d'érosion (long segment PQ). | Rivière (Fig. 29-1-2) (Fig. 30-1-2) Dune côtière (Fig. 29-3-4) Plage (Fig. 29-4) | Rivière Dune continentale Plage | III Sommet II base | côtier fluviale côtier | Milieu sous-aquatique autre que fluviale, comme celui de l'unité I perturbé par des apports conglomératiques amenés par des gouttières d'érosion. |
| I | Courant tractif. Transport en suspension dégradée. D.G.C.M. = 500-300 μ | Rivière (Fig. 29-2) (Fig. 30-2) Dune continentale (Fig. 29-3) Plage (Fig. 29-1) (Fig. 30-1) | Dune continentale Plage | | | Milieu sous-aquatique autre que fluviale possédant des données granulométriques de rivière et de plage. |

TABLEAU 10 - Tableau récapitulatif montrant d'une part, en comparaison avec les données de différents auteurs sur les environnements actuels, les différentes possibilités d'environnements que présente le dépôt du Rhétien inférieur à Kédange, et d'autre part les milieux envisagés.

* : Les différentes méthodes de discrimination entre environnements sont présentées et discutées au premier chapitre.

D.G.C.M. : Diamètres de grains correspondant à la compétence maximum du courant.

Les variations du classement sont étroitement liées aux variations du premier percentile et de la médiane (premier percentile de moins en moins grossier, médiane de plus en plus faible : valeur du classement de plus en plus faible) (Fig. 29-2) ce qui explique le plus mauvais classement des conglomérats "graviers-support" (Fig. 28-4), et le moins bon classement des sables des unités II et III par rapport aux sables de l'unité I (Fig. 28-2). Les variations d'asymétrie ont la même origine mais il ne semble pas que la médiane soit aussi discriminatrice que pour le classement (Fig. 29-1). Les variations de la médiane et du premier percentile ne semblent pas être suffisantes pour expliquer les variations de l'acuité.

Les différentes possibilités d'environnements que présente le dépôt des unités II et III sont groupées dans le tableau 10.

En raisonnant comme pour la première unité, les sables et les conglomérats se seraient déposés dans un milieu autre que ceux signalés plus haut. Le milieu dunaire, côtier ou continental, est automatiquement exclu pour le simple fait que les dépôts sont représentés par des séquences conglomérats-sables-pélites, sables-pélites, conglomérats-pélites, et conglomérats-sables.

La relation signalée plus haut, pour les deux unités, entre la médiane et le premier percentile, le classement et l'asymétrie ne permettrait pas d'envisager deux milieux sous-aquatiques dont l'un se substituerait à un certain moment à l'autre, mais un seul milieu qui serait autre que fluviatile (relation Md , C , σ , SK , %<63 microns constante pour les sables et les conglomérats) bien qu'il puisse avoir certaines données de dépôt de plage (Md) et de rivière (σ , SK). Nous pouvons imaginer un milieu comme celui de l'unité I dans lequel des apports conglomératiques amenés par des gouttières d'érosion viendraient perturber le rythme sables-pélites. Ce fait expliquerait la dépendance du classement et de l'asymétrie du premier percentile et de la médiane, l'évolution progressive du classement entre les sables de la première unité et les sables de la base de la deuxième unité (Fig. 28-2), le hiatus de valeur de la médiane dans les deux unités (Fig. 29-2), l'asymétrie négative élevée de quelques distributions $Q1$ Md $Q3$ par rapport au reste de distributions ayant une asymétrie nulle à positive (Fig. 31), la position quelconque des conglomérats et la présence des structures madrées et lenticulaires. L'unité III serait la plus proche, par ses caractères, de l'unité I.

- Unité IV :

Dans cette unité l'asymétrie et le classement de sables sont dus essentiellement à la forte teneur en fraction inférieure à 63 microns. Ils sont

en plus dus, pour les conglomérats, au premier percentile.

Les différents environnements que peut avoir le dépôt de cette unité sont présentés dans le tableau 10.

Comme pour les autres unités, les sables se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (séquence sables-pélites : milieu dunaire exclu) leur permettant d'avoir certaines données granulométriques de dépôt de rivière et d'estran à marées. C'est un milieu de faible énergie transportant les sables à la limite de la suspension dégradée et non dégradée, permettant aux argilites de se déposer en couche épaisse.

- Conclusion :

- Le Rhétien inférieur de Kédange est divisé en quatre unités : la première, essentiellement sableuse avec des pélites à structures madrée et lenticulaire associées aux sables, la deuxième essentiellement conglomératique, dont les conglomérats sont de comblement de structures d'érosion, la troisième formée d'une alternance de conglomérats (pavage, couche épaisse), de sables et de pélites à structures madrée et lenticulaire, et en couche homogène relativement épaisse, et la quatrième est formée d'une alternance de bancs de sables et d'argilites épais.

- La séquence virtuelle locale formée par les lithofaciès est la suivante : Conglomérats massifs-conglomérats à stratification oblique-sables (allant des sables moyens aux sables très fins)-niveau fin de pélites en lentilles-niveau épais à lentilles de pélites serrées-couche de pélites homogènes relativement épaisse-argilites épaisses.

- Le dépôt du Rhétien inférieur évolue de bas en haut suivant une dérive positive, puis deux fois négative et encore positive.

- Les sables de l'unité I sont granulométriquement très homogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique, autre que fluviatile, bien qu'ils puissent avoir certaines données granulométriques de dépôt de plage et de rivière.

- Les sables et les conglomérats des unités II et III sont à caractères granulométriques hétérogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique, autre que fluviatile, ressemblant à celui de l'unité I mais perturbé par des apports conglomératiques amenés par des gouttières d'érosion augmentant de capacité de bas en haut des unités II et III (dérives négatives B, C).

- Les sables de l'unité IV, par leur richesse en particules fines ($<63\mu$), se caractérisent pas une dispersion des données granulométriques. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique de faible énergie qui leur permet d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de rivière et d'estran à marées.

CARRIERE DE LELLING (Fig. 32) :

C'est une carrière de sable dont le front de taille fait 15m60 de hauteur et environ 40m de longueur. Elle montre la presque totalité du Rhétien inférieur car celui-ci fait à Lelling 20 m. Le Rhétien supérieur (argilites lie-de-vin) qui s'observe au niveau des champs est à environs 2,50 m du sommet de la carrière. Celui-ci fait à Lelling 8 m

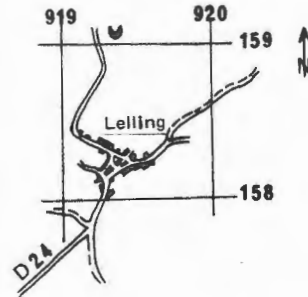


Figure 32 - Situation de la carrière de Lelling. (Feuille, Saint-Avoird au 1/50.000)

Le Rhétien inférieur est divisé en deux unités ; l'unité inférieure (I) est essentiellement sableuse et l'unité supérieure (II) est formée d'une alternance d'épaisses couches de sables et de pélites. La deuxième unité commence par des conglomérats ravinant les sables du sommet de l'unité inférieure sur tout le front de taille.

- Unité I (hauteur : 7 m) (Fig. 33) :

Elle est formée essentiellement de sables fins (Fig. 39) friables, jaunâtres et parfois oranges surtout à la base de la carrière. Dans ce dernier niveau les sables montrent une stratification oblique et sont particulièrement riches en muscovite. Les sables sont séparés par de fins niveaux de pélites en lentilles d'extension latérale plus ou moins grande. Les lentilles de pélites sont de couleur brune et se chevauchent les une les autres. Des galets mous de pélites brunes atteignant jusqu'à 10 cm de longueur et 5 cm de largeur sont parfois observés dans les sables. Cependant le contact sables-pélites ne montre pas de signe d'érosion apparente. R. LAUGIER (1964) qui a étudié la même coupe signale dans les sables la présence d'Avicula contorta Portl.

- Unité II (hauteur : 8,25 m) (Fig. 33) :

Cette unité commence par un niveau conglomératique (30 cm d'épaisseur) couvrant une surface d'érosion très ondulée dont les cavités creusées dans les sables sous-jacents de la première unité atteignent parfois 10 cm de profondeur. Les éléments lithiques, souvent arrondis et aplatis, sont essentiellement des graviers de quartzites et de quartz et quelques graviers de lydienne. Ils sont alignés en cordon sur la surface ravinée et à différentes hauteurs dans la couche conglomératique.

Au-dessus des conglomérats et jusqu'au sommet de la carrière nous avons une alternance d'épaisses couches de sables et de pélites.

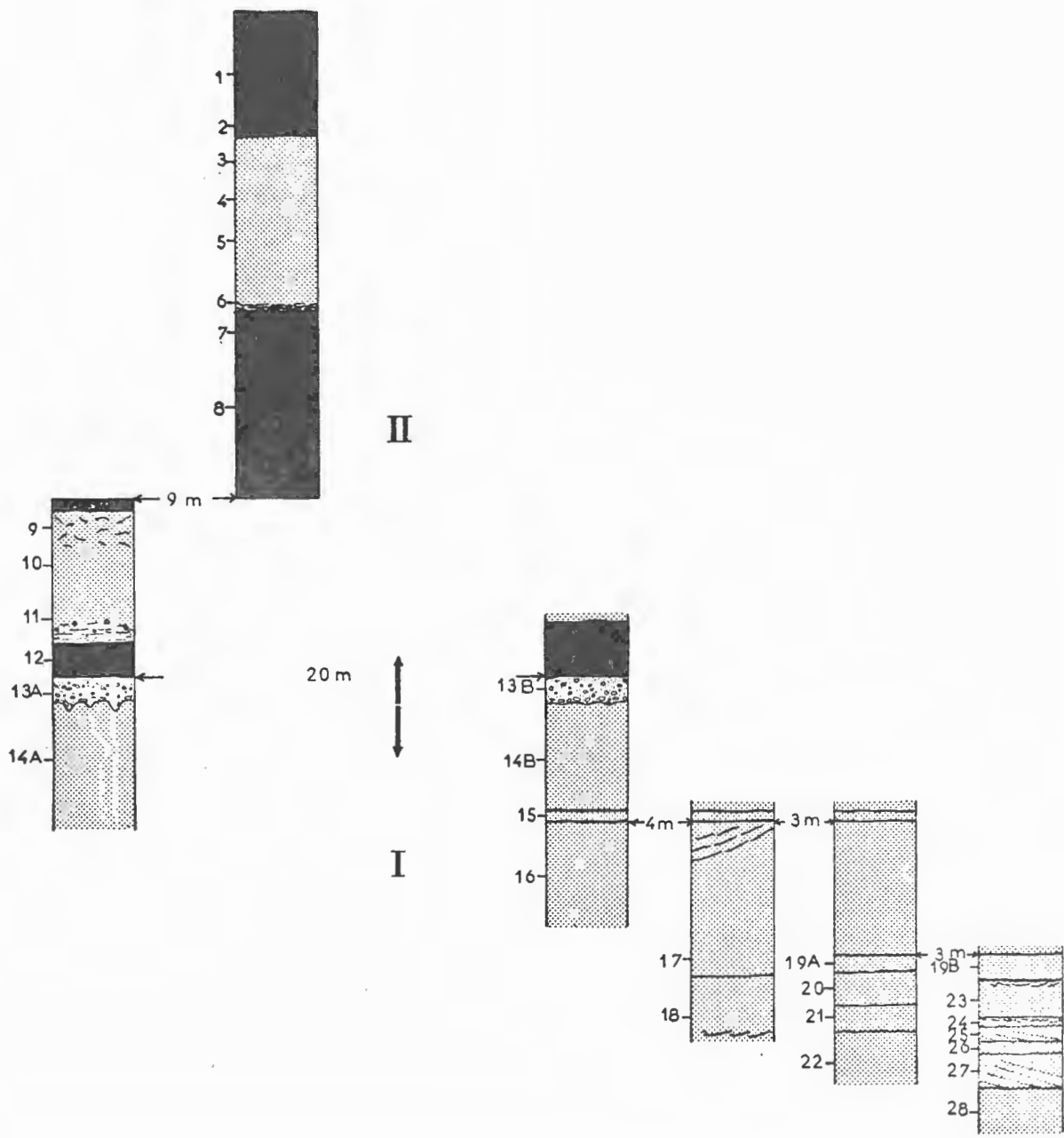
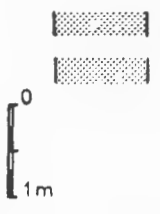
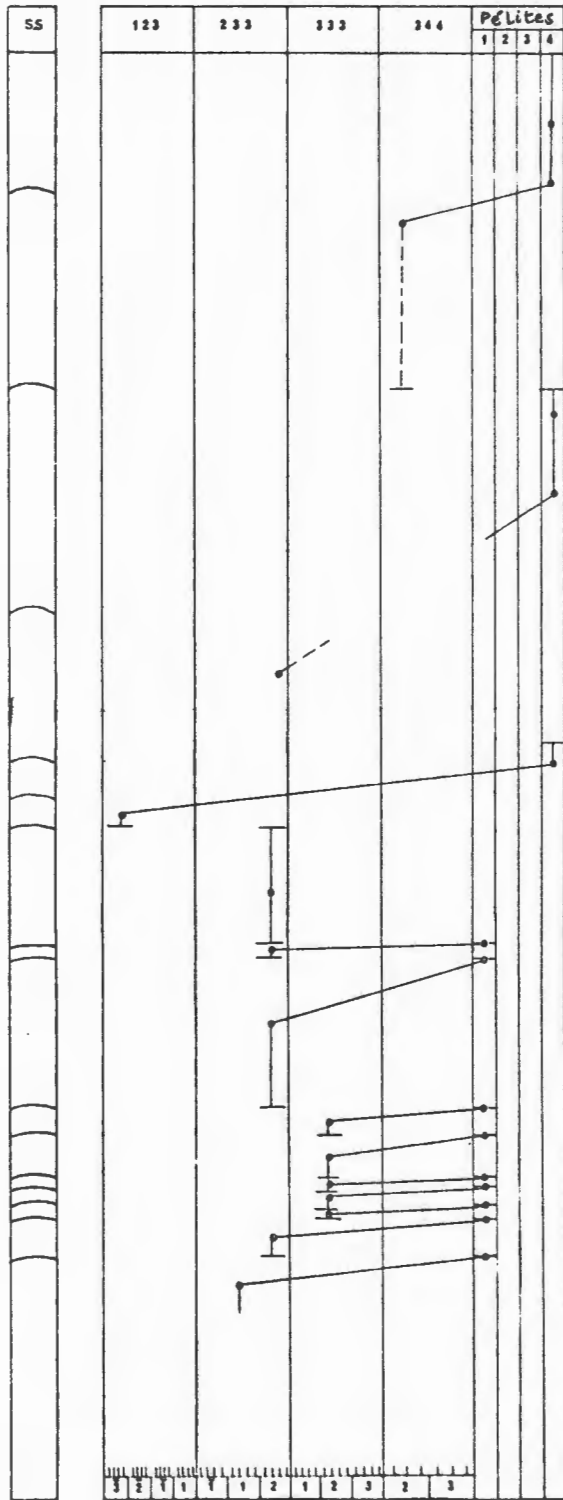
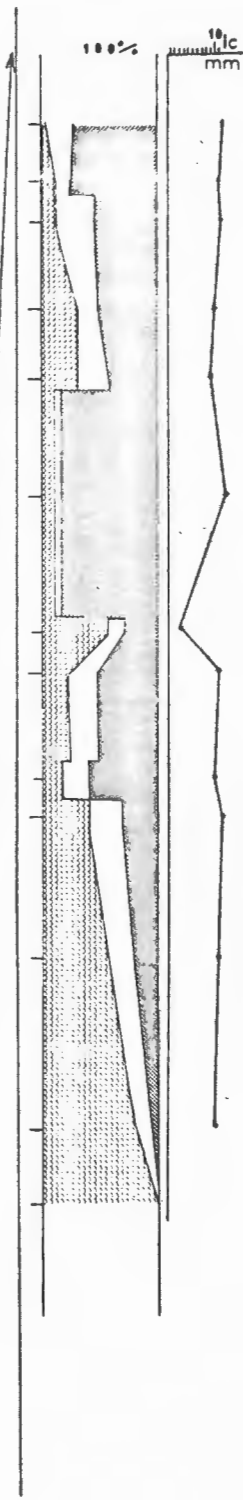


Figure 33 - Evolution séquentielle (A) et des minéraux argileux (B) du dépôt du Rhétien inférieur de la carrière de Lelling.



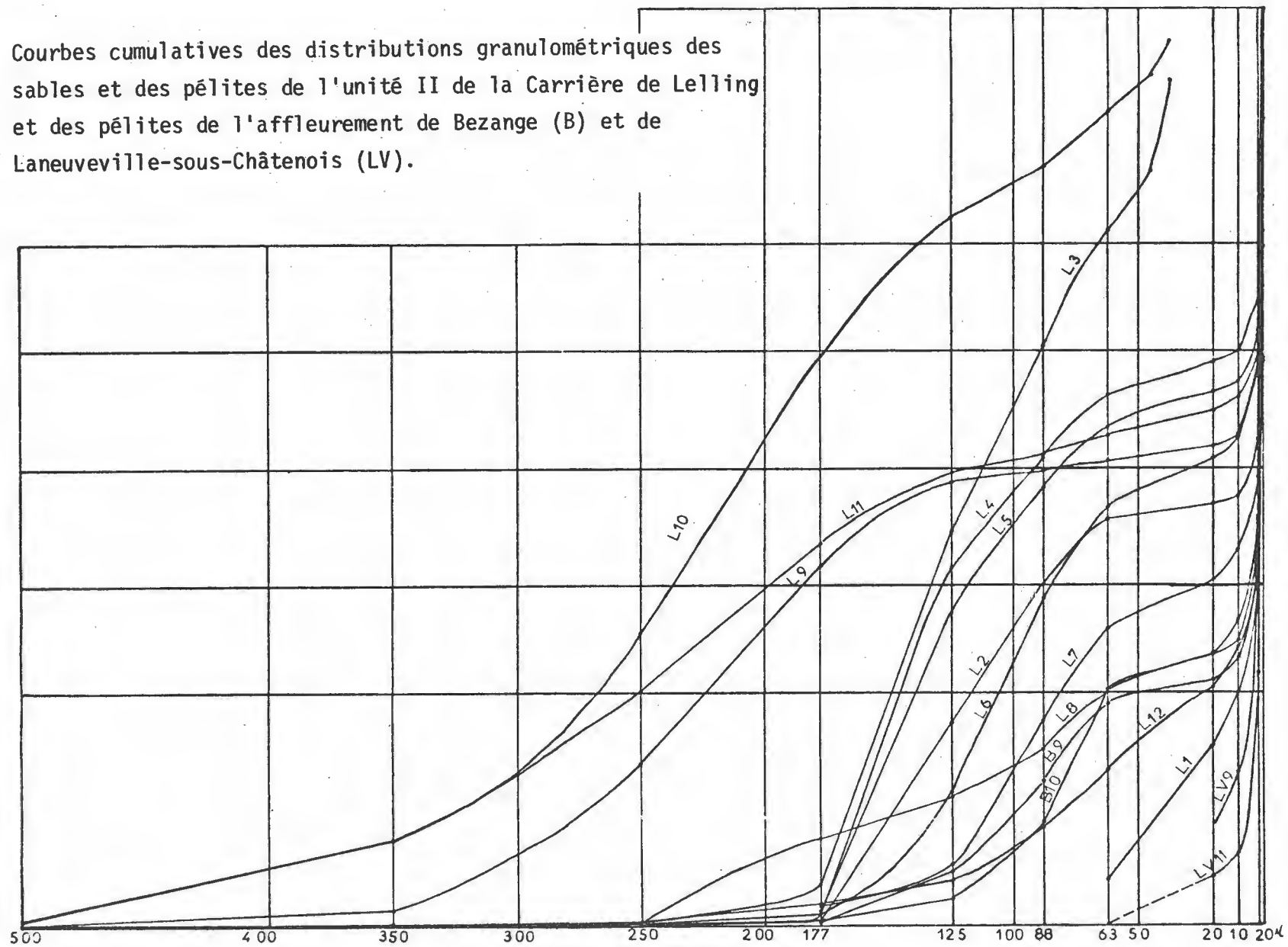


A



B

Figure 34 - Courbes cumulatives des distributions granulométriques des sables et des pélites de l'unité II de la Carrière de Lelling et des pélites de l'affleurement de Bezange (B) et de Laneuveville-sous-Châtenois (LV).



- Couches de pélites :

Elles sont au nombre de trois dont la première surmonte directement la couche conglomératique. Elles ont une épaisseur de 0,4 - 2,4 m. Les pélites sont noires bariolées de jaunâtre et brunâtre parfois grises (la base de la dernière couche). Elles se débitent en plaquettes ne dépassant pas 0,5 cm d'épaisseur le plus souvent. Ceci est dû au fait qu'il existe des lentilles très fines de sables associés à des paillets de muscovites. R. LAUGIER (1964) y signale la présence d'empreintes de Lamellibranches dont Avicula contorta. Portl., Estheria sp., et nombreux Astéroïdes et Ophiuroïdes.

- Couches de sables :

Elles font de 1,5 à 2 m d'épaisseur et sont constituées de sables fins et très fins silto-argileux. Ce lithofaciès est de couleur grisâtre et orangée. Il devient brun-foncé et induré quand il est enrichi en oxydes de fer.

Les sables érodent probablement les pélites sous-jacentes. Cette érosion se traduit par la présence de lentilles de pélites dispersées associées parfois à des graviers lithiques à la base du sable (première couche). D'autre part, des lentilles de pélites s'observent au sommet de la première couche sableuse.

Analyse séquentielle (Fig. 33) :

- Les diastèmes :

DIASTEME ONDULE :

Il se traduit par la surface d'érosion à la base du conglomérat au contact des sables sous-jacents.

DIASTEME PLAN :

Ce diastème est érosif lorsqu'il sépare les sables d'épaisses couches de pélites sous-jacentes. Il en est vraisemblablement ainsi pour la surface supérieure des niveaux fins de pélites en lentilles ainsi qu'en témoigne l'existence de galets mous dans les sables sus-jacents bien qu'au contact sables-pélites aucun signe d'érosion ne soit pas observé.

- Les séquences :

SEQUENCE SABLES-PELITES :

Unité I : Le terme de base de séquence est constitué de sable fin

à grains de sable moyen ou bien de sable fin. Son épaisseur varie de 0,1 à 2 m. Le terme de sommet de séquence est un niveau fin de pélites en lentilles.

Unité II : Cette unité comprend deux séquences de ce type. Les sables sont riches en silts et argiles surtout à leur base. Cette richesse peut-être due à la contamination des sables par les pélites sous-jacentes à la suite de l'érosion de leur sommet. D'autre part la granocroissance de la granulométrie des sables traduite par la diminution brusque (première séquence) ou progressive (deuxième séquence) de la teneur en silts et argiles (diminution de la valeur de Q3) peut être expliquée par le fait que la contamination devient diffuse vers le haut. Le fait que la granocroissance ne s'accompagne pas d'une augmentation du diamètre des grains les plus grossiers (C) peut être un argument en faveur de cette explication.

SEQUENCE CONGLOMERATS-PELITES :

Ce type en est représenté par la séquence de la base de l'unité II. Les pélites surmontant les conglomérats font 40 cm.

Par conséquent la séquence virtuelle locale du Rhétien inférieur à Lelling comprend les termes suivants :

Conglomérats-sables (sables fins à grains de sables moyens-sables fins-sables très fins à grains de sables fins)-niveau fin de pélites en lentilles-pélites en couche épaisse.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 33) :

Entre la base de la première unité et le sommet de la deuxième unité l'ensemble des séquences enregistrent une nette dérive positive (A) due au passage des séquences sables-niveau fin de pélites en lentilles (unité I) à des séquences sables-pélites en couche épaisse (unité II) dont les sables sont plus fins. Cette dérive A est brusquement interrompue par les conglomérats de la base de la première séquence de la deuxième unité lesquels ont très probablement érodé le sommet de la dernière séquence de l'unité I.

A l'intérieur de cette dérive la suite de quelques séquences enregistre une dérive positive. C'est le cas pour les séquences de la base de l'unité I où la dérive positive est due à ce que, dans les sables, le diamètre des grains les plus grossiers (C) diminuent (passage de la première à la deuxième séquence) et la granulométrie des sables devient plus fine (passage des sables fins à grains de sables moyens à des sables fins).

- Evolution des minéraux argileux (Fig. 33) :

Kaolinite et illite sont essentielles respectivement dans l'unité I et l'unité II. L'évolution de ces deux minéraux sera discutée ci-après. La teneur en minéraux interstratifiés (I - M) est dans l'ensemble peu variable sauf dans les pélites très épaisses de l'unité II où elle est la plus faible.

La cristallinité de l'illite est peu fluctuante (Fig. 33) ; c'est une illite à pic large. Toutefois, les minéraux argileux des sables argileux du sommet de la première couche sableuse de l'unité II montrent une illite à pic aigu ($I_c = 2,75$ nm).

- Evolution de la kaolinite et de l'illite à l'échelle de la formation :

L'évolution de la kaolinite et de l'illite à l'intérieur du Rhétien inférieur de Lelling est due essentiellement à deux raisons : lithofaciès et remaniement. Cependant, ces deux minéraux évoluent parfois d'une façon particulière.

- Raison de lithofaciès (cf. ch. 2, minéraux argileux) :

Cela explique la teneur relativement élevée de la kaolinite dans la fraction argileuse des sables de la première unité et de l'illite dans les pélites de la deuxième unité.

- Raison de remaniement :

La teneur élevée en argiles de remaniement dans les sables des séquences sables-pélites de la deuxième unité (cf. analyse séquentielle) explique en effet la forte teneur en illite par rapport aux autres minéraux argileux des sables. Le remaniement est certainement à l'origine de la teneur relativement élevée de l'illite (1/3 des minéraux argileux) dans la fraction argileuse des conglomérats très érosifs de la base de la séquence conglomérats-pélites car, en général les minéraux argileux des conglomérats et des sables sont riches en kaolinite et pauvres en illite (cf. ch. 2, minéraux argileux). Un tel remaniement peut être bien envisagé par une érosion des pélites de sommet de la dernière séquence de l'unité I. Ces pélites étaient vraisemblablement non consolidées d'où l'absence des galets mous dans les conglomérats.

La diminution verticale de la teneur en kaolinite au profit de l'illite dans l'argile des sables de l'unité I pourrait être de même origine.

Ceci expliquerait la faible fréquence des pélites dans les sables de sommet de cette unité.

- Cas particuliers :

Dans l'unité II, il y a augmentation de la teneur en kaolinite dans la fraction argileuse des sables argileux de la première séquence sables-pélites et diminution dans celle des sables les moins argileux de la dernière séquence (Fig. 33). Les raisons de cette évolution ne sont pas claires. S'agit-il d'une disponibilité de la kaolinite ou de sa néoformation ? Cependant, il ne s'agit certainement pas, dans le premier cas séquentiel (Fig. 33), d'une néoformation à partir de la dégradation de l'illite car celle-ci est très bien cristallisée ($I_c = 2,75$ mm).

En conclusion, que ce soit à l'échelle de la séquence (conglomérats-pélites, sables-pélites) ou à l'échelle de la formation, la distribution des minéraux argileux est fonction de celle des lithofaciès. Cependant, dans le cas d'un remaniement du terme de sommet de séquence sous-jacente, les minéraux argileux des conglomérats et des sables s'enrichissent en illite.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Les résultats granulométriques, quel que soit le mode de représentation (Fig. 26, 34, 35, 36, 37, 38, 39) soulignent systématiquement l'existence de deux ensembles qui correspondent aux unités I et II dégagées sur le terrain.

COURBES DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 26-34) :

Les courbes cumulatives sur papier de probabilité arithmétique montrent le type de différenciation S pour les sables de l'unité I (Fig. 26), S+T pour les sables argileux de l'unité II (Fig. 35), S+T ou T pour les pélites de l'unité II (Fig. 35) et R+S+T pour les conglomérats (Fig. 26).

La distribution granulométrique des sables de la première unité montre une légère bimodalité entre 177-125 microns et celle des sables argileux de la deuxième unité un palier de mélange entre 63-20 microns.

SPECTRE CM (Fig. 35) :

La distribution CM des sables des deux unités montre deux segments du spectre complet du courant tractif : segment PQ caractérisant les sables de l'unité I et segment RS caractérisant les sables argileux de l'unité II. Aucune distribution ne présente le segment intermédiaire QR dont le point Q se situe aux environs de 280 microns et R aux environs de 180 microns. La distribution CM des conglomérats se situe loin du spectre précédent.

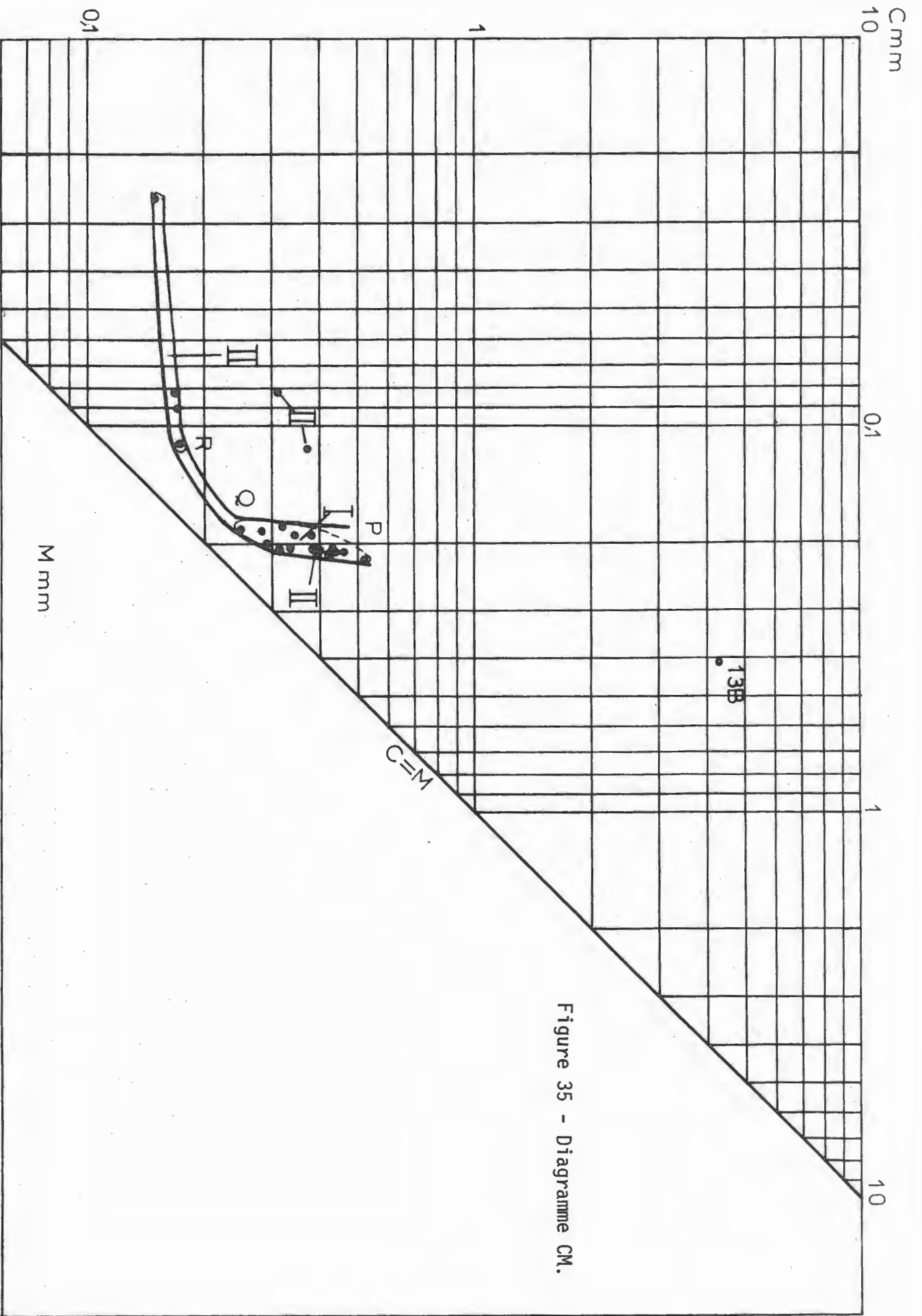


Figure 35 - Diagramme CM.

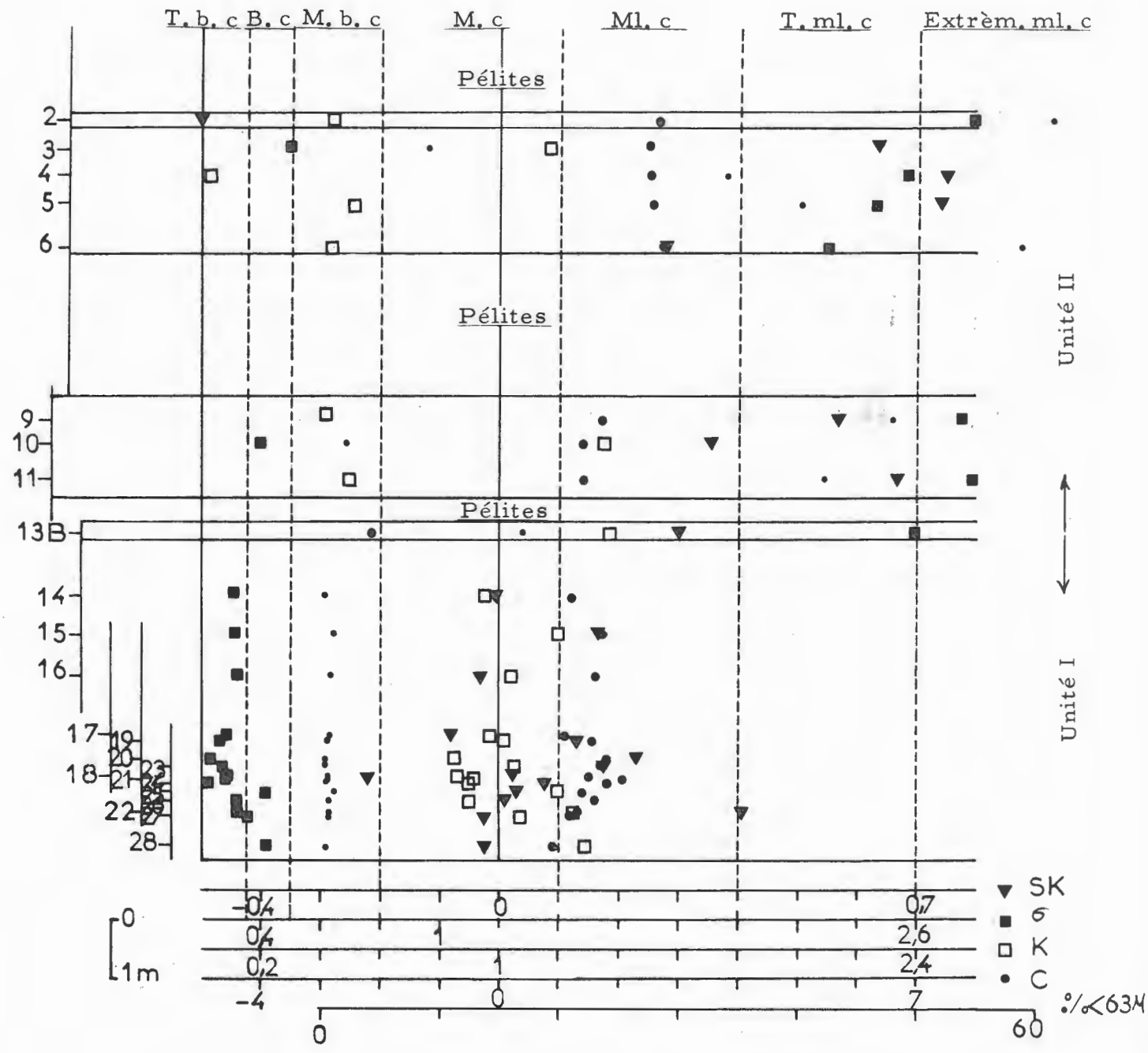


Figure 36 - Distribution des différents paramètres granulométriques à l'échelle verticale.

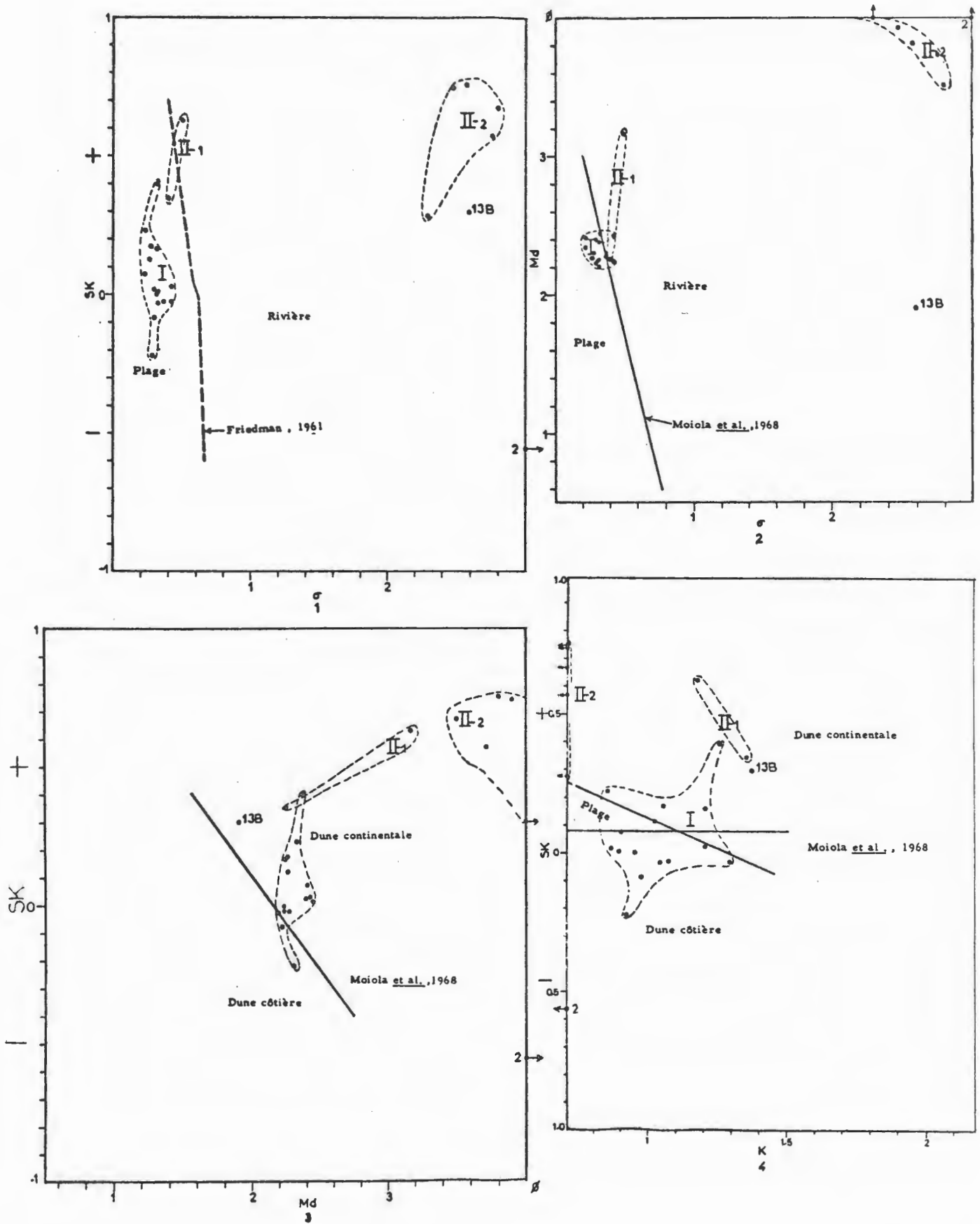


Figure 37 - Diagrammes SK- $\sigma(1)$, Md- $\sigma(2)$, SK-Md (3) et SK-K (4)

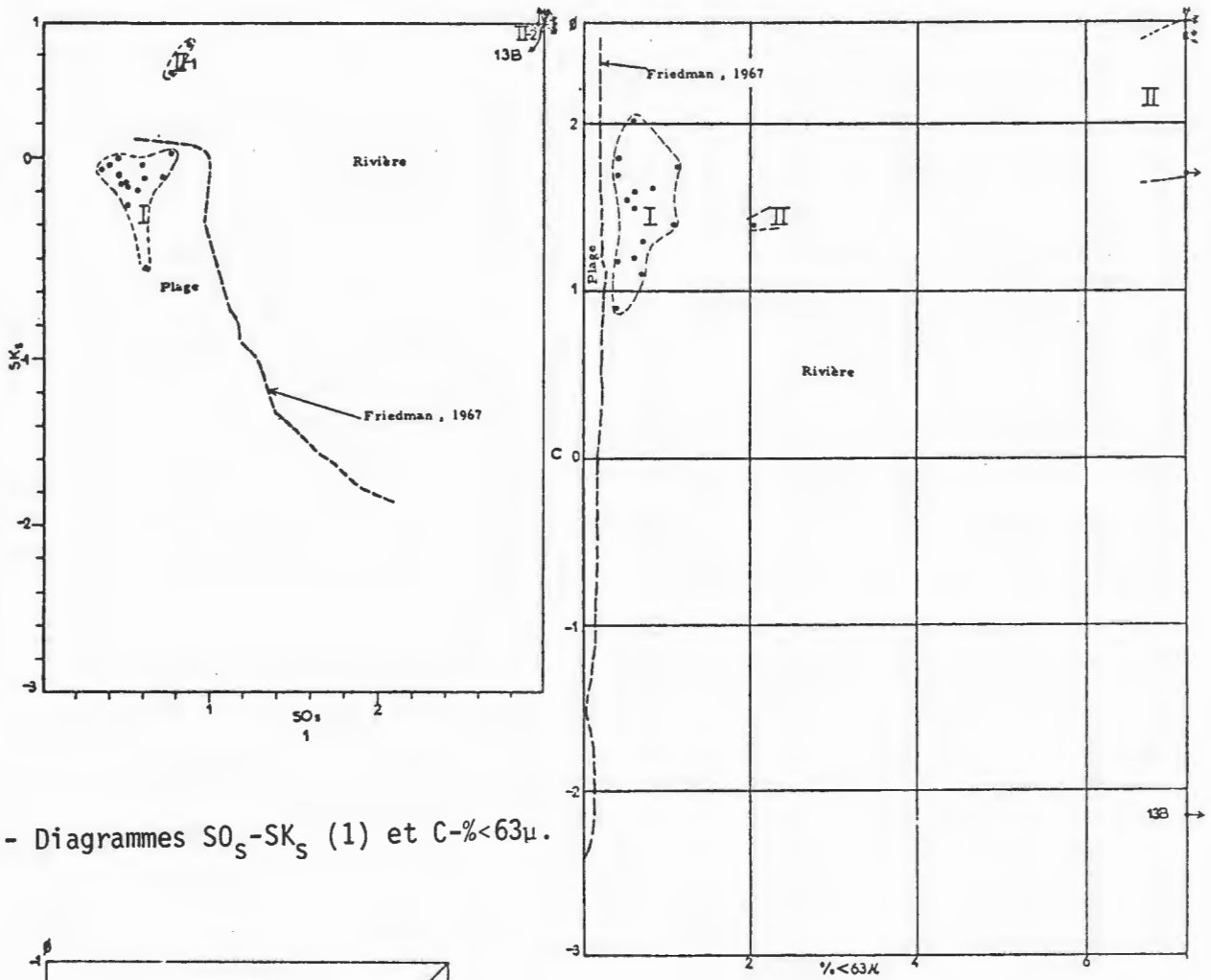


Figure 38 - Diagrammes SO_S-SK_S (1) et $C-\%<63\mu$.

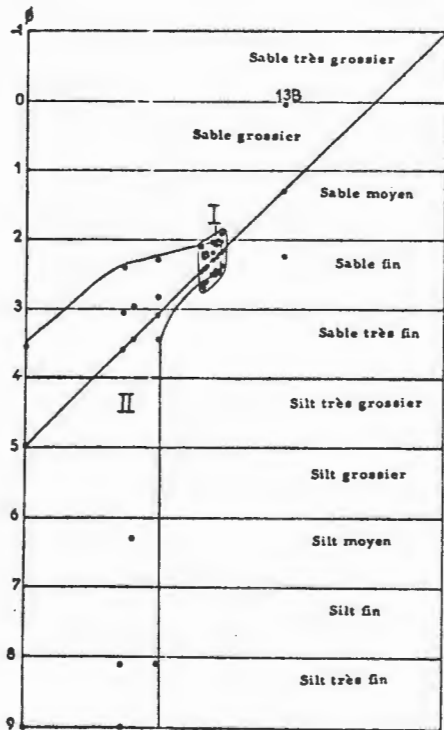


Figure 39 - Diagramme $Q1MdQ3$.

PARAMETRES $C, \% < 63\mu, Md, \sigma, SK, K, S\hat{O}_S, SK_S$ (Annexe, tableau 2) :

Unité I :

Les sables de cette unité sont à caractères granulométriques homogènes. Ils se caractérisent par un très bon classement ($< 0,35$), une asymétrie comprise entre $-0,08$ et $0,23$, une acuité entre $0,85$ et $1,29$, une médiane entre $2,2 - 2,45$, un premier percentile entre $0,9 - 2\phi$, et un pourcentage inférieur à 63 microns généralement inférieur à 1% ($0,38 - 1,12\%$).

Unité II :

Les données granulométriques des sables de cette unité sont représentées sur les différents diagrammes (Fig. 37-38) par deux nuages des points : II.1 et II.2.

II.1.- :

Il est représenté par deux échantillons de sables caractérisés par un bon classement ($0,4-0,5$), une asymétrie positive élevée ($0,35-0,65$), une acuité comprise entre $1,17-1,35$, une médiane variant entre $2,27-3,17\phi$, un premier percentile situé entre $1,4-2,5\phi$, et un pourcentage inférieur à 63 microns compris entre $2-8,8\%$.

II.2. :

Les sables se caractérisent ici par un très mauvais classement ($2,3-2,8$), une asymétrie positive élevée ($0,28-0,75$), une acuité très basse ($0,23-0,5$), une médiane supérieure à 3ϕ ($3,5-4,4\phi$), un premier percentile presque constant ($2,5-2,7\phi$) et un pourcentage inférieur à 63 microns qui évolue entre $34-59\%$.

Les conglomérats se caractérisent par un très mauvais classement ($2,6$), une asymétrie positive ($0,3$) et un pourcentage inférieur à 63 microns élevé (17%). Les autres données sont trouvées dans le tableau 2 (Annexe).

INDICES $C, Q1, Md, Q3, 99\%$: (Annexe, tableau 2)

DIAGRAMME $Q1, Md, Q3$ (Fig. 39) :

Sur ce diagramme, les indices $Q1, Md, Q3$ des sables de l'unité I se situent dans le domaine du sable fin et du classement optimal.

Les indices des sables de l'unité II se distribuent dans le domaine des sables et des silts avec un classement optimal pour le sable fin. Les sables de cette unité prennent brusquement une asymétrie positive élevée quand la valeur de $Q3$ devient brusquement élevée ($Q3 =$ de 7 à 9ϕ) pour des sables fins et très fins.

- Discussion :

- Unité I :

Bien que les sables de cette unité soient à caractères granulométriques homogènes, une certaine évolution des paramètres granulométriques s'observe de bas en haut de la dérive positive de la base de cette unité ; le classement devient meilleur, l'asymétrie devient positivement plus élevée, et l'acuité s'approche des valeurs normales (Fig. 36). Cette évolution est certainement due à ce que les sables deviennent plus fins et les valeurs du premier percentile plus élevées.

D'après les différents auteurs (tableau 11), les sables de cette unité se seraient déposés dans des milieux dont la nature du transport est très différente (oscillatoire, unidirectionnel). Si les données de ces auteurs ont la même portée et sont aussi sélectives nous devons en conclure que les sables de l'unité I ne se seraient déposés dans aucun de ces milieux. Toutefois, nous pouvons exclure le milieu dunaire, côtier ou continental, car les dépôts de cette unité s'agencent en séquence sables-pélites à structure madrée (niveau fin de pélites en lentilles) ce qui indique un milieu sous aquatique. L'étude des minéraux argileux nous permet de supposer que c'est un milieu de remaniement surtout au sommet de l'unité I. D'ailleurs, le spectre CM indique que le transport des matériaux a été fait en partie par roulement. Ce remaniement peut être à l'origine de la teneur déjà très faible en particules fines ($<63\mu$) ce qui permettrait d'exclure la possibilité d'un dépôt fluviatile puisque cette teneur est la seule qui caractérise ce milieu (Fig. 38-2). D'autre part, la présence d'Avicula contorta Portl. dans les sables (LAUGIER, 1964) indique que les conditions ont été marines.

Par conséquent, les sables et les pélites de l'unité I se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique de remaniement, de préférence marin, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK).

- Unité II :

Le très mauvais classement et l'asymétrie positive élevée de la majorité des sables de cette unité (II.2) sont dûs à la forte teneur en particules fines ($<63\mu$). Cette teneur est due à un mélange entre une fraction sableuse

| Unités | Mode de transport | ENVIRONNEMENTS | | | | Milieux envisagés |
|--------------|--|--|--|---|-----------------------------------|---|
| | PASSEGA (1967) | FRIEDMAN (1961, 1967) | MOIOLA et al. (1968) | DOEGLAS (1968) | Faune | |
| II* | Courant tractif. Transport à la limite entre la suspension dégradée et non dégradée. | Rivière (Fig. 38-1-2) | Rivière (Fig. 37-2) Dune continentale (Fig. 37-3-4) | Plage Dune continentale Estran à marées | Marine et d'eau douce ou saumâtre | Milieu sous-aquatique marin soumis à des changements de style d'eau douce, de faible énergie, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage, de rivière, et d'estran à marées. |
| Conglomérats | | Rivière (Fig. 38-1-2) | Rivière (Fig. 37-2) Dune continentale (Fig. 37-3-4) | Rivière | | |
| I | Courant tranctif. Transport par roulement et en suspension dégradée. | Rivière (Fig. 38-2) Plage (Fig. 37-1, 38-1) | Dune continentale (Fig. 37-3-4) Dune côtière (Fig. 37-4) Plage (Fig. 37-2-4) | Dune continentale Plage | Marine | Milieu sous-aquatique de remaniement, de préférence marin, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de plage. |

TABLEAU 11 - Différentes possibilités d'environnements que présente, d'après les données granulométriques et la faune, le dépôt du Rhétien inférieur de Lelling, et milieux envisagés.

* : Environnements des sables propres (II.1) et des pélites.

supérieure à 63 microns et une fraction pélitique inférieure à 20 microns (Fig. 35). Ceci est expliqué par le remaniement des pélites par les sables sus-jacents (cf. analyse séquentielle et minéraux argileux). Vu cet enrichissement en particules fines par remaniement, les données granulométriques de ces sables ne peuvent pas représenter de point de vue environnement les arénites de cette unité.

Par conséquent nous pouvons considérer que les sables plus ou moins propres (II-1) représentent du point de vue environnement les arénites de l'unité II.

Les différentes possibilités d'environnements que présentent ces sables (II.1) sont groupées dans le tableau 11. D'autre part, les fossiles trouvés dans les pélites (LAUGIER, 1964) supposent que ce lithofaciès a été déposé dans un milieu qui présentait indiscutablement des conditions franchement marines (Ophiuroïdes, Astéroïdes, Avicula contorta Portl.) mais susceptibles de changer sensiblement ainsi que suggère la présence d'Esthéries ; considérée comme une faune d'eau douce ou saumâtre.

Les possibilités d'environnements que présentent les conglomérats sont figurées à titre indicatif dans le tableau 11 car les données granulométriques n'en sont pas représentatives à cause de l'enrichissement en particules fines par remaniement. D'autre part, l'utilisation de la méthode de Clifton (1973) n'a pas été envisagée car l'existence d'un seul niveau conglomératique ne permet pas d'obtenir une interprétation suivant une méthode essentiellement statistique. En raisonnant comme pour la première unité et en considérant que sables et pélites se sont déposés dans le même milieu, les sables de l'unité II se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique marin soumis à des changements sensibles de style d'eau douce, et permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ), de rivière (SK, Md, %<63 μ) et d'estran à marées (C Q1 Md Q3 99 %). C'est un milieu de faible énergie transportant les sables à la limite de la suspension dégradée et non dégradée, permettant aux pélites de se déposer en couches minces.

- Passage entre la première et la deuxième unité :

L'analyse séquentielle a montré qu'entre la base de la première unité et le sommet de la deuxième unité, le dépôt du Rhétien inférieur à Lelling enregistre une dérive positive (A) ce qui représente pour nous l'évolution normale de la sédimentation.

Cette évolution a été interrompue plus ou moins brusquement : le remaniement des sables du sommet de l'unité I décelé grâce aux minéraux argileux

peut être considéré comme indicateur d'un passage à des dépôts de forte énergie. De ce fait l'interruption ne peut pas être brusque comme la suggère l'analyse séquentielle puisque aucune dérive n'est enregistrée entre la base et le sommet de l'unité I. D'autre part, dans le cas d'une interruption progressive, le passage à des dépôts de forte énergie doit se faire progressivement, en ce moment l'évolution séquentielle entre la base et le sommet de l'unité I doit enregistrer une dérive négative. Cette interruption correspond, à notre avis, à l'absence dans le dépôt de la première unité, d'une certaine fraction granulométrique représentant le transport en suspension dégradée (Fig. 36).

L'absence d'une telle fraction serait due très probablement à sa non déposition plutôt qu'à son érosion car le remaniement des sables du sommet de l'unité I ne permet pas à des sables plus fins de se déposer. Ceci permettrait de considérer que le passage du dépôt de la première unité au conglomérat de la base de la deuxième unité s'est accompagné par un hiatus hydrodynamique correspondant à un arrêt de sédimentation.

- Conclusion :

- Le Rhétien inférieur à Lelling, presque complet, est divisé en deux unités :

- l'unité inférieure se compose de sables associés à des pélites à structure madrée ;
- l'unité supérieure qui débute par des conglomérats très érosifs est formée par une alternance d'épaisses couches de sables et de pélites.

- L'ensemble des lithofaciès s'agencent dans la séquence virtuelle locale suivante : Conglomérats-sables (sables fins à grains de sables moyens, sables fins, sables très fins à grains de sables fins) - niveau fin de pélites en lentilles - pélites en couche épaisse.

- Aussi bien à l'échelle de la séquence qu'à l'échelle de la formation, les minéraux argileux se distribuent en fonction de leur lithofaciès (sables, conglomérats = kaolinite dominante ; pélites = illite dominante). Dans le cas d'un remaniement des pélites, les minéraux argileux des conglomérats et des sables, base de séquence ravinante, s'enrichissent en illite.

- Le dépôt du Rhétien inférieur à Lelling enregistre une dérive positive ce qui correspond à l'évolution normale de la sédimentation.

- Le passage entre le dépôt de l'unité I et celui de l'unité II s'est faite par une interruption plus ou moins brusque de l'évolution normale

de la sédimentation. Cette interruption s'est traduite par un hiatus hydrodynamique correspondant à un arrêt de sédimentation.

- Les sables de l'unité I sont à caractères granulométriques homogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique de remaniement, de préférence marin (Avicula contorta Portl.), permettant aux sables d'avoir certains paramètres de dépôt de plage.

- Les sables de l'unité II se subdivisent en sables très riches en particules fines ($<63\mu$) de remaniement et en sables plus ou moins propres. Ces derniers représentent du point de vue environnement les arénites de cette unité. Ils se seraient déposés, avec les pélites, dans un milieu sous-aquatique marin (Ophiuroïdes, Astéroïdes, Avicula contorta Portl.) soumis à des changements sensibles de style d'eau douce (Esthéries), de faible énergie, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage, de rivière, et d'estran à marées.

AFFLEUREMENT DE BEZANGE (Fig. 40) :

Cet affleurement est essentiellement constitué de sables dans lesquels s'intercalent plusieurs couches et lentilles de pélites. Son front de taille fait 9 m de longueur et 2,50 m de hauteur. Il montre la partie la plus inférieure du Rhétien car sa base est à 1-2m sous la base de l'affleurement. Le Rhétien inférieur à Bezange fait 20 m environ d'épaisseur et le Rhétien supérieur 10 m.

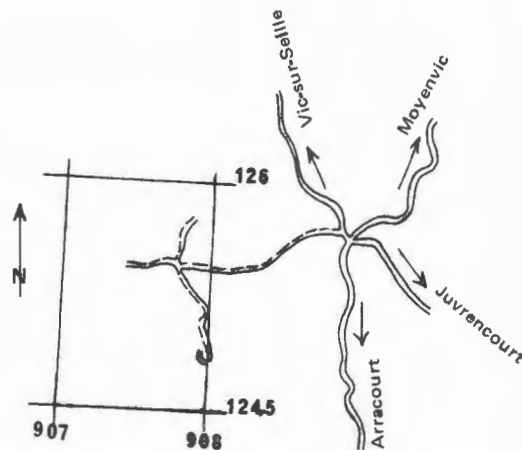


Figure 40 - Situation de l'affleurement de Bezange.
(Feuille Parroy, au 1/50 000)

Le lithofaciès sableux est représenté par un sable très fin (Fig. 48) ne montrant à l'affleurement aucun signe de variation granulométrique. Il est imprégné par des solutions ferrugineuses différenciant des horizons blanchâtres et orangés bien distincts sur tout le front de taille. Les solutions ferrugineuses se consentent au contact entre sables et pélites sous-jacentes et transforment les sables en grès ferrugineux dur. C'est un lithofaciès dépourvu de ZrO_2 .

Le lithofaciès pélitique se présente en lentilles isolées, en niveaux fins continus de pélites en lentilles, et sous forme de couches homogènes relativement épaisses (2-3 cm). Les pélites de deux dernières formes divisent, de bas en haut de l'affleurement, les sables aux niveaux suivants (Fig. 41-42) :

- 1 - Niveau de 30 cm de sable contenant des lentilles de pélites isolées se mettant parallèlement à la stratification.
- 2 - Niveau de 78 cm de sable contenant deux niveaux fins continus de pélites en lentilles chevauchées. Il se termine au dessus de couche de pélites homogènes relativement épaisse.
- 3 - Niveau de 142 cm de sable (sommet de l'affleurement) montrant trois couches de pélites homogènes relativement épaisses dont les deux dernières passent latéralement à une seule couche de 10 cm d'épaisseur (Fig. 41).

- Analyse séquentielle (Fig. 42) :

- Diastèmes :

Le contact entre sables et pélites sous-jacentes (niveau fin de pélites en lentilles, couche de pélites homogènes relativement épaisse) se

fait par un diastème plan majeur sans aucun signe d'érosion apparente. Les lentilles de pélites isolées observées dans les sables sont considérées comme des récurrences fines dans un lithofaciès plus grossier. Donc, le diastème entre les sables et les lentilles de pélites sous-jacentes est mineur.

- Séquences :

SEQUENCE SABLES-PELITES :

C'est la seule séquence rencontrée. Le terme sableux est de différentes épaisseurs (0,05 - 1,25 m). Il est formé par du sable très fin à grains de sable fin ou par du sable très fin. L'analyse granulométrique a montré que les sables se différencient par une diminution soit de la taille des particules les plus fines (< de 99 %), soit de la granulométrie globale (Q1MdQ3) d'une portion de la séquence (exemple : la première séquence du niveau 3 ; cf. Fig. 42).

Dans le premier cas, cette différenciation n'a pas de signification à cause de l'addition diagénétique ou épigénétique des particules fines intervenant dans toute formation ancienne (VISHAR, 1969). Dans le deuxième cas, il s'agirait d'une récurrence plus fine.

Le terme de sommet de séquence est formé d'un niveau fin de pélites en lentilles ou d'une couche de pélites homogène relativement épaisse.

En conclusion, la séquence virtuelle locale du dépôt de la base du Rhétien inférieur à Bezange est la suivante :

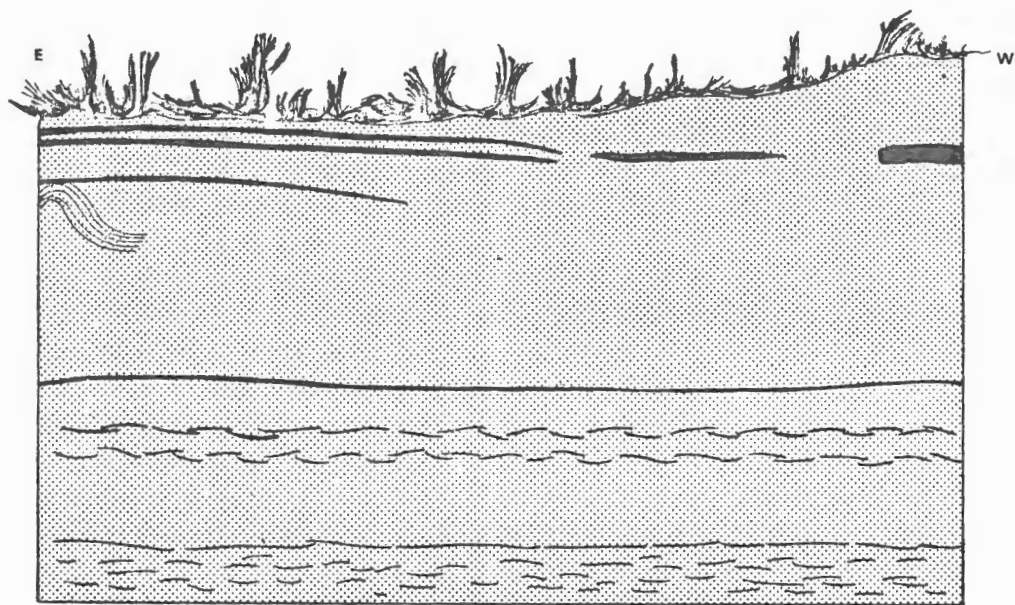
Sables (sable très fin à grains de sable fin - sable très fin) - niveau fin de pélites en lentilles - couche de pélites homogènes relativement épaisse.

- Dérive des séquences à l'échelle verticale (Fig. 42) :

L'ensemble des séquences à l'échelle de l'affleurement n'enregistre aucune tendance évolutive. Cependant la suite des séquences du niveau 2 enregistre une dérive positive due à ce que les sables deviennent de granulométrie plus fine et le terme de sommet de séquence une couche de pélites homogènes relativement épaisses.

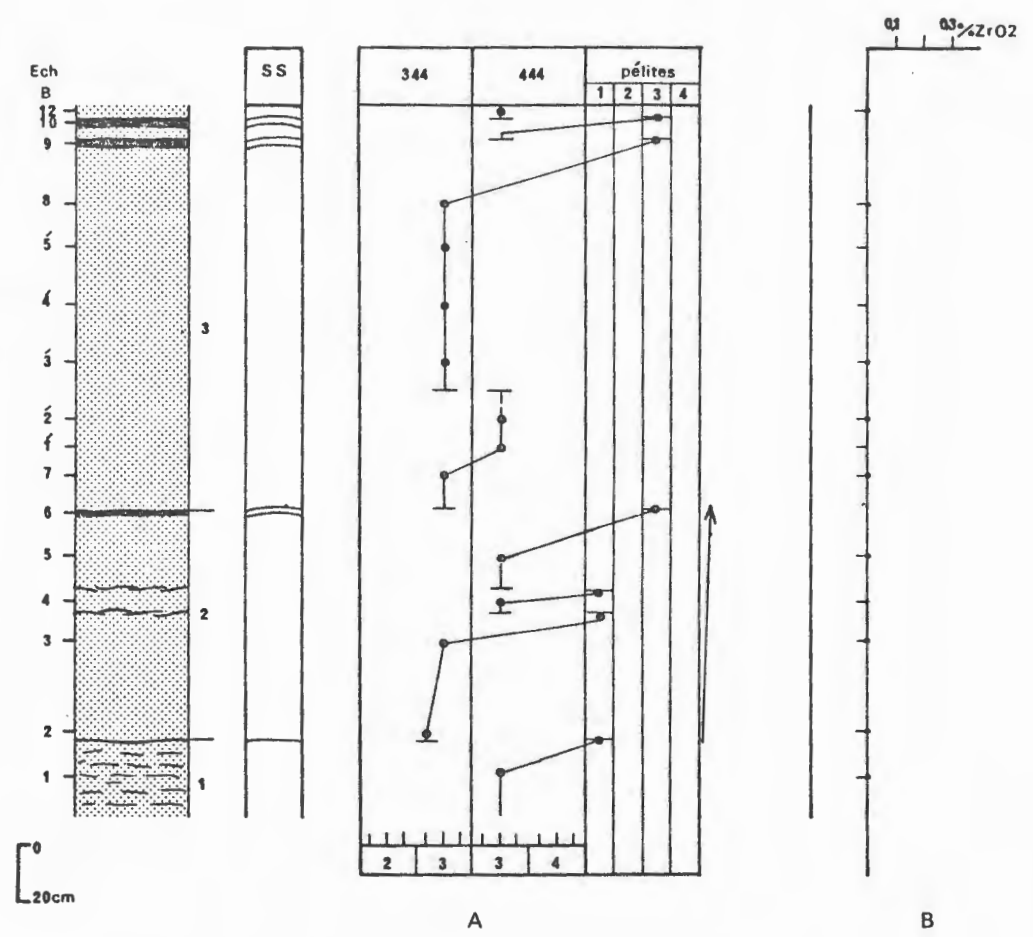
- Résultats de l'analyse granulométrique :

Les résultats de l'analyse granulométrique des sables de tout l'affleurement sont dans l'ensemble homogènes ainsi que le montrent les différents diagrammes des Figures 43 à 48.



0
20cm
1m

Figure 41 - Structure sédimentaire de l'affleurement de Bezange.



0
20cm

A

B

Figure 42 - Evolution séquentielle (A) et de la teneur en ZrO_2 (B) à l'échelle verticale.

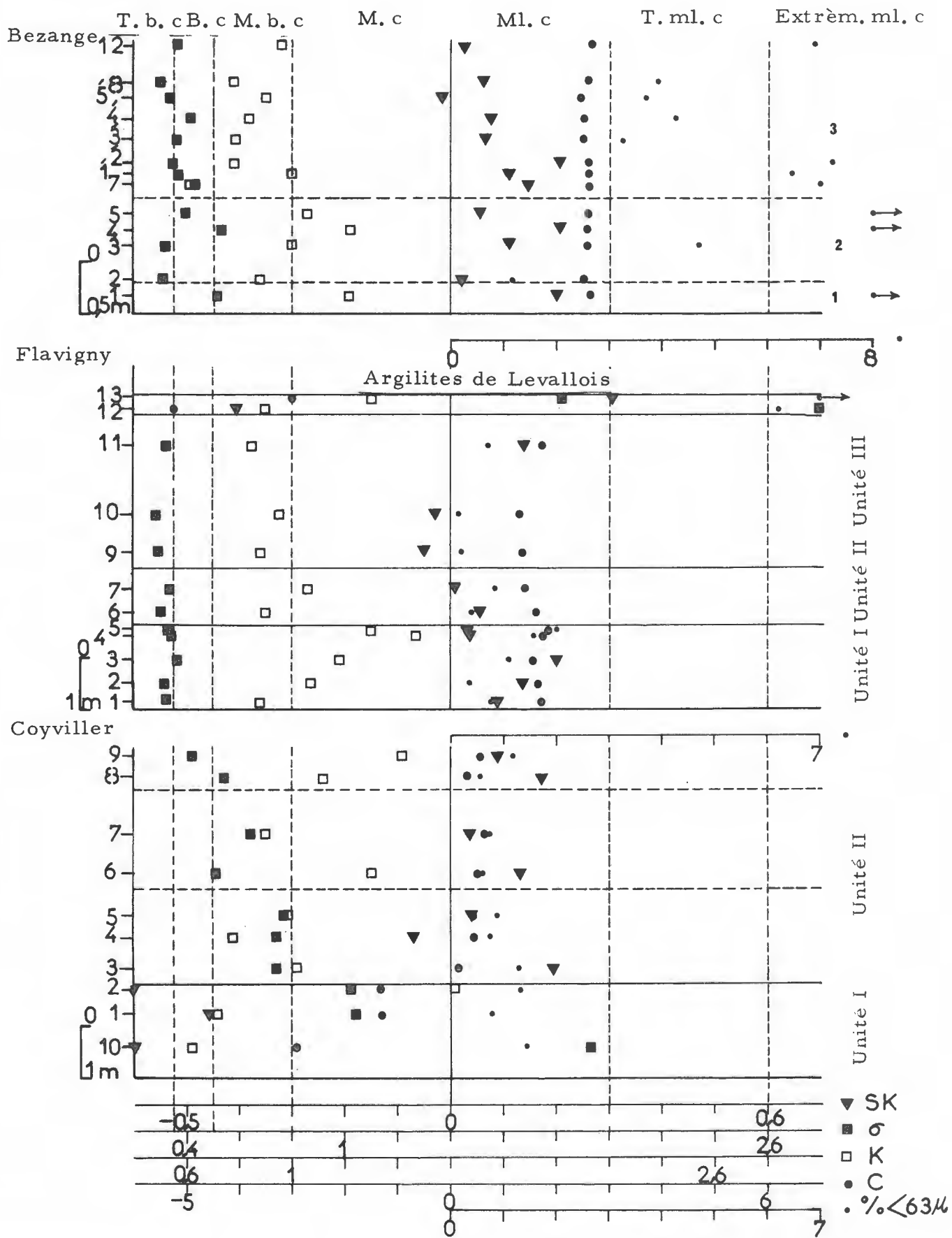


Figure 43 - Distribution des différents paramètres granulométriques en fonction de la localisation stratigraphique de leurs échantillons dans les affleurements de Bezange, de Flavigny et de Coyviller.

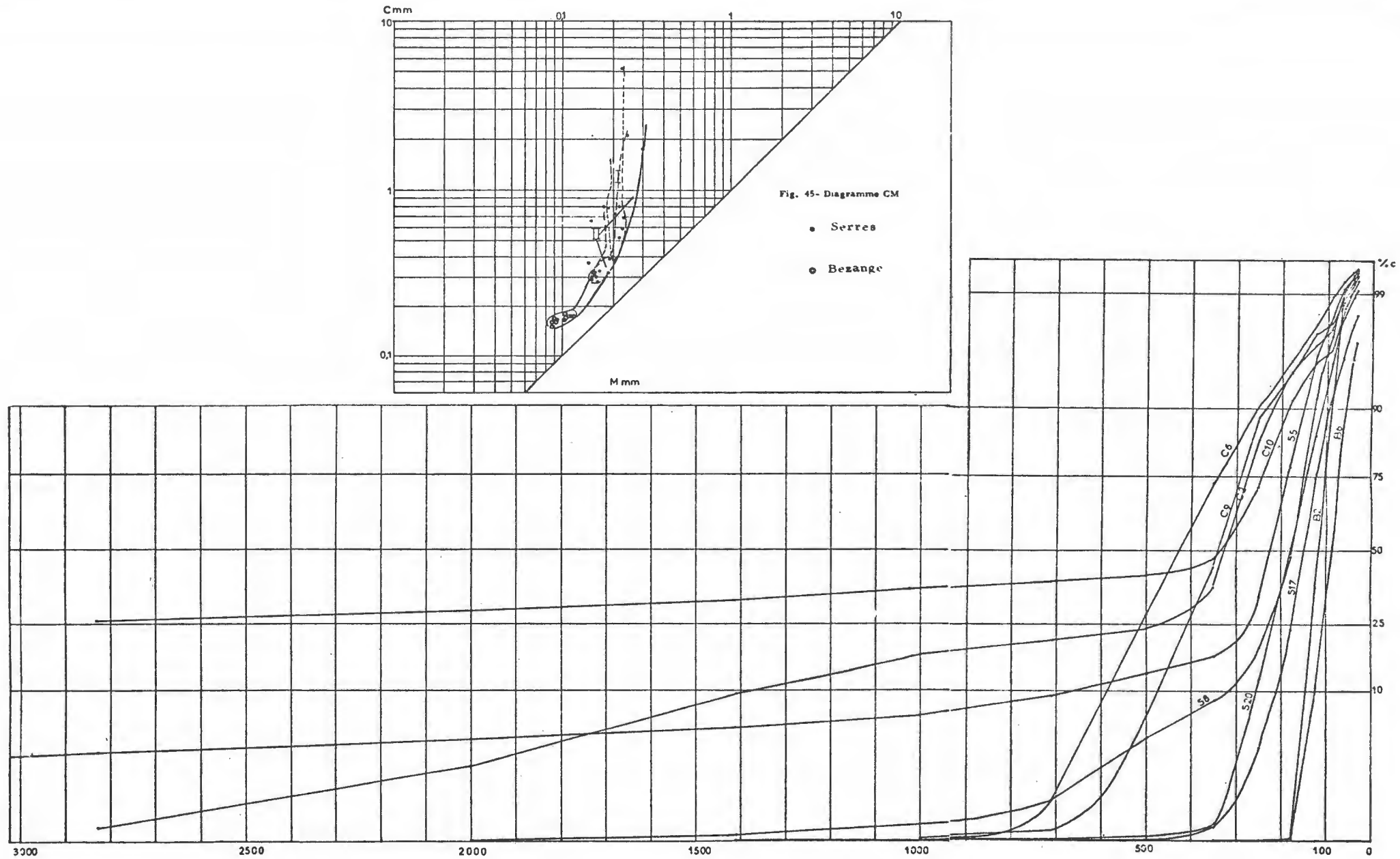


Figure 44 - Courbes cumulatives de quelques distributions granulométriques du Rhétien inférieur des affleurements de Bezange (B) de Serres (S) et de Coyviller (C).

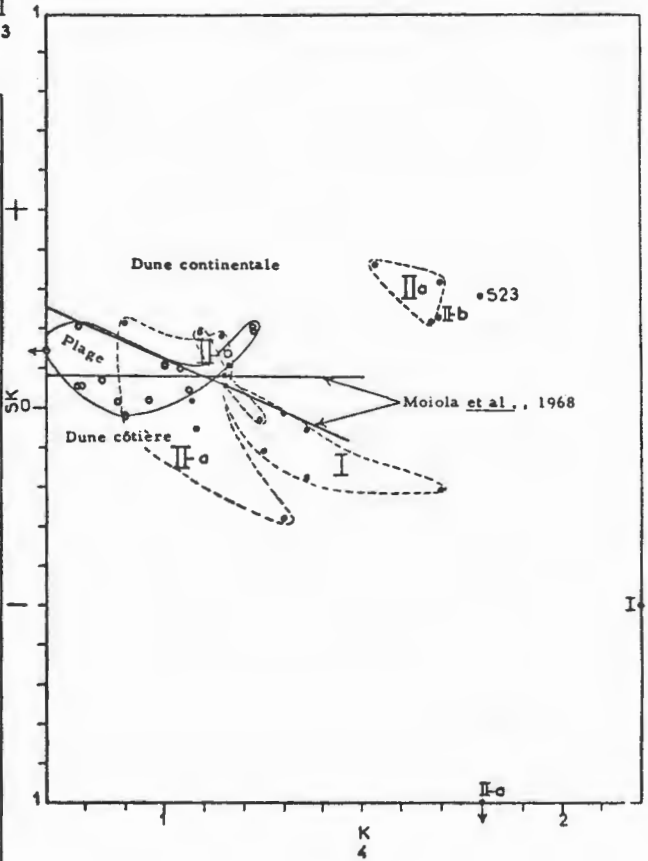
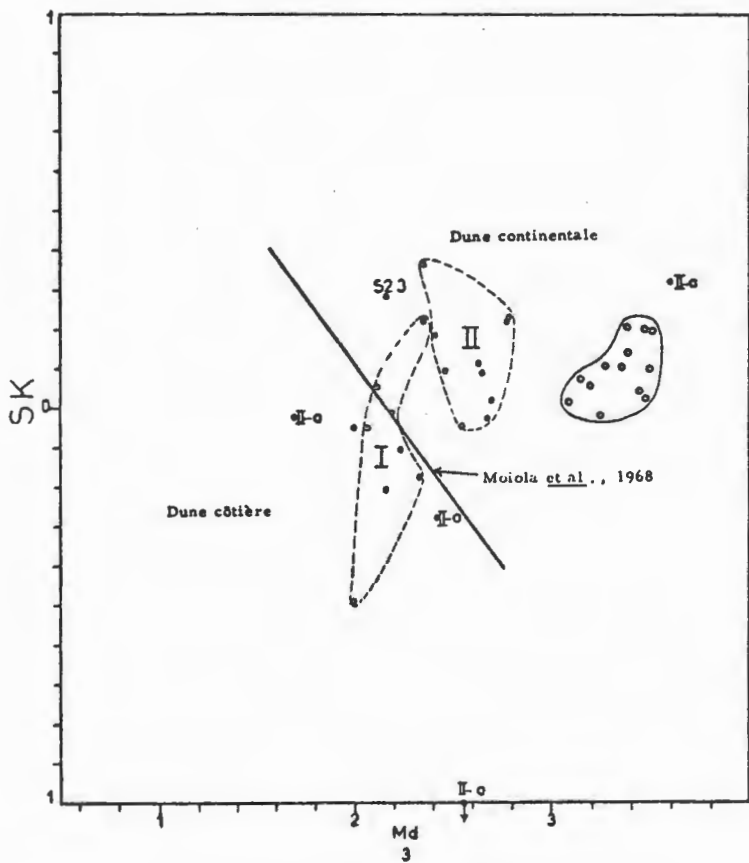
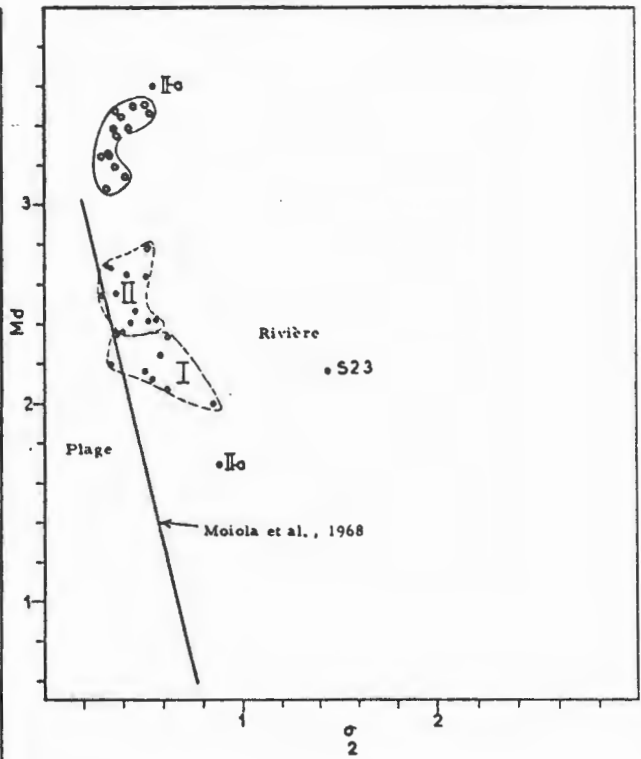
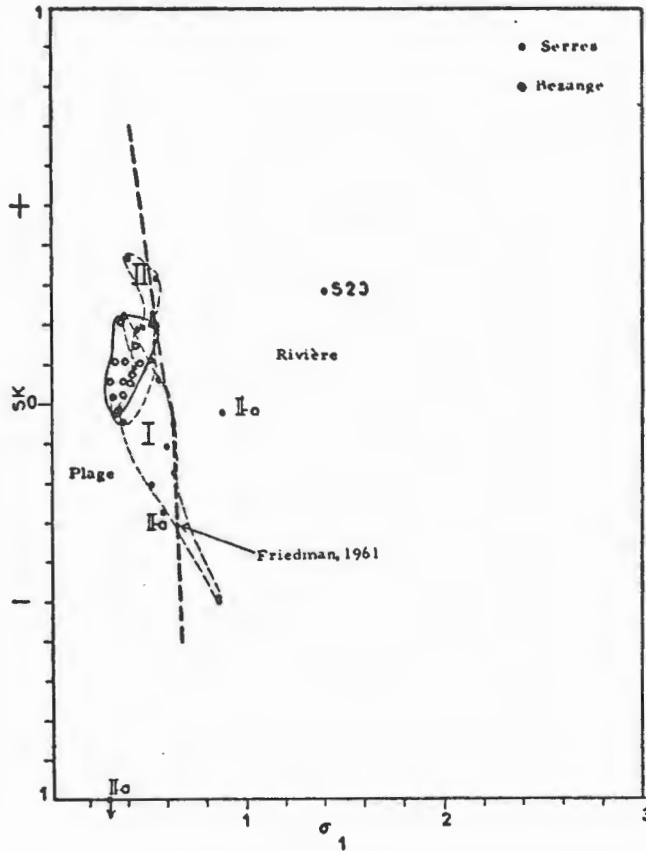


Figure 46 - Diagrammes SK- $\sigma(1)$, Md- $\sigma(2)$, SK-Md (3) et SK-K (4)

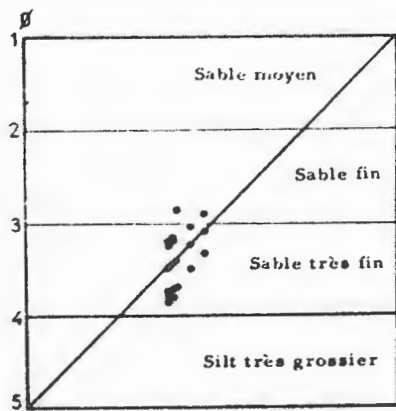
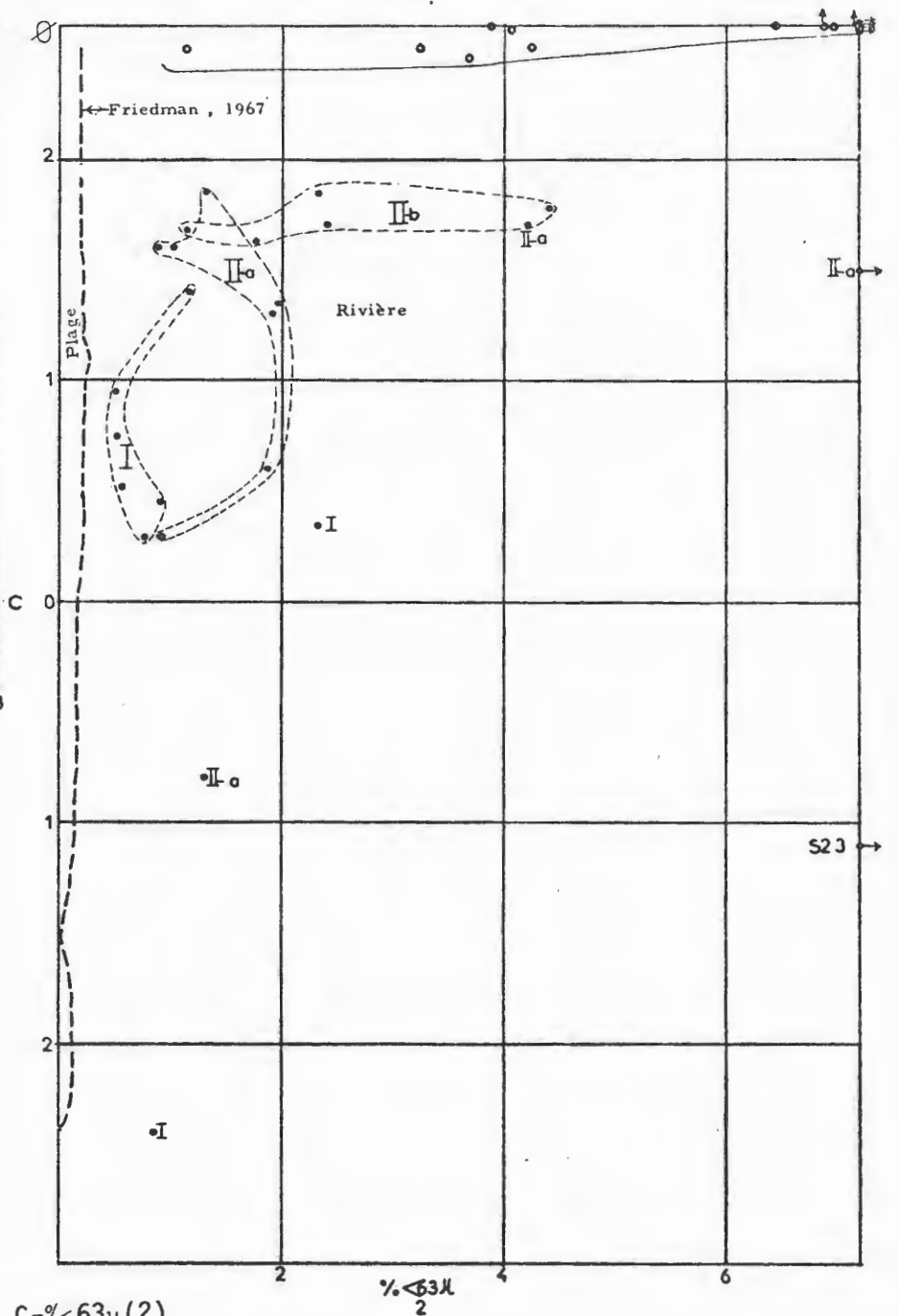
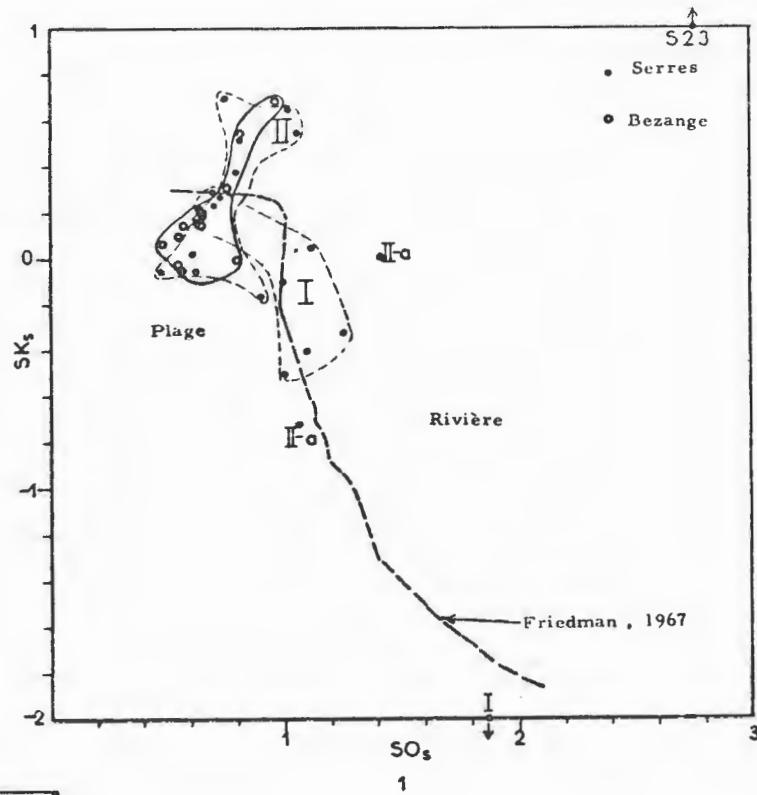


Figure 48 - Diagramme Q1MdQ3.

Figure 47 - Diagrammes $SO_s - SK_s$ (1) et $C - \% < 63\mu$ (2)

COURBES DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 44) :

Les courbes cumulatives des sables et des pélites dressées sur papier de probabilité arithmétique montrent les types de différenciation S+T. Dans les sables, le type T n'est représenté que par une petite partie de la courbe. La distribution granulométrique des pélites montre un palier de mélange entre 63-20 microns (Fig. 34).

SPECTRE CM (Fig. 45) :

La distribution CM de tous les échantillons se fait suivant un segment RS légèrement incliné par rapport à la ligne M.

PARAMETRES C, $\% < 63\mu$, Md, σ , SK, K, SO_S , SK_S (Annexe, Tableau 3) (Fig. 43, 46, 47) :

Les sables de cet affleurement se caractérisent par un bon à très bon classement (0,5-0,3), une asymétrie positive (0,02-0,2) souvent inférieure à 0,1, une acuité généralement comprise entre 0,8-1, une médiane supérieure à 3ϕ (3,1-3,5 ϕ), un premier percentile très peu variable (2,46-2,65 ϕ) et un pourcentage inférieur à 63 microns compris souvent entre 3,7-9 % ; deux échantillons montrent un pourcentage élevé (14,7-17,4 %) et un pourcentage faible (1,14 %).

INDICES C Q1MdQ3 99 % : (Annexe, tableau 3)

DIAGRAMME Q1MdQ3 (Fig. 48) :

Les indices Q1MdQ3 se situent dans le domaine du sable très fin avec un bon classement et une asymétrie très légèrement positive.

- Discussion :

Les valeurs de classement les plus élevées, l'asymétrie positive supérieure à 0,1, et les valeurs d'acuité supérieures à la normale des sables sont dues, en partie, à la teneur en particules fines ($< 63\mu$) dépassant 6 %. Cette teneur s'explique ou bien par une fausse contamination (échantillonnage) des sables par les pélites (cas des échantillons prélevés dans des sables très riches en lentilles de pélites : B1, B4 : $\% < 63\mu = 14-17\%$), ou bien par une concentration épigénétique des particules fines dans les sables au contact des couches de pélites homogènes relativement épaisses sous-jacentes (base du niveau 3 : $\% < 63\mu = 6-8\%$). Cette concentration est due à l'infiltration épigénétique des solutions ferrugineuses chargées certainement en particules fines (cf. description). Toutefois, compte tenu que cette valeur se trouve dans les sables au contact des pélites ou riches en pélites, un

| Mode de transport | E N V I R O N N E M E N T S | | | Milieu envisagé |
|--|--|---|----------------|--|
| PASSEGA (1957) | FRIEDMAN (1961,1967) | MOIOLA <u>et al.</u> (1968) | DOEGLAS (1968) | |
| Courant tractif. Transport à la limite de la suspension dégradée et non dégradée. | Rivière (Fig. 47-2) Plage (Fig. 46-1, 47-1) | Rivière (Fig. 46-2) Dune continentale (Fig. 46-3) Dune côtière (Fig. 46-4) Plage (Fig. 46-4) | Estran à marée | Milieu sous-aquatique, de faible énergie, permettant aux sables d'avoir certaines données granulométriques de plage, de rivière, et d'estran à marées. |

TABLEAU 12 - Différentes possibilités d'environnements que présente, d'après des données granulométriques, le dépôt de l'affleurement de Bezange, et milieu envisagé.

enrichissement par remaniement de celles-ci est fort envisageable, bien que des signes d'érosion apparente ne soit pas observés.

Le tableau 12 groupe les différentes possibilités d'environnement que présentent les sables de cet affleurement.

En raisonnant comme habituellement (cf. affleurements précédents), en excluant les milieux dunaires (séquence sables-pélites), les sables de la base du Rhétien inférieur de l'affleurement de Bezange se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique leur permettant d'avoir certaines données granulométriques de dépôt de plage (σ , SK), de rivière (Md, %<63 μ) et d'estran à marées (C, Q1MdQ3 99 %). La légère inclinaison de segment RS par rapport à la ligne M, et le type de différenciation S le plus représentatif supposent que ce milieu serait de faible énergie.

- Conclusion :

- Le Rhétien inférieur à Bezange n'est représenté que par sa base. Il est formé de sable très fin associé à des pélites à structure madrée et présentant des couches de pélites homogènes relativement épaisses.

- La séquence virtuelle locale est formée de sables (sables très fins à grains de sable fin - sable très fin), de niveau fin de pélites en lentilles, et de couche de pélites homogènes relativement épaisse.

- Les sables sont à caractères granulométriques homogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique de faible énergie, leur permettant d'avoir certaines données granulométriques de plage, de rivière et d'estran à marées.

LES AFFLEUREMENTS DE SERRES (Fig. 48) :

A mi-chemin entre Maixe et Serres deux affleurements se situent de part et d'autre de la route D.72 ; le premier est visible en contre bas de la route et jusqu'au niveau d'un petit étang ; le deuxième est en bordure de la route.

Les affleurements, qui font 20 m d'épaisseur, montrent d'une part la majorité du Rhétien inférieur car celui-ci fait à Serres 25 m environ, et d'autre part le contact avec le Rhétien supérieur. Ce dernier fait 8 m.

Le Rhétien inférieur est sableux et riche en pélites. Le lithofaciès conglomératique y est rare. Le Rhétien supérieur n'est représenté à l'affleurement que par quelques centimètres d'argilites vertes séparées du Rhétien inférieur par une couche conglomératique. Ce dernier lithofaciès doit appartenir, à notre avis, au Rhétien supérieur car, d'une part, il se place à la base de sa séquence, et d'autre part, il est analogue au conglomérat de la même formation rencontré à la base des argilites vertes dans l'affleurement de la Haute Flavigny.

- Rhétien inférieur (Fig. 49) :

Le lithofaciès sableux est formé essentiellement de sable fin homogène (Fig. 57), jaunâtre, souvent à stratification oblique. Il contient parfois des galets mous d'argilites vertes.

Le lithofaciès pélitique est souvent en lentilles associées aux sables selon les structures suivantes :

- Lentilles de pélites désordonnées.
- Lentilles de pélites soulignant un litage oblique.
- Niveaux fins de pélites en lentilles, parallèles ou obliques à la stratification.
- Niveaux à lentilles de pélites ondulées très serrées, parallèles à la stratification, relativement épais (5-25 cm) et d'extension latérale dépassant 10 m.

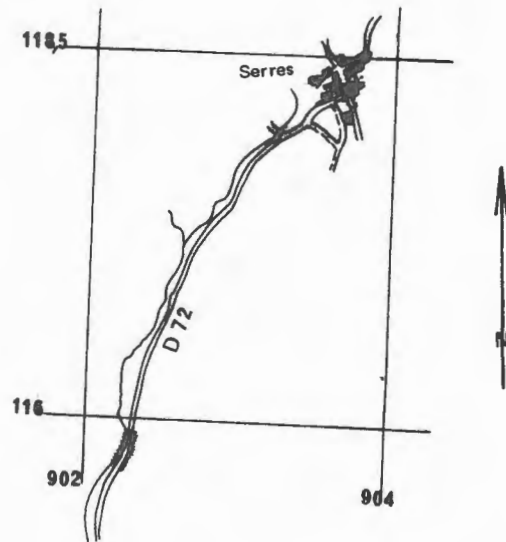


Figure 48 - Situation des affleurements de Serres (feuille, NANCY, au 1/50 000)

Les lentilles de pélites sont parfois associées à des couches charbonneuses très fines.

Au sommet du Rhétien inférieur, le lithofaciès pélitique est en couche épaisse (50 cm d'épaisseur).

Le lithofaciès conglomératique est formé des graviers de quartzites, de quartz, de lydienne, et des galets mous d'argilites vertes. Il contient fréquemment des dents de poissons et présente des cavités dont certains ressemblent assez à des empreintes de fossiles, remplies par une matière limoniteuse. C'est un lithofaciès de comblement de structure d'érosion. Sur le terrain, le Rhétien inférieur essentiellement sableux peut être divisé en deux unités suivant que les lentilles de pélites soient peu ou très fréquentes.

- Unité I (hauteur : 7,50 m) (Fig. 49) :

Cette unité débute par 80 cm de sable riche en galets mous d'argilites vertes surmonté par le seul niveau à pélites présent (niveau fin de pélites en lentilles obliques). Le reste de l'unité est formé surtout par un sable présentant parfois un litage oblique. Cette unité est traversée à 2,35 m de sa base par une structure d'érosion comblée par des graviers à texture "matrice-support". Cette dernière a 5,30 m de large et 35 cm d'épaisseur dans sa zone centrale, 10 cm dans les zones d'étalement. C'est le seul niveau conglomératique présent dans le Rhétien inférieur.

- Unité II (hauteur : 12,25 m) (Fig. 49) :

C'est une unité dont les sables, souvent à stratification oblique, sont riches en lentilles de pélites. Elle commence à sa base par du sable riche en galets mous d'argilites vertes et se termine par une couche de pélites épaisse. Elle peut être divisée en deux sous-unités ; IIa et IIb.

- Sous unité IIa (hauteur : 6 m) :

Elle commence par le sable à galets mous d'argilites vertes et se termine par le deuxième niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées. Elle est caractérisée par la présence dans les sables de niveaux fins de pélites en lentilles obliques et de niveaux à lentilles de pélites ondulées très serrées. Elle présente à sa base une structure d'érosion remplie par des sables mal classés plus ou moins grossiers.

- Sous unité IIb :

Elle présente dans les sables : à la base des lentilles de pélites

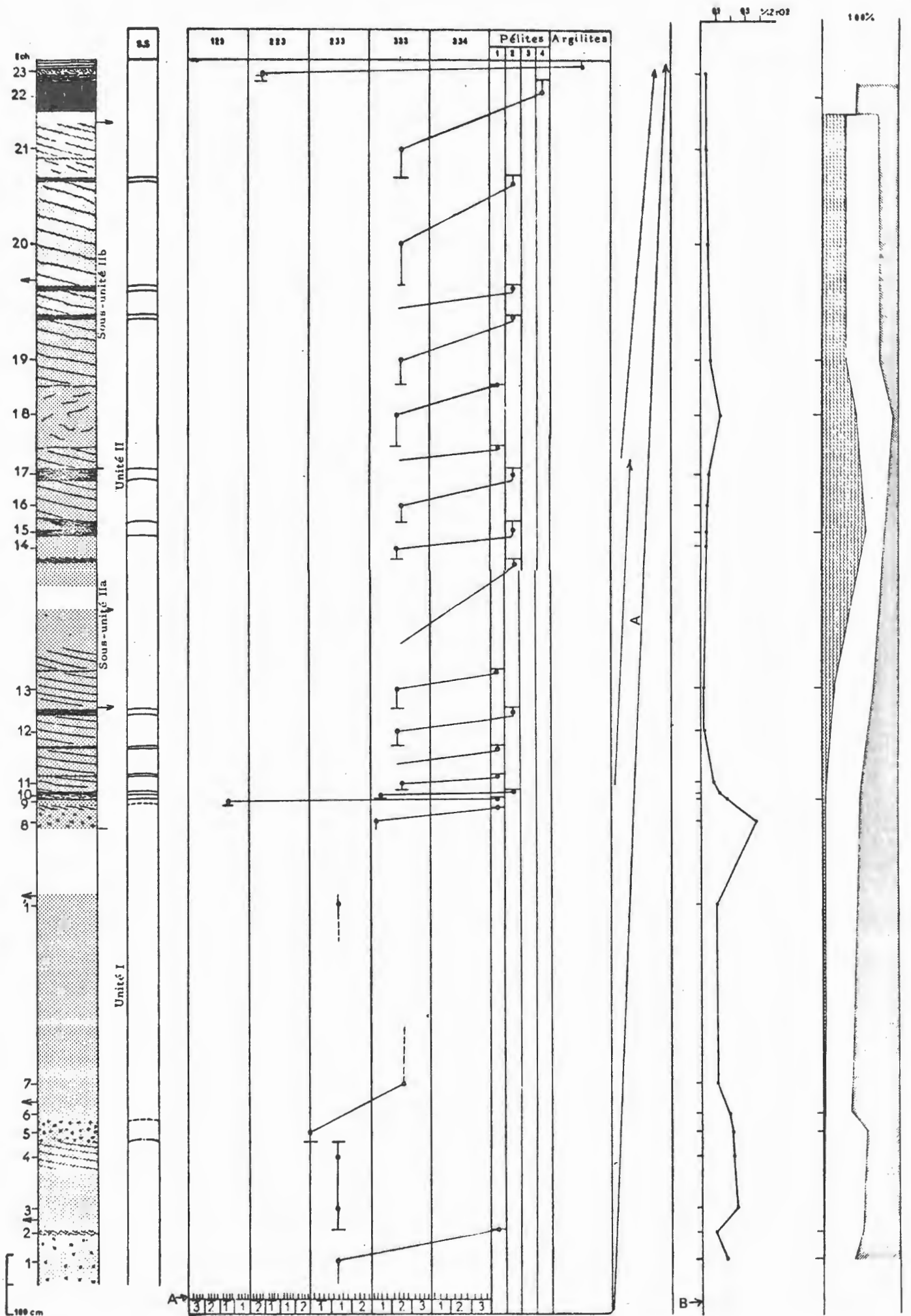


Figure 49 - Evolution séquentielle (A), de la teneur en ZrO₂ (B) et des minéraux argileux (C) du dépôt du Rhétien de l'affleurement

dispersées sans ordre qui peuvent être interprétées comme étant des intraclastes ; au sommet des niveaux fins de pélites en lentilles et des niveaux à lentilles de pélites ondulées très serrées.

Cette sous-unité se termine au sommet du Rhétien inférieur par une couche de pélites épaisse (50 cm).

- Rhétien supérieur (Fig. 49) :

Il est formé de 15 cm d'argilites vertes séparées du Rhétien inférieur par une couche conglomératique de 20 cm d'épaisseur. Le conglomérat contient les mêmes éléments lithiques que ceux du conglomérat du Rhétien inférieur. Il contient également plusieurs intraclastes de pélites dus à l'érosion des pélites sous-jacentes.

- Analyse séquentielle (Fig. 49) :

- Les diastèmes :

DIASTÈME ONDULE :

Il se rencontre à la base des lithofaciès de comblement de structure d'érosion (conglomérats, sables), le lithofaciès sous-jacent étant du sable ou une pélite.

DIASTÈME PLAN :

Il s'observe entre les sables et toutes les formes de pélites sous-jacentes.

La présence dans les sables de la base de l'unité Iib des lentilles de pélites dispersées qui pourraient être interprétées comme des intraclastes indiquerait que ce diastème est parfois érosif. D'autre part, les galets mous d'argilites vertes observés dans les sables de la base des unités I et II est un signe manifeste d'une érosion bien que le lithofaciès érodé (argilites vertes) ne soit pas observé.

Le diastème entre les sables et les lentilles de pélites soulignant un litage oblique est mineur car celles-ci sont considérées comme des récurrences fines dans un lithofaciès plus grossier.

- Les séquences :

Quatre types de séquences sont observés dans le Rhétien inférieur :

1 - *SEQUENCE CONGLOMERAT A ELEMENTS LITHIQUES A LA BASE :*

Dans la seule séquence rencontrée (l'unité I) le conglomérat est

surmonté par un niveau de sable de 3,75 m d'épaisseur. Ce niveau a été observé ponctuellement sur le terrain vu les fréquentes lacunes de visibilité. Les deux échantillons analysés granulométriquement sont, de bas en haut, un sable fin et un sable fin à grains de sable moyen. Le sommet de séquence est masqué (lacune de visibilité de 1 m de hauteur)

2 - SEQUENCE SABLES A ELEMENTS INTRAFORMATIONNELS - PELITES :

Le terme sableux présente ou bien des galets mous d'argilites vertes (base de l'unité I et de la sous-unité IIa) ou bien des intraclastes de pélites (base de la sous-unité IIb). Il est formé de sable fin, ou de sable fin à grains de sable moyen. Le terme de sommet de séquence est formé d'un niveau fin de pélites en lentilles obliques ou parallèles à la stratification.

3 - SEQUENCE SABLE DE COMPLEMENT DE STRUCTURE D'EROSION-PELITES :

Une seule séquence est rencontrée à la base de l'unité II. Le terme basal est un sable grossier-sable fin. Le terme du sommet de séquence est un niveau fin de pélites en lentilles.

4 - SEQUENCE SABLES - PELITES :

Ce type caractérise seulement le dépôt de l'unité II. Le terme sableux montre souvent des lentilles de pélites soulignant un litage oblique. Son épaisseur varie entre 0,07 et 1,70 m. Dans la plupart des séquences, c'est un sable fin dont C est de 2ϕ sauf à la base de l'unité où cette valeur est de 1ϕ . Le terme du sommet de séquence est formé d'un niveau fin de pélites en lentilles obliques ou parallèles à la stratification, d'un niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées, et d'une couche de pélites épaisses.

Dans le Rhétien supérieur, la seule séquence rencontrée est formée à la base d'un conglomérat érosif et au sommet des argilites vertes.

En conclusion, la séquence virtuelle locale représentative du Rhétien est la suivante :

Conglomérat-sables (sable grossier-sable fin, - sable fin à grains de sable moyen, - sable fin) - niveau fin de pélites en lentilles obliques et parallèles à la stratification - niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées - pélites en couche épaisse - argilites.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 49) :

Entre la base de l'unité I et le sommet de l'unité II la suite séquentielle du Rhétien inférieur enregistre une dérive positive (A). Cette dérive est due : - à ce que le dépôt de l'unité I est essentiellement représenté par des séquences de type 1 et 2 tandis que le dépôt de la deuxième unité montre

essentiellement des séquences de type 4 dont le sommet de séquence est un niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées,

- à la granulométrie plus fine des sables de l'unité II,

- et au fait que le sommet du Rhétien inférieur est constitué par une séquence sable-pélites en couche épaisse.

A l'intérieur de cette dérive (A), l'ensemble des séquences de l'unité I ne montre aucune évolution particulière tandis que nous pouvons envisager deux dérives positives pour les séquences entre la base et le sommet de l'unité II. La première dérive concerne la sous-unité IIa et s'individualise grâce à la présence des séquences de types 2 et 3 à sa base, à l'augmentation de la valeur du premier percentile qui passe de 1 à 2ϕ , et au passage au sommet de cette dérive à un terme de sommet de séquence épais (niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées). La deuxième dérive positive concerne la sous-unité IIb. Cette dérive s'explique par le fait qu'elle commence par une séquence de type 2. Toutefois, la granulométrie des sables reste inchangée. Elle se termine par le diastème marquant la base du Rhétien supérieur.

- Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation (Fig. 49):

La teneur en ZrO_2 dosée dans la fraction comprise entre < 125-44 microns des sables et du conglomérat du Rhétien inférieur souligne l'existence des deux unités I et II et des deux sous-unités IIa et IIb dégagées sur le terrain :

- teneur beaucoup plus élevée dans la fraction examinée des sables et du conglomérat de l'unité I que dans celle des sables de l'unité II,
- teneur la plus élevée dans la fraction examinée du conglomérat et des sables de la base des séquences de types 1 et 2.

Comme la teneur en ZrO_2 reflète la teneur en zircon minéral lourd (cf. ch. 1, minéraux lourds et ch. 3, affleurements de St.-Nicolas-de-Port), les variations de teneur enregistrées sont considérées comme étant dues à celles de teneur en zircon de taille comprise entre <125 - 44 microns. Quelle est, donc, la cause de cette variation de teneur en zircon ? Tout d'abord, la taille des grains de quartz du même équivalent hydraulique qu'un zircon de taille comprise entre < 125 - 44 microns est inférieure à 250 microns et supérieure à 75 microns (supérieure à 2ϕ et inférieure à $3,7\phi$: valeurs arrodies de 3 à 4ϕ) (cf. RITTENHOUSE, 1943). Si nous assimilons cette

taille à celle de la médiane de la distribution granulométrique nous concluons que le zircon de taille comprise entre <125 - 44 microns est surtout transporté avec les sables fins et très fins. Puisque les arénites de la formation de Serres sont formées essentiellement des sables fins, les variations de la teneur en zircon ne seront pas liées aux variations de l'équivalent hydraulique parce qu'il est constant.

Deuxièmement, le pourcentage de la fraction légère (quartz) dans laquelle le ZrO_2 a été dosé varie en moyenne entre 5,5 % (unité I) et 16 % (unité II), ce qui veut dire que les teneurs élevée et faible sont respectivement liées à la teneur faible et élevée en fraction légère examinée. Cela nous permet de parler d'une concentration (unité I) et d'une dilution (unité II) du zircon dans la fraction légère examinée.

Comme nous allons le voir à St.-Nicolas-de-Port, les variations de teneur en minéraux lourds de taille comprise entre <125 - 44 microns semblent être indépendantes de celles de teneur en fraction légère examinée même dans le sable de même granulométrie et notamment dans celui de l'équivalent hydraulique ce qui a laissé supposer qu'elles sont principalement liées à la disponibilité des minéraux lourds dans le dépôt étudié.

Puisque les variations de teneur en ZrO_2 reflètent celles de teneur en minéraux lourds (cf. affleurements de St.-Nicolas-de-Port) nous pouvons considérer que la disponibilité du zircon dans le dépôt étudié est le principal facteur responsable de ces variations à Serres. Cependant, le fait que les teneurs les plus élevées en ZrO_2 sont liées à un dépôt issu d'un remaniement (présence de galets mous d'argilites vertes, d'intraclastes de pélites, conglomérat "matrice-support"), donc, aux dépôts de base des dérives séquentielles, nous incite à envisager, en plus, la possibilité d'une concentration du zircon minéral lourd dans la fraction légère examinée. Cela s'est fait vraisemblablement par vannage des sables de l'unité I et surtout ceux de base des dérives séquentielles (séquences de types 1 et 2) dans un milieu hydrodynamique turbulent qui est celui de remaniement. Le régime hydrodynamique a vanné, à notre avis, une partie de la fraction légère inférieure à 125 microns et concentré le zircon dans l'autre partie sans pour autant affecter la granulométrie des sables.

Ce sont là les deux raisons essentielles des variations de la teneur en ZrO_2 dans le dépôt du Rhétien inférieur à Serres. D'autres raisons qui sont pour le moment inconnues ou insaisies pourraient jouer un rôle secondaire.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 49) :

La distribution des minéraux argileux (kaolinite, illite, minéraux interstratifiés (I-M) en fonction de la lithostratigraphie montre que la fraction argileuse du conglomérat et des sables de l'unité I et de la base de la sous-unité IIa est riche en illite ; la kaolinite est en traces. La teneur en illite diminue ensuite progressivement dans la fraction argileuse des sables de bas en haut de l'unité II et ceci en faveur de la kaolinite. La teneur en minéraux interstratifiés dans le dépôt de deux unités est toujours assez abondante et varie peu, sauf dans un échantillon de la sous-unité IIa où elle est la plus faible. La fraction argileuse de l'épaisse couche de pélites du sommet du Rhétien inférieur contient seulement de l'illite et des minéraux interstratifiés.

- Interprétation :

L'apparition progressive de la kaolinite et sa richesse dans le dépôt de l'unité II ne sont en aucun cas dues à sa néoformation à partir de l'illite car la cristallinité de ce dernier minéral est ici meilleure que dans le dépôt de la première unité (Fig. 49). D'autre part dans le cas où la kaolinite serait complètement diagénétique (à partir de l'altération de feldspath) la diagenèse devrait se faire sentir davantage dans les sables de l'unité I étant donné qu'ils doivent être plus perméables que les sables de la deuxième unité parce qu'ils contiennent trois fois moins de particules fines ($<63\mu$) qu'eux. D'ailleurs, les observations en lames minces des sables de deux unités n'ont pas permis d'affirmer cette diagenèse. Par conséquent, la kaolinite est en grande partie synsédimentaire. En outre, nous avons signalé au deuxième chapitre (étude des minéraux argileux) que les teneurs élevées en kaolinite se confondent généralement avec le lithofaciès sableux et conglomératique tandis que les teneurs élevées en illite concernent la fraction argileuse des pélites et des argilites. De ce fait, la présence en traces de la kaolinite et l'abondance de l'illite dans le dépôt de l'unité I sont, à notre avis, anormales et ne peuvent être expliquées que par un enrichissement de la fraction argileuse des sables et du conglomérat de cette unité en illite. Puisque cette illite se trouve dans un dépôt de remaniement (séquences de types 1, 2, 3), cet enrichissement serait dû à la contamination de ces deux lithofaciès par une fraction argileuse due à l'érosion d'une argilite sous-jacente. Il est difficile, cependant, de savoir si cette argilite érodée appartient au Keuper supérieur ou au Rhétien inférieur car elle est formée dans les deux cas essentiellement d'illite (cf. LUCAS, 1962, et les

minéraux argileux des argilites de la carrière de St.-Nicolas-de-Port). Toutefois, la présence des intraclastes d'argilites vertes dans les sables et le conglomérat des séquences de remaniement plaide en faveur d'une origine rhétienne de l'illite.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Nous reconnaissons sur les différents graphiques représentant les résultats de l'analyse granulométrique deux ensembles correspondant aux unités I et II dégagées sur le terrain (Fig. 45-46-47-50). De plus, sur les diagrammes C - %<63 μ (Fig. 47-2) et SK-K (Fig. 46-4) l'ensemble correspondant à l'unité II se divise en deux aires caractérisant les sous-unités IIa et IIb.

COURBES DE DOEGLAS (1946) (Fig. 44) :

Les courbes cumulatives sur papier de probabilité arithmétique montrent le type de différenciation S pour les sables de l'unité I et II, et R+S pour le conglomérat de l'unité I et celui de la base du Rhétien supérieur. Ce dernier lithofaciès (unité I) ainsi que les sables à galets mous d'argilites vertes de la base de la sous-unité IIa montrent une légère bimodalité entre 350-710 microns.

SPECTRE CM (Fig. 45) :

La distribution CM des sables et du conglomérat de l'unité I dessine un long segment PQ dont le point Q se situe aux environs de 400 microns tandis que celle des sables de l'unité II montre les deux segments PQ et QR dont la majorité des points se situent dans le segment QR autour d'une médiane minimum de 150 microns ; le point Q est le même que celui du spectre de l'unité I.

PARAMETRES C, %<63 μ , Md, σ , SK, K, SO_S , SK_S (Annexe, tableau 4) :

Unité I :

Le dépôt de cette unité est à caractères granulométriques assez homogènes : bon à assez bon classement (0,34-0,62), asymétrie comprise entre -0,49 et 0,22, acuité se situant souvent entre 0,9 et 1,36 avec une seule valeur nettement supérieure (2,43), médiane à faibles variations (2-2,35 ϕ), premier percentile pratiquement toujours inférieur à 1 ϕ (0,3-0,95 ϕ , 2 valeurs différentes : -2,4 et 1,4 ϕ), et pourcentage inférieur à 63 microns souvent inférieur à 1 %.

Unité II :

Le dépôt de cette unité est à caractères granulométriques plus homogènes que celui de l'unité I. Il est caractérisé souvent par un très bon à bon classement (0,29-0,53), une asymétrie comprise entre -0,05 et 0,37, une acuité se situant entre 0,9-1,8, et une médiane qui varie entre 2,36-2,79 ϕ .

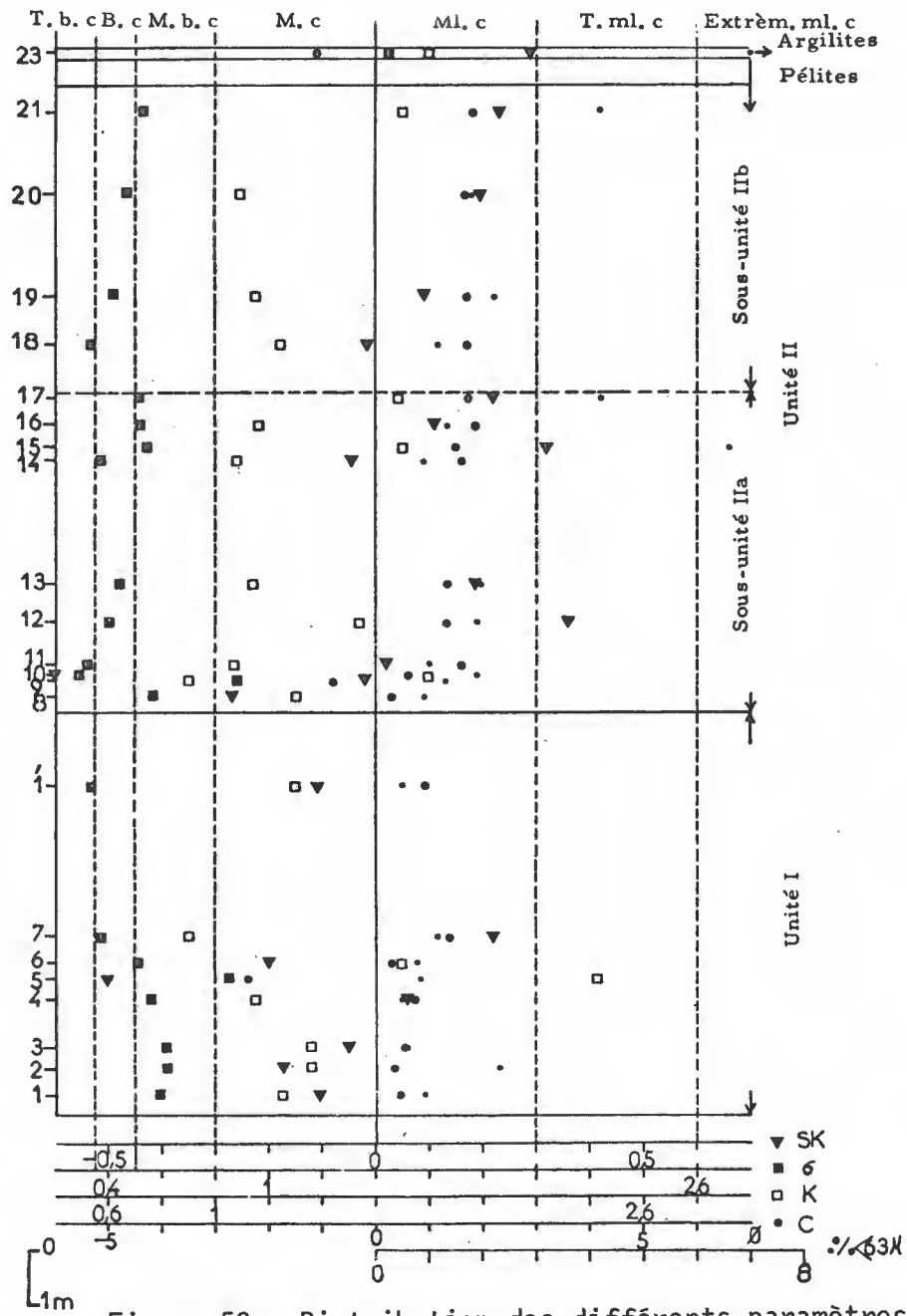


Figure 50 - Distribution des différents paramètres granulométriques à l'échelle de la formation.

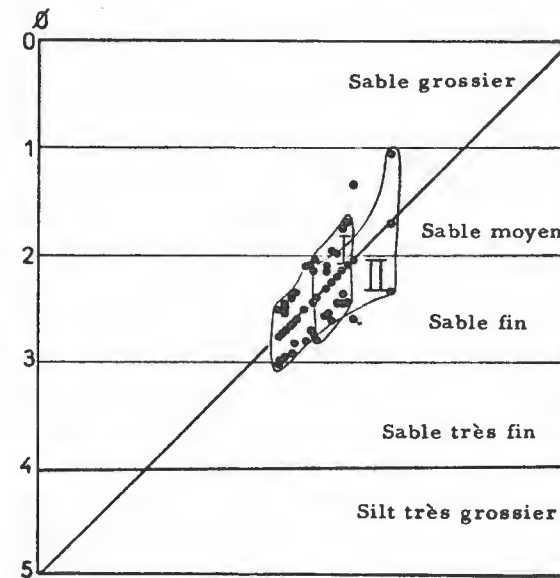


Figure 51 - Diagramme Q1MdQ3.

Le premier percentile est variable dans le dépôt de la sous-unité IIa ($C = 0,3-1,6\phi$) et peu variable dans celui de la sous-unité IIb ($C = 1,63 - 1,78\phi$) tandis que c'est l'inverse en ce qui concerne le pourcentage inférieur à 63 microns (sous-unité IIa = 0,9-2 % ; sous-unité IIb = 1-4 %).

Conglomérat de la base du Rhétien supérieur :

Il est caractérisé par les mêmes paramètres granulométriques que les dépôts des unités précédentes mais avec un mauvais classement (1,44) et un pourcentage inférieur à 63 microns élevé (13,5 %).

INDICES C $Q1MdQ3$ 99 % : (Annexe, tableau 4)

DIAGRAMME $Q1MdQ3$ (Fig. 51) :

Les indices $Q1MdQ3$ des dépôts des deux unités se concentrent dans le domaine du sable fin ; le classement maximum concerne le dépôt de l'unité II.

- Discussion :

Unité I :

Entre la base et le sommet de l'unité I nous constatons qu'il y a une évolution progressive du classement vers des termes mieux classés et de l'asymétrie vers des valeurs positives (Fig. 50). Cette évolution est liée à l'augmentation, dans le même sens, de la valeur du premier percentile.

Le classement moyen, l'asymétrie négative élevée, et l'acuité très élevée que prend le conglomérat "matrice-support" sont essentiellement dus à la valeur basse du premier percentile. Cela est dû à ce que des matériaux grossiers de taille supérieure à 710 microns (Fig. 44), transportés par roulement (Fig. 45) se sont mélangés avec le sable. Cet apport de matériau grossier n'a affecté que la partie grossière de la distribution granulométrique sans modifier pour autant, la granulométrie d'ensemble qui restait constante ($Q1MdQ3 = 233$). L'évolution progressive des paramètres granulométriques de bas en haut des sables adjacents évoquée plus haut supporte cette explication.

Les différentes possibilités d'environnement que présente le dépôt de cette unité sont groupées dans le tableau 13. En se servant toujours du même mode de raisonnement nous pouvons considérer que les sables et le conglomérat de cette unité se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique

| Unités | Mode de transport | Environnements | | | Milieux envisagés |
|--------|---|--|---|----------------------------|--|
| | PASSEGA (1957) | FRIEDMAN (1961,1967) | MOIOLA et al. (1968) | DOEGLAS (1968) | |
| II | Courant tractif Transport par roulement et en suspension dégradée à la base de l'unité et en suspension dégradée dans le reste de l'unité Q = 400 microns | Rivière (Fig. 47-2) Plage (Fig. 46-1, 47-1) | Rivière (Fig. 46-2) Dune côtière (Fig. 46-4) Dune continentale (Fig. 46-3) Plage (Fig. 46-4) | Dune continentale Plage | Milieu sous-aquatique permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. Le milieu pourrait ressembler à celui de dépôt de l'unité I mais il est moins turbulent et classe plus les sables. |
| I | Courant tractif. Transport par roulement et en suspension dégradée. Long segment PQ : gouttière d'érosion marine Q : 400 microns. | Rivière (Fig. 47-1, 47,2) Plage (Fig. 46-1, 47-1) | Rivière (Fig. 46-2) Dune côtière (Fig. 46-3,46-4) Plage (Fig. 46-4) | Dune continentale Plage | Milieu sous-aquatique de remaniement qui pourrait être une gouttière d'érosion côtière, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. |

TABLEAU 13 - Différentes possibilités d'environnements que présente, d'après les données granulométriques, le dépôt du Rhétien inférieur de l'affleurement de Serres, et les milieux envisagés.

(milieu dunaire exclu : séquences conglomérat-sable, et sable-pélite) leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK, C Q1MdQ3 99 %) et de rivière (Md, %<63 μ). L'analyse séquentielle (séquences conglomérat de comblement de structure d'érosion-sable, et sable à galets mous d'argilites vertes-pélites) et l'étude des variations de la teneur en ZrO₂ et des minéraux argileux ont montré que c'est un milieu de remaniement dont la compétence du courant n'a pas affecté l'équivalent hydraulique en quartz du zircon de taille inférieure à 125 microns. Le diamètre des grains de quartz correspondant à cette compétence mesuré d'après le diagramme CM (point Q) est égal à 400 microns. Suivant ce même diagramme le dépôt de cette unité est transporté dans des gouttières d'érosion côtières. Cependant, il ne faut pas oublier les dents de poissons trouvées dans le conglomérat et dont le milieu de la faune - porteuse peut être aussi bien marin que continental.

Unité II :

A partir de niveau de l'échantillon 10 de la base de la sous-unité IIa (Fig. 50) et vers le haut et entre la base et le sommet de la sous-unité IIb, une certaine évolution du classement et de l'asymétrie est observée ; les valeurs du classement deviennent plus élevées et celles de l'asymétrie positive augmentent également. L'évolution de ce dernier paramètre est plus nette pour le dépôt de la sous-unité IIb que pour celui de la sous-unité IIa.

Les causes de ces variations ne sont pas claires car elles ne correspondent à l'évolution d'aucun paramètre granulométrique et surtout celle du premier percentile qui a des valeurs très peu variables. D'un autre côté, que le meilleur classement de dépôt de la sous-unité IIb soit lié au sable remanié de la base de la sous-unité, voilà qui est contraire à ce qui est observé pour les sables remaniés de l'unité I et de la sous-unité IIa où les valeurs du classement sont les plus élevées.

La teneur élevée (4-7 %) en particules inférieures à 63 microns est pour les échantillons prélevés dans les sables interstratifiés des pélites à structure lenticulaire.

D'après les différentes possibilités d'environnements groupées dans le tableau 13 nous pouvons considérer que les sables de cette unité se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (séquence sable-pélite : milieu dunaire exclu) leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK, C Q1MdQ3 99 %) et de rivière (Md, %<63 μ). Puisque ces mêmes paramètres caractérisent les mêmes environnements dans les deux unités, ce

milieu pourrait ressembler à celui de dépôt de l'unité I, mais il est moins turbulent que lui (matériaux transportés en suspension dégradée) et classe plus les sables. Cependant, les sables remaniés de la base de cette unité seraient transportés dans le même milieu que celui de dépôt de l'unité I.

Le conglomérat de la base du Rhétien supérieur, par son érosion du sommet des pélites sous-jacentes, est enrichi en particules fines d'où le pourcentage élevé en particules inférieures à 63 microns. Cet enrichissement a affecté sûrement les valeurs des paramètres granulométriques ce qui ne permet pas d'envisager le milieu de son dépôt.

- Conclusions :

- Le Rhétien inférieur à Serres visible en presque totalité, est formé de sables, de pélites à structures madrée et lenticulaire, et coiffé par une couche de pélites épaisse. Le lithofaciès conglomératique, est représenté par un seul conglomérat "matrice-support" de comblement de structure d'érosion.
- La formation est divisée sur le terrain en deux unités suivant que les pélites à structures madrée et lenticulaire associées aux sables sont peu (unité I) ou très fréquentes (unité II). L'unité I contient le seul niveau conglomératique. L'unité II est divisée en deux sous-unités IIa et IIb commençant chacune par des sables remaniés.
- Le Rhétien supérieur est formé d'un niveau conglomératique surmonté par des argilites vertes.
- L'ensemble des lithofaciès s'ordonnent dans la séquence virtuelle locale suivante :
Conglomérat-sables (sable grossier-sable fin, - sable fin à grains de sable moyen - sable fin) - niveau fin de pélites en lentilles obliques et parallèles à la stratification - niveau à lentilles de pélites ondulées très serrées - pélites en couche épaisse - argilites.
- Le dépôt du Rhétien inférieur enregistre une dérive positive (A) à l'intérieur de laquelle les dépôts des sous-unités IIa et IIb évoluent chacun positivement. Le dépôt de l'unité I n'enregistre aucune évolution particulière.
- Le dépôt du Rhétien supérieur forme une séquence positive.
- Les variations de la teneur en ZrO_2 , c'est à dire celles de la teneur en zircon minéral lourd, dans la fraction légère examinée (<125 - 44 microns)

sont dues principalement à la disponibilité du zircon dans le dépôt. Elles se sont accentuées dans le dépôt de remaniement par vannage d'une partie de la fraction légère inférieure à 125 microns et la concentration du zircon dans l'autre partie.

- Les minéraux argileux dans la fraction argileuse des sables, du conglomérat, et des pélites se distribuent à l'échelle de la formation en fonction de leur distribution dans leurs lithofaciès respectifs. Dans le cas d'un remaniement (unité I, base de la sous-unité IIa), sables et conglomérat s'enrichissent en illite.
- Les sables et le conglomérat de l'unité I sont à caractères granulométriques assez homogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique de remaniement qui pourrait être une gouttière d'érosion côtière, permettant aux sables et conglomérat d'avoir certains paramètres de dépôt de plage et de rivière.
- Les sables de l'unité II sont à caractères granulométriques plus homogènes que le dépôt de l'unité I. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. Ce milieu pourrait ressembler à celui de dépôt de l'unité I mais il est moins turbulent que lui et classe plus les sables.

CARRIÈRE DE SAINT-NICOLAS-DE-PORT (Fig. 52) :

Cette carrière a été mon premier contact avec les lithofaciès rhétiens de Lorraine. Notre but de travail était, au départ, de trouver une méthodologie d'étude des minéraux lourds et leur distribution à l'intérieur des sables et des conglomérats. Voulant l'atteindre, une étude détaillée des lithofaciès a été entreprise suivie par un échantillonnage dense. Cette ancienne carrière de sable montrait ⁽¹⁾ presque la moitié inférieure du Rhétien inférieur. Elle nous a permis de relever deux coupes sur les deux fronts de taille verticaux existants (pl. 11, photo 1 et 2) et de faire en plus des observations ponctuelles jusqu'au Keuper supérieur (Argilites vert-foncé ponctuées de taches blanches de sphérolites de gypse : LAUGIER, 1962).

La première coupe SR (9,50 m d'épaisseur) se situe en contre-bas de la route conduisant à la carrière tandis que la deuxième SO, de 11 m de hauteur, est à plus de cent mètres à l'Est (Fig. 52, 53). Le Rhétien inférieur à St.-Nicolas-de-Port fait 25 m d'épaisseur et le Rhétien supérieur 8 m.

Les deux coupes sont constituées des lithofaciès conglomératique, sableux, gréseux à ciment carbonaté, et argileux, mais le lithofaciès sableux en est le terme essentiel.

- Lithofaciès conglomératique : Nous l'avons rencontré très ponctuellement au fond de la carrière à quelques centimètres plus haut que les argilites du Keuper supérieur ; c'est le "conglomérat de base" du Rhétien des anciens auteurs. Il est formé de graviers de quartzites, de lydienne, de quartz, et des graviers blancs de siltite. Il contient également des dents de poissons. R. LAUGIER (1964) a signalé que ce lithofaciès a une épaisseur qui varie entre 1,05 et 0,10 m.

- Lithofaciès sableux : Il est constitué essentiellement de sables fins entre-coupés, d'une part, de plusieurs structures d'érosion comblées par une fraction granulométrique se situant entre les sables très grossiers et les sables moyens, et d'autre part, de lentilles remplies par des sables de même granulométrie.

Les sables sont souvent à stratification oblique. Ils sont verdâtres et parfois blanchâtres. Les sables fins et très fins sont parfois colorés en jaune-orange. Cette coloration prend une forme lenticulaire de 2 à 3 m de longueur.

1) : Signalons qu'actuellement la grande carrière de St.-Nicolas-de-Port, en pleine activité vers les années soixantes, sert de décharge municipale et est en grande partie comblée. Seul quelques petits pans du front de taille s'observent encore.

Le lithofaciès sableux est riche en dents de poissons surtout dans ces niveaux les plus grossiers (cf. coupe S0, unité II). D'autre part, JOLY (1908) y a signalé les fossiles suivants :

Cypricardia ? breoni Martin., Cardinia trapezium Martin.

Il contient des minéraux lourds (cf. ci-après analyse des minéraux lourds). La muscovite est surtout abondante dans les sables fins et très fins. Les sables de comblement de structure d'érosion contiennent des graviers fins et très fins de quartzites, de lydienne, et de quartz, en plus des galets mous d'argilites vertes. Ils sont en net contact avec les sables fins sous-jacents tandis qu'ils passent souvent progressivement aux sables fins sous-jacents (granoclassement).

Les sables de remplissage de lentilles diffèrent de ceux de comblement de structures d'érosion par leur granulométrie moins grossière, par l'absence des galets mous d'argilites vertes et par le passage progressif (granoclassement) aux sables fins adjacents.

- Lithofaciès argileux : C'est un lithofaciès associé aux sables fins et très fins. Il est formé d'argilites vertes qui sont en lentilles à structure madrée de quelques centimètres de longueur et moins d'un centimètre d'épaisseur, en couche de 1 à 2,5 cm d'épaisseur continue sur plusieurs mètres, ou en couche épaisse de 25 cm d'épaisseur contenant des lentilles de sables fins.

- Lithofaciès gréseux à ciment carbonaté : Ce lithofaciès a été étudié en détail dans le deuxième chapitre. Il est représenté par un banc épais (1 m) de grès roux à ciment calcitique, riche en matière ferrugineuse, dont les grains de quartz ont une taille de sable moyen (tamisage), et par un banc épais (70 cm) de grès à ciment dolomitique, jaune, se débitant en plaquettes dont les grains de quartz ont une taille de sable très fin. Les limites supérieures de ces deux bancs sont en contact directe avec des sables de comblement de structure d'érosion tandis que les limites inférieures sont en contact net avec ou bien du sable très fin (grès dolomitique) ou bien avec du sable moyen (grès calcaire). Les sables de comblement de structure d'érosion de la coupe S0 sont parfois partiellement consolidés par un ciment calcitique.

- Coupe_S0 (Fig. 52) :

Cette coupe est constituée de trois relevés ayant une orientation Nord-Ouest, Sud-Est que nous pouvons diviser en quatre unités :

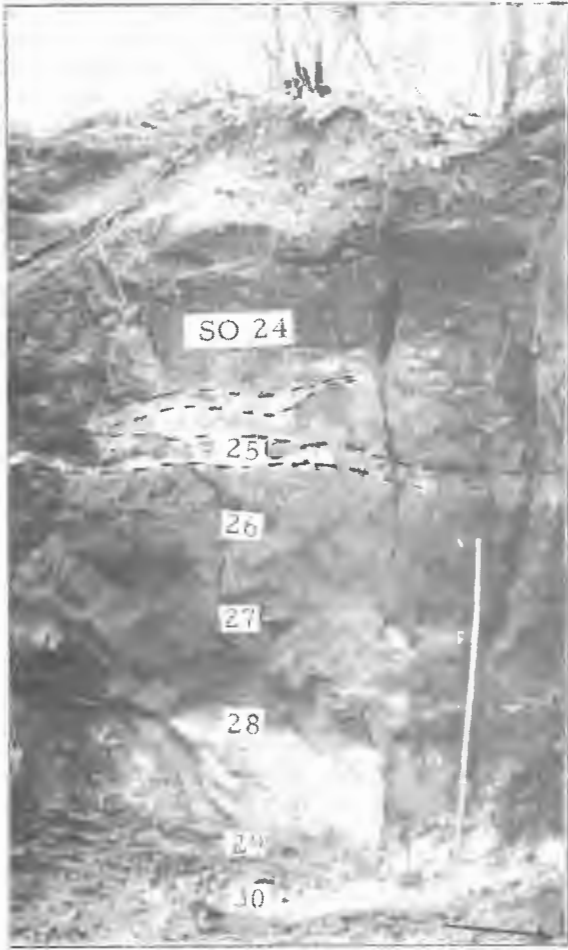
- PLANCHE 11 -

Photo 1 et 2 - Vue des fronts de taille SO (1) et SR (2) de la carrière de St.-Nicolas-de-Port.

Les numéros représentent l'emplacement des échantillons tandis que les traits pointillés matérialisent les surfaces de stratification.

Photo 3 - Vue de la carrière de Coyviller.

Photo 4 - Vue de l'affleurement de Poussesey montrant le contact des "Argiles de Levallois" avec le calcaire à Gryphées.



1



2

3



4



- Unité I :

Elle se trouve à l'extrémité N-W de la coupe et correspond au premier relevé. Elle est formée de sables très fins à la base et de grès dolomitique au sommet. Les argilites du Keuper supérieur ne doivent pas être très loin de la base des sables très fins affleurant presque au fond de la carrière (à 1 m au maximum).

- Unité II :

Cette une unité essentiellement sableuse. Elle peut être divisée en deux sous-unités IIa et IIb correspondant respectivement au deuxième et à la base du troisième relevé se trouvant à 20 et 30 m au Sud-Est du premier relevé. Cette subdivision a été introduite en raison de la présence d'une lacune de visibilité de quelques centimètres entre le deuxième et le troisième relevé.

La sous-unité IIa est caractérisée par un dépôt montrant une alternance de sables de comblement de structures d'érosion, de remplissage de lentilles et de sables fins. Les sables de la première structure d'érosion reposent directement sur le grès dolomitique du sommet de la première unité. Ils sont particulièrement riches en dents de poissons. J. HERMAN (communication personnelle, 1974) y a signalé les genres suivants :

Hypodus, Orthacodus, Acrodus, Lonchidion et Ceratodus.

Pour plus de détail sur les dents de poissons de ces sables nous renvoyons le lecteur au chapitre 2, paragraphe "bone-bed".

La sous-unité IIb est caractérisée par la présence de sables de remplissage de lentilles et des sables fins. Elle est divisée en deux par une couche d'argilites vertes de 2,5 cm d'épaisseur continue sur plusieurs mètres. Elle se termine par un niveau de sables fins contenant des lentilles d'argilites vertes.

- Unité III :

Elle est constituée de sables fins montrant plusieurs niveaux à lentilles d'argilites vertes. Elle se termine par une couche d'argilites vertes de 25 cm d'épaisseur.

- Unité IV :

Cette unité qui forme le sommet de cette coupe, montre un niveau de sables de comblement de structure d'érosion surmonté par des sables fins.

- Coupe SR (Fig. 53) :

Cette coupe peut être divisée sur le terrain en quatre unités de sédimentation. Ces unités ne correspondent pas à celles de la coupe S0.

- Unité I :

Cette unité montre plusieurs lacunes de visibilité. Elle commence par le conglomérat de base de Rhétien et se termine par le banc de grès calcaire. Elle montre ponctuellement un niveau de sables fins à stratification oblique.

- Unité II :

Le dépôt de cette unité est caractérisé par une alternance de sables de comblement de structure d'érosion et de sables fins, par une stratification oblique, et par la présence dans les sables fins des formes rondes remplies par des sables très fins, jaune-orange, entourés par une croûte de sables durcis par des oxydes de fer (pl. 11, photo 2). Les sables dans la première structure d'érosion érodent partiellement le sommet du grès calcaire sous-jacent. Cette unité se termine par une couche d'argilites vertes de 2,5 cm d'épaisseur.

- Unité III :

Elle est formée de strates de sables fins et très fins riches en muscovite séparées par des couches d'argilites vertes de 1 cm d'épaisseur. Les sables très fins du sommet de cette unité sont associés à de nombreuses lentilles d'argilites vertes.

- Unité IV :

Elle est formée à la base de sables fins associés à des lentilles de sables moyens et au sommet de sables moyens associés à des lentilles de sables grossiers dont leurs limites inférieure et supérieure sont en contact net avec les sables adjacents.

- Analyse séquentielle (Fig. 52, 53) :

- Les diastèmes :

DIASTEME ONDULE :

Il se rencontre entre les sables de comblement de structure d'érosion et les lithofaciès sous-jacents (sables fins, argilites, grès dolomitique et calcaire).

DIASTÈME PLAN :

Il s'observe entre les sables fins et les argilites vertes sous-jacentes.

Les lentilles de sables à granulométrie plus grossière observées dans les sables fins des deux coupes sont considérées comme des récurrences grossières dans un lithofaciès plus fin. De ce fait, leur limite inférieure correspond à un diastème mineur.

- Les séquences :

Les trois types de séquences suivants sont observés sur les deux coupes :

1 - SEQUENCES SABLES DE COMPLEMENT DE STRUCTURE D'EROSION-SABLES FINS-ARGILITES
OU SABLES DE COMPLEMENT DE STRUCTURE D'EROSION-SABLES FINS :

Ce sont principalement les séquences des unités II des deux coupes. Les sables de comblement de structure d'érosion ont une granulométrie variable. Ils sont plus grossiers sur la coupe S0 (sable très grossier-sable moyen, sable très grossier à grains de sable fin) que sur la coupe SR (sable grossier-sable fin, sable moyen à grains de sable fin). Les sables fins de la coupe S0 contiennent des récurrences de sables plus grossiers (sable grossier-sable fin, sable moyen à grains de sable fin) tandis qu'ils sont sains sur la coupe SR. Le terme argileux sur les deux coupes est une couche de 2,5 cm d'épaisseur.

Les séquences de la coupe SR sont de faible épaisseur par rapport à celles de la coupe S0.

Des séquences de même type rencontrées dans l'unité IV de la coupe S0 et au sommet de l'unité IV de la coupe SR. Dans cette dernière coupe le sommet de séquence est formé de sable moyen ou de sable moyen à grains de sable grossier.

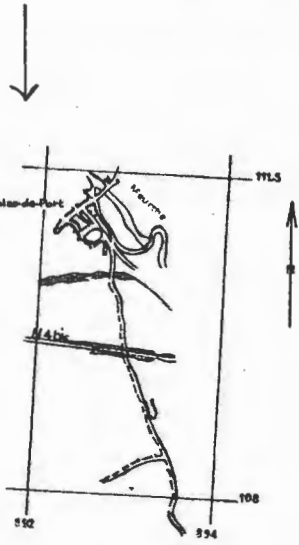
2 - SEQUENCES SABLES FINS OU SABLES TRES FINS - ARGILITES :

La base de séquence est formée de sable fin ou de sable fin à grains de sable très fin sur la coupe S0 tandis qu'elle est formée de sable très fin à grains de sable fin ou de sable fin à grains de sable très fin sur la coupe SR. Le terme argileux peut-être représenté par des lentilles d'argilites (coupe S0, sommet de l'unité III de la coupe SR), une couche de 1 cm d'épaisseur (coupe SR) ou bien une couche de 25 cm d'épaisseur (sommet de l'unité III, coupe S0).

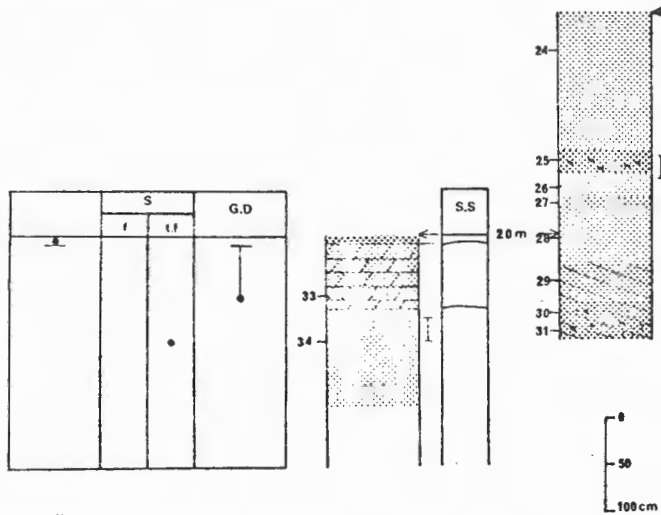
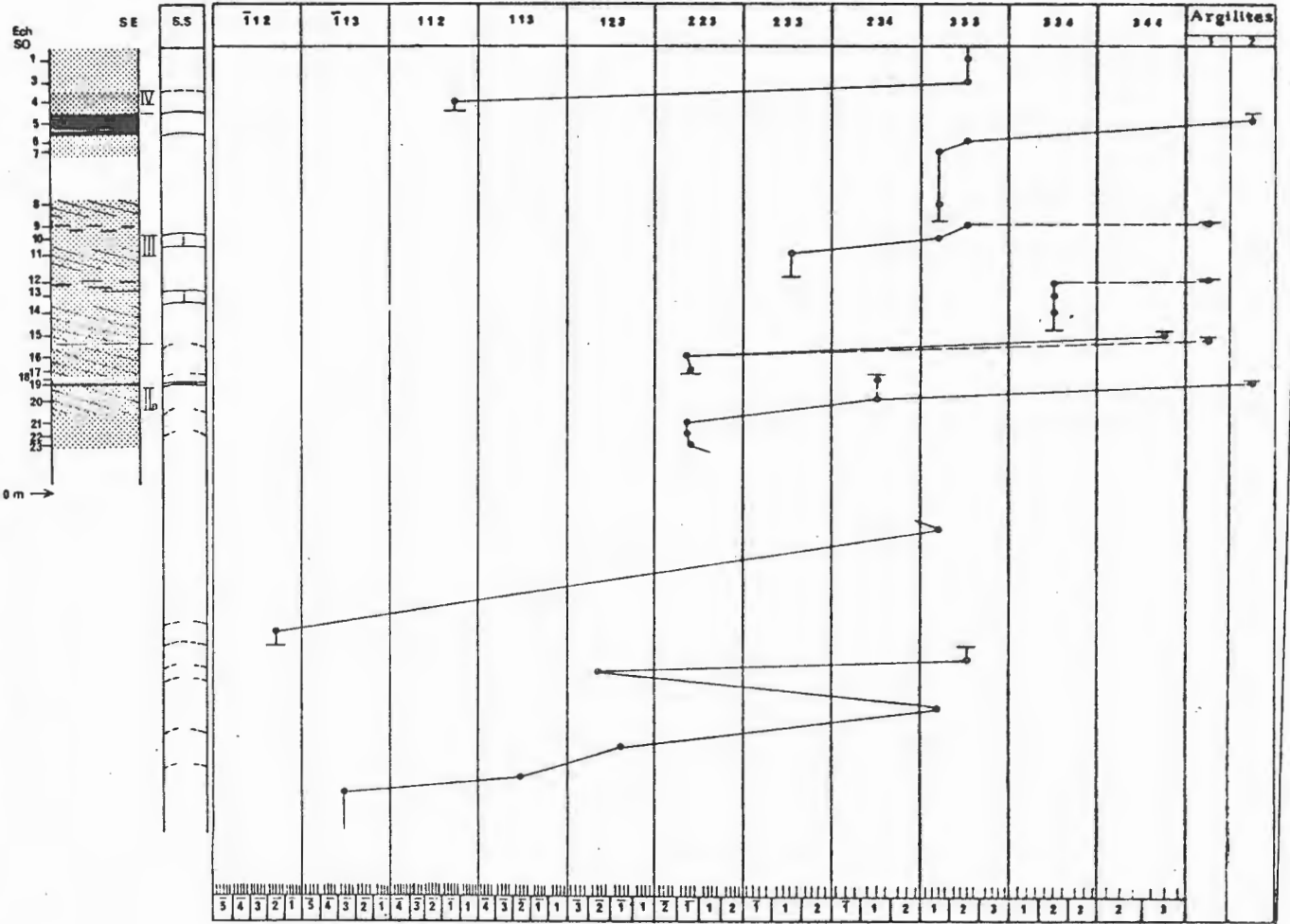
3 - SEQUENCES SABLES - GRES DOLOMITIQUE OU SABLES-GRES CALCAIRE :

Le terme sableux dans la première séquence est formé de sable très fin et de sable moyen dans la deuxième. Le terme grès calcaire est à l'origine

Situation de la carrière de St.-Nicolas-de-Port
(feuille, Nancy, au 1/50.000).



NW



A

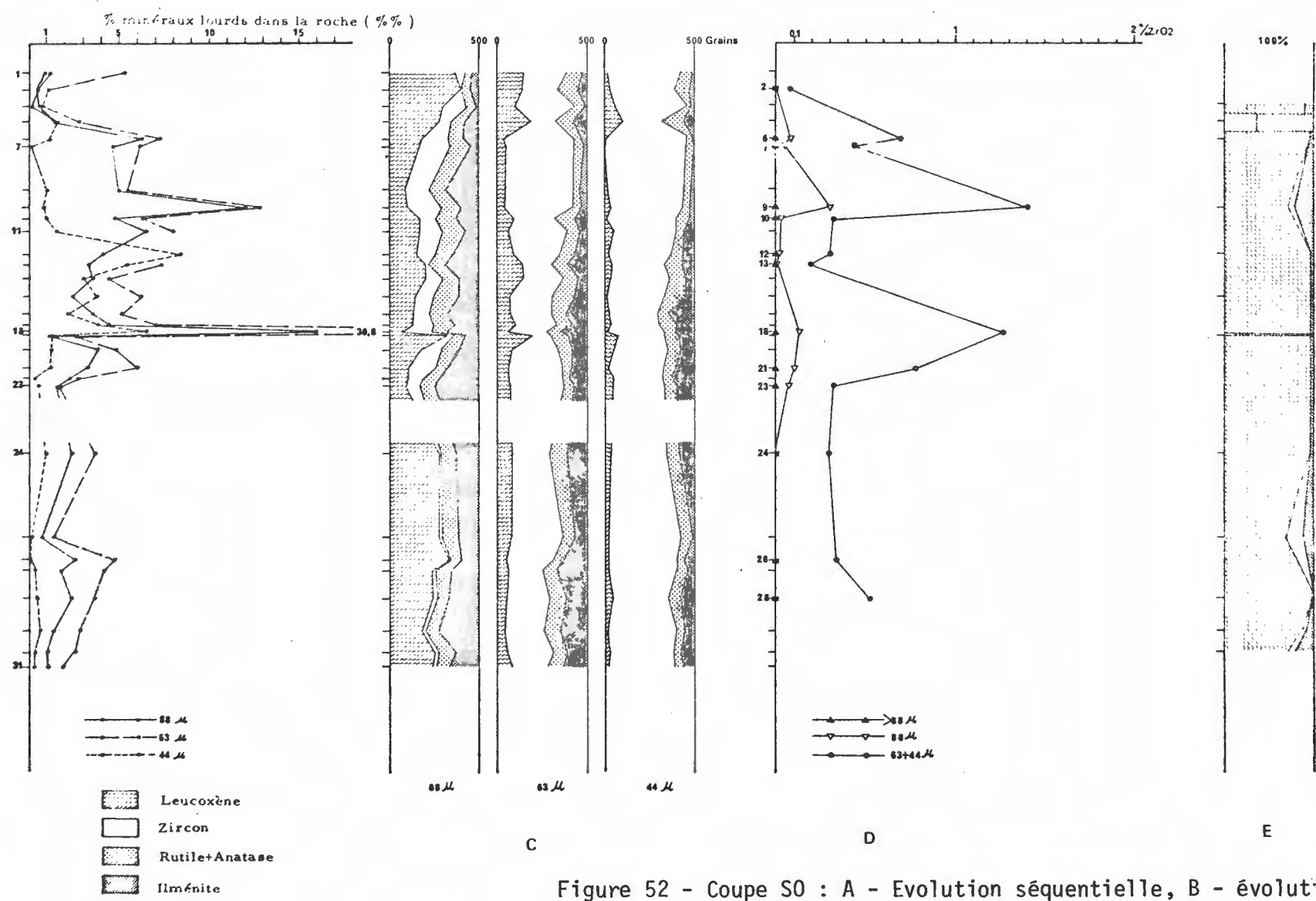
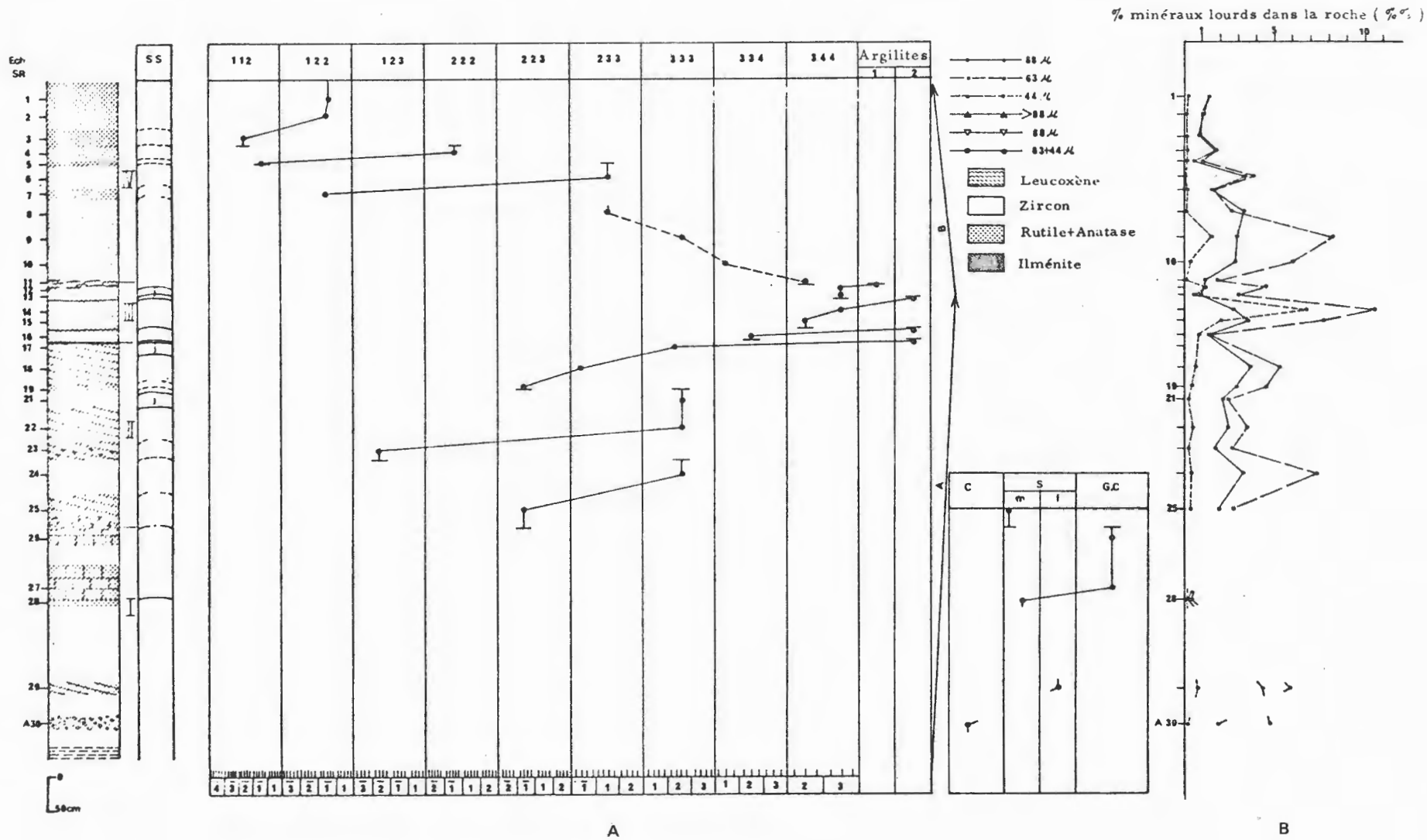
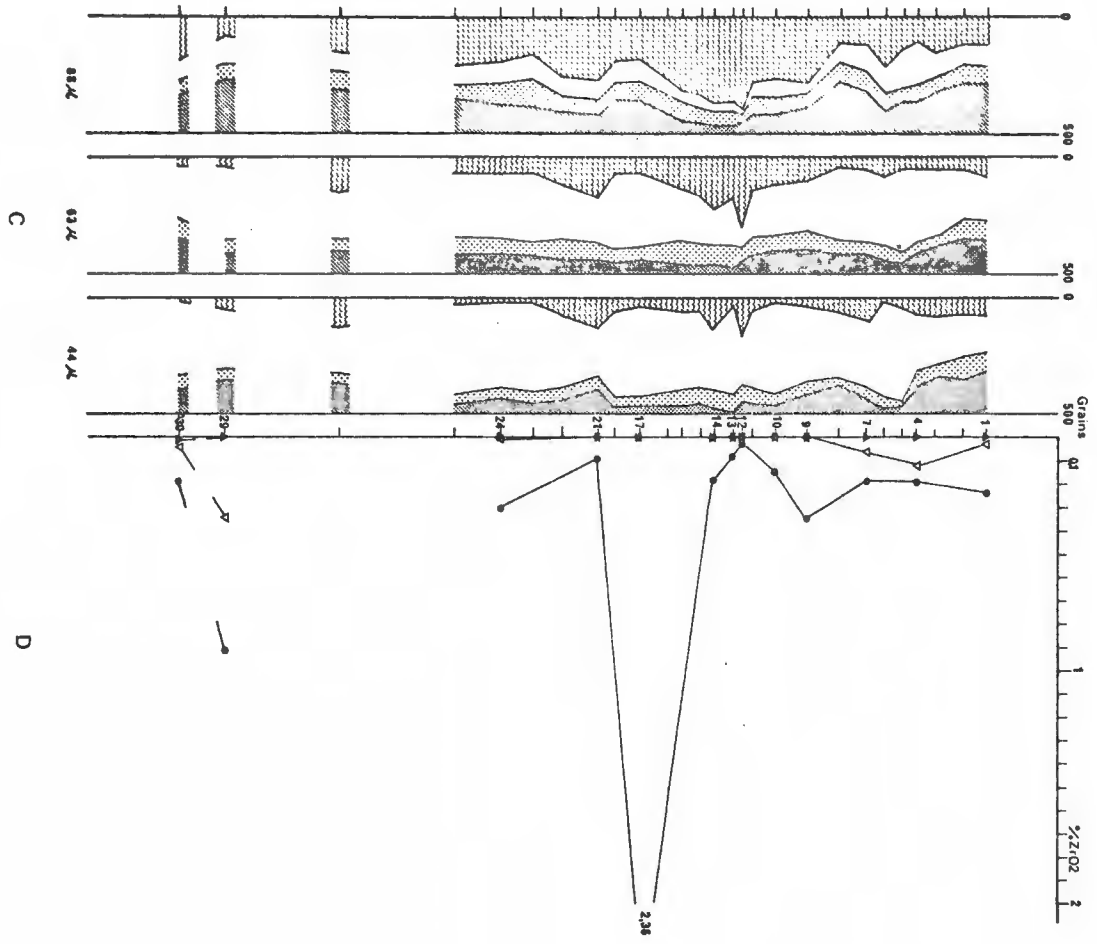


Figure 52 - Coupe S0 : A - Evolution séquentielle, B - évolution de la teneur en minéraux lourds dans la roche, C - répartition des minéraux lourds à l'échelle de la formation, E - évolution des minéraux argileux, D - evolution de la teneur en ZrO₂.

B





C

D

dolomitique (cf. ch. 2, lithofaciès secondaires) et les grains de quartz ont une taille de sable moyen tandis qu'ils ont une taille de sable très fin dans le grès dolomitique.

- *Séquence virtuelle locale :*

Nous envisageons dans cette séquence, en plus les lithofaciès entrant dans la construction des précédentes séquences, le conglomérat de base de Rhétien qui n'a pas été considéré en raison des lacunes de visibilité de part et d'autre de ce lithofaciès. *Cette séquence est la suivante :*

Conglomérat-sables de comblement de structure d'érosion (sable très grossier-sable moyen, - sable très grossier à grains de sable fin, - sable grossier à grains de sable moyen, - sable grossier-sable fin, - sable moyen à grains de sable fin) - sables moyens - sables fins - sables très fins - grès dolomitique - argilites en lentilles - argilites en couche continue de différentes épaisseurs.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 52, 53) :

Compte tenu du nombre restreint d'observations dans les unités I des deux coupes, ces dérives seront envisagées à partir des unités II seulement.

Coupe SO :

Entre la base de l'unité II et le sommet de l'unité III le passage des séquences de type 1 à des séquences de type 2 enregistre une dérive positive A. L'unité IV est formée d'une seule séquence de type 1.

COUPE SR :

Comme pour la coupe SO et pour les mêmes raisons le passage entre la base de l'unité II et le sommet de l'unité III enregistre une dérive positive A. L'unité IV enregistre une dérive négative B car d'une part, les sables fins de la base deviennent de granulométrie plus grossière sans qu'aucun diastème soit observé ce qui peut être interprété par un mimétisme à la base de chaque séquence, et d'autre part, le sommet de l'unité est occupé par des séquences de type I.

- Analyse des minéraux lourds :

Les minéraux lourds trouvés dans les sables de cette carrière ont été décrits au deuxième chapitre. Ce sont essentiellement la tourmaline, le

zircon, le rutile, l'anatase, l'ilménite, et le leucoxène.

Il s'agit dans ce paragraphe d'étudier l'évolution de leur teneur dans la roche et leur répartition à l'échelle de la formation. Etant donné que leur séparation a été faite par deux liqueurs denses (CHBr_3 , CH_2I_2) (cf. ch. 1, analyse des minéraux lourds) et sur des fractions séparées (88μ , 63μ , 44μ), cette étude se rapporte surtout les minéraux de densité supérieure à 3,3. La tourmaline dont la densité est comprise entre 3 et 3,25 n'a pas été prise en compte parce qu'elle est isolée des autres espèces et se trouve mélangée aux dents de poissons dont nous pouvons difficilement la séparer.

- Evolution de la teneur en minéraux lourds de densité supérieure à 3,3 dans la roche à l'échelle de la formation (Fig. 52, 53) :

La teneur en minéraux lourds dans la roche est calculée en multipliant leur pourcentage dans la fraction légère (quartz) examinée (88μ , 63μ , 44μ) par le pourcentage de cette fraction dans la roche globale. Cette teneur est la plus élevée dans la fraction de 63 microns et la plus faible dans celle de 44 microns.

Un simple regard sur les figures 52 et 53 nous montre que la teneur en minéraux lourds varie à l'échelle de la formation de la même façon entre les trois fractions examinées. Ce parallélisme des variations est parfaitement observé pour les fractions 63 et 44 microns, il est en revanche dérangé dans certaines parties des deux coupes pour celle de 88 microns. La comparaison entre les variations de la teneur en minéraux lourds dans la roche et la granulométrie des sables et la séquence révèle que :

- les teneurs les plus élevées concernent les sables les plus fins et les plus faibles les sables les plus grossiers. Cela veut dire que, systématiquement, les sables de sommet de séquence (type 1 et 2) possèdent une teneur plus élevée que ceux de base de séquence. Dans les séquences de type 2, une augmentation de teneur est observée même quand les sables restent à granulométrie constante (Fig. 52, sommet de la dérive positive A).

- les sables de même granulométrie ne possèdent pas obligatoirement la même teneur en minéraux lourds. Cette teneur est plus élevée dans les sables des séquences de type 2 que dans les sables des séquences de type 1. Cela est particulièrement net pour le dépôt de la coupe S0.

- le sable moyen - sable fin de la coupe S0 montre le pourcentage le plus élevé (30,8 %).

D'après ces observations la dérive séquentielle positive correspond, en général, à une augmentation de bas en haut, de la teneur en minéraux lourds dans la roche tandis que la dérive séquentielle négative montre l'évolution inverse.

- Répartition des minéraux lourds de densité supérieure à 3,3 à

l'échelle de la formation (Fig. 52, 53) :

Le taux de comptage relatif à 500 grains de minéraux lourds, qui correspond au pourcentage en nombre de grains, calculé pour chaque minéral dans chaque fraction examinée est représenté ici à l'échelle de la formation. Sa répartition dans les trois fractions (88 μ , 63 μ , 44 μ) des deux coupes permet de dégager les observations suivantes :

- le pourcentage en nombre de grains de tous les minéraux varie de la même façon dans les trois fractions étudiées.

- ce pourcentage est presque constant pour le rutile et l'anatase dans les trois fractions étudiées.

- la fraction lourde 88 microns est particulièrement riche en minéraux opaques (leucoxène, ilménite). Le pourcentage en nombre de grains de ces deux minéraux devient faible dans la fraction 63 microns et très faible dans celle de 44 microns. Cette diminution est beaucoup plus marquée pour le leucoxène, plus abondant dans la fraction 88 microns, que pour l'ilménite. Parallèlement à cette diminution, le pourcentage en nombre de grains de zircon augmente considérablement et devient dominant dans les fractions 63 et 44 microns.

- les variations du pourcentage en nombre de grains de minéraux lourds dans les trois fractions sont indépendantes de la granulométrie des sables et de la séquence. Cependant, à l'échelle des dérives des séquences, ce pourcentage évolue inversement pour chacun de leucoxène et d'ilménite de 88 μ . Cela se remarque bien sur la coupe SR où la dérive positive A est accompagnée par une augmentation de la teneur du leucoxène et la diminution de celle de l'ilménite. La dérive négative B s'accompagne des variations inverses. D'autre part, la dérive positive A de la coupe S0 est liée à une augmentation du pourcentage en nombre de grains de zircon de 88 microns ; en trace dans la sous-unité IIa, et une diminution de celui du leucoxène de même taille ; abondant

dans la sous-unité IIa. Au sommet de la coupe, la teneur de ce dernier minéral augmente considérablement dans la fraction lourde 88 microns au détriment des trois autres minéraux.

- Interprétation des résultats de l'analyse des minéraux lourds :

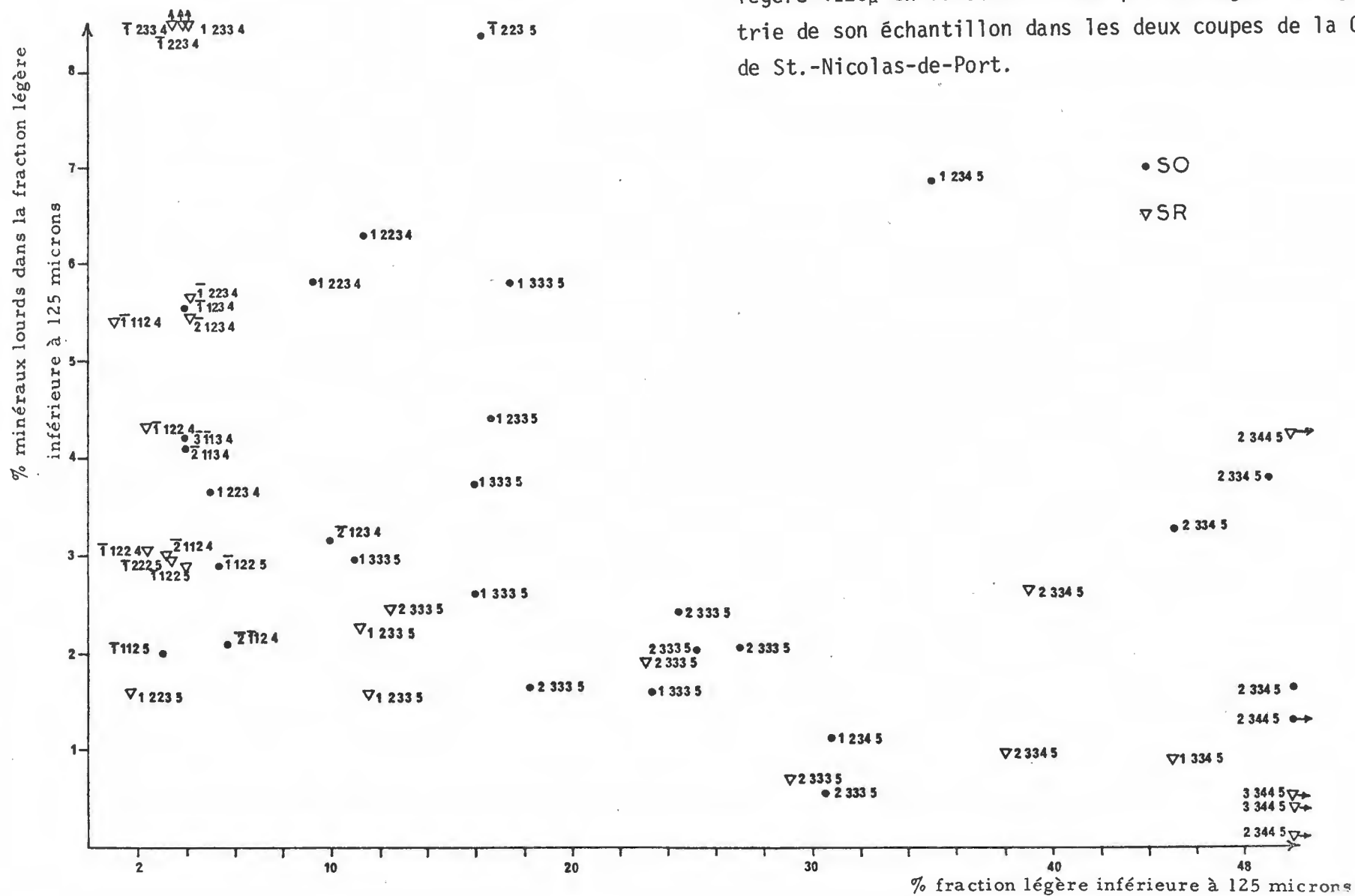
Le parallélisme des variations de la teneur en minéraux lourds dans la roche entre les trois fractions étudiées et de leur pourcentage en nombre de grains suppose la présence d'un seul cortège minéralogique dans lequel le rapport entre les différents minéraux est constant.

Les variations de la teneur en minéraux lourds dans la roche aussi bien à l'échelle de la séquence qu'à l'échelle de la dérive sont dues principalement à leur disponibilité dans le dépôt. Comme le montre la figure 54 la teneur en minéraux lourds dans la fraction examinée varie indépendamment de la teneur en fraction légère, même dans un sable de granulométrie constante et notamment dans celui de l'équivalent hydraulique ⁽¹⁾. D'autre part, les variations de l'équivalent hydraulique doivent être un facteur important pour les variations de la teneur en minéraux lourds à l'échelle de la séquence de type 1. ⁽²⁾.

(1) Suivant le principe de la dissociation de phase (RITTENHOUSE, 1943) les minéraux de densité entre 4,4 et 4,8 (zircon, ilménite, rutile) de taille comprise entre moins de 125 et 44 microns ont le même comportement hydrodynamique qu'une fraction légère ($d < 2,9$) (quartz) dont la médiane correspond à une taille de sable fin ou très fin (< 250-75 microns). Cela veut dire que ces minéraux sont transportés en même temps que la fraction légère d'équivalent hydraulique et déposés en même temps qu'elle. De ce fait, dans le cas où les variations de la teneur en minéraux lourds sont essentiellement dues aux variations de l'équivalent hydraulique, nous devons avoir pour un sable de même granulométrie et de même teneur en fraction légère inférieure à 125 microns, la même teneur en minéraux lourds ce qui ne semble pas être le cas.

(2) Le vannage d'une partie de la fraction légère examinée dans le dépôt de remaniement peut être une cause supplémentaire d'accentuation des variations de la teneur en minéraux lourds. Le jeu de ce facteur ne peut pas être mis en évidence dans les sables de granulométrie différente car il sera toujours masqué par les variations de l'équivalent hydraulique. D'autre part, étant donné que les tailles des minéraux examinés sont très voisines nous ne pensons pas que la forme des grains de minéraux lourds puisse jouer un rôle influant dans ces variations.

Figure 54 - Variations de la teneur en minéraux lourds dans la fraction légère <125 μ en fonction de son pourcentage et la granulométrie de son échantillon dans les deux coupes de la Carrière de St.-Nicolas-de-Port.



Le leucoxène est considéré comme un minéral d'altération de l'ilménite. Par conséquent, son abondance en nombre de grains au détriment de l'ilménite est tout à fait normal (coupe SR, Fig. 53, fraction à 88 microns), mais le fait que cette altération affecte plus l'ilménite trouvée dans le sable fin que celle trouvée dans le sable grossier est incompréhensible que nous admettions que cette altération soit diagénétique ou non.

Le fait que la fraction lourde de 88 microns soit essentiellement composée de minéraux opaques et celles de 63 et de 44 microns essentiellement représentées par du zircon, signifie que ces minéraux avaient déjà cette taille au cours de la sédimentation.

- Méthode de substitution à l'analyse des minéraux lourds : dosage de la teneur en ZrO_2 (Fig. 52, 53) :

La présence d'un seul cortège minéralogique (ubiquiste) dans lequel le rapport entre les différents minéraux est constant, la forte proportion du zircon dans les fractions 63 et 44 microns, auxquelles s'ajoute la longueur des opérations de séparation et de comptage des minéraux lourds sont les raisons essentielles qui nous ont conduit à procéder au dosage de la teneur en ZrO_2 par la fluorescence X (cf. premier chapitre).

Nous avons voulu voir dans quelle mesure cette méthode peut se substituer à celle de séparation des minéraux lourds et comment, dans le cas échéant, cette substitution peut se faire. Nous avons donc choisi pour la tester quelques échantillons représentant toutes les variations de teneur en minéraux lourds obtenus pour les dépôts de deux coupes. Les résultats sont portés à l'échelle de la formation sur les figures 52 et 53. Ces résultats montrent que :

- la teneur en ZrO_2 est nulle dans les fractions supérieures à 88 microns ce qui est normal car le zircon est absent dans des telles fractions. D'autre part, des teneurs nulles sont obtenues dans la fraction 88 microns même quand le pourcentage en nombre de grains possède une certaine valeur (coupes S0 et SR). Cela ne peut pas être expliqué seulement par les possibilités de la méthode car du zircon du même pourcentage en nombre de grains est décelé. Cependant, il ne semble pas non plus que les teneurs nulles correspondent obligatoirement à l'absence des grains de zircon.

- la fraction entre 63 et 44 microns contient la teneur la plus élevée en ZrO_2 ce qui est tout à fait normal, ces deux fractions étant les plus riches en zircon minéral lourd.

- les variations de la teneur en ZrO_2 dans les fractions 88, 63 et 44 microns sont parallèles. Ces variations sont rarement conformes à celles du pourcentage en nombre de grains de zircon. En revanche, elles se corrèlent parfaitement avec les variations de la teneur en minéraux lourds dans la roche. Etant donné que le zircon se présente dans la fraction lourde dans le même rapport quelle que soit sa taille, cette relation signifie que les variations de la teneur en ZrO_2 correspondent à celles de la teneur en poids du zircon dans la roche.

En conclusion, la teneur en ZrO_2 dosée par fluorescence X représente, à partir de la quantité qui peut être décelée par cette méthode (?), la teneur en poids du zircon minéral lourd dans la roche, et peut se substituer à celles des minéraux lourds dans la roche.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 52) :

Cette étude a été faite seulement sur le dépôt de la coupe SO entre la base de la sous-unité IIa et le sommet de l'affleurement. Elle montre que la fraction argileuse des sables, quel que soient leur granulométrie et leur niveau dans la formation, contient surtout de la kaolinite ; l'illite est en traces. En revanche, les argilites vertes contiennent essentiellement de l'illite en plus de minéraux interstratifiés. D'autre part, la fraction argileuse des sables à galets mous d'argilites vertes de comblement de structure d'érosion de la sous-unité IIa, et des sables prélevés dans un niveau à fréquentes lentilles d'argilites montre des minéraux interstratifiés et une teneur relativement plus élevée d'illite. Cela est dû certainement à la contamination de la fraction argileuse des sables par les argilites vertes. Cette contamination est due dans le premier cas à l'érosion des argilites vertes rhétiennes, tandis qu'elle est due, dans le deuxième cas, ou bien à l'échantillonnage, bien que toutes les précautions aient été prises, ou encore à une érosion des argilites bien que des signes d'érosion ne soient pas présents.

La fraction argileuse du conglomérat de base du Rhétien contient 80 % de kaolinite et 20 % d'illite et de minéraux interstratifiés.

En conclusion, la distribution des minéraux argileux à l'échelle de la formation est tout à fait identique à leur distribution dans la fraction argileuse des différents lithofaciès. Dans le cas d'un remaniement, la fraction argileuse des sables s'enrichit en illite et en minéraux interstratifiés.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Nous reconnaissons sur les différents graphiques (Fig. 55, 56, 57, 58, 59) représentant les données granulométriques des sables des deux coupes les quatre ensembles suivants :

ensemble 1 : unités II, IV (coupe S0), II, IV (coupe SR)

ensemble 2 : unité III (coupe S0)

ensemble 3 : unités I (coupe S0), III (coupe SR)

ensemble 4 : unité I (coupe SR)

COURBES DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 56) :

Sur un papier de probabilité arithmétique, les distributions granulométriques montrent les types de différenciation R+S, S pour les sables de l'ensemble 1, S pour les sables des ensembles 2, 3, 4, et S+T pour quelques échantillons des ensembles 2,3. Le conglomérat de base de Rhétien a un type de différenciation R+S.

Les courbes cumulatives du conglomérat de base de Rhétien, et des sables de tous les ensembles ont la même allure à partir de 177 microns. Cela nous a permis de calculer à partir du conglomérat la courbe A (Fig. 56) après élimination de toutes les particules supérieures à 177 microns. C'est une courbe de type S concordant avec celles des sables des ensembles 2, 3 et 4. Une bimodalité entre 0,250 et 1 mm est observée dans les distributions les plus grossières de l'ensemble 1.

SPECTRE CM (Fig. 57) :

La distribution CM des sables de tous les ensembles est un diagramme d'un courant tractif peu différencié. Cependant, le point R peut être situé aux environs de 0,350 mm. Une caractéristique de ce diagramme est sa forme évasée du côté des valeurs grossières de C.

A l'intérieur de ce diagramme, la distribution CM des sables de quelques unités dessine des spectres d'un courant tractif différencié (segments PQ, QR : unité III, coupe S0) ou ayant la forme du diagramme général (unité II : coupes S0, SR). D'autres dessinent une aire ovale presque parallèle à l'axe C du côté des valeurs basses de la médiane (unité III : coupe S0).

PARAMETRES C, %<63 μ , Md, σ , SK, K, SO_S , SK_S (Annexe, tableau 5) :

Les sables des quatre ensembles sont caractérisés par les paramètres statistiques groupés dans le tableau 14.

| Paramètres | Ensembles | | | |
|--------------------------------|---------------|---------------|-------------|---------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Classement (σ) | 1,45 — 0,42 | 0,74 — 0,48 | 0,55 — 0,36 | 0,49 — 38 |
| Asymétrie (SK) | -0,39 et 0,36 | -0,07 et 0,23 | 0,02 — 0,3 | -0,06 et 0,03 |
| Acuité (K) | 0,68 — 1,4 | 0,86 — 1,43 | 0,93 — 1,26 | 1,27 — 1,53 |
| Médiane ($Md\phi$) | 0,97 — 2,91 | 2,38 — 3,23 | 2,86 — 3,31 | 1,81 — 2,1 |
| Classement simple (SO_s) | 2,23 — 0,72 | 1,42 — 0,8 | 1,07 — 0,72 | 0,85 — 0,75 |
| Asymétrie simple (SK_s) | -1,45 et 0,55 | -0,25 et 0,45 | 0,05 — 0,65 | -0,3 et 0,1 |
| Premier percentile ($C\phi$) | -2,15 et 1,8 | 0,18 — 2,1 | 1,5 — 2,25 | 0,2 — 0,65 |
| Pourcentage <63 microns | 0,28 — 5,1 | 2 — 6,90 | 2,9 — 10 | 0,38 — 0,49 |

TABLEAU 14 - Paramètres granulométriques des ensembles de la carrière de St.-Nicolas-de-Port

Nous constatons d'après ces données granulométriques que les sables de l'ensemble 1 sont très hétérogènes et ceux de l'ensemble 3 (unité I : coupe SO , unité III : coupe SR) les plus homogènes. Les données des sables de l'ensemble 4 (unité I : coupe SR) diffèrent de celles des sables de l'ensemble 3 par leurs valeurs basses de la médiane, du premier percentile, et du pourcentage inférieur à 63 microns.

Sur les différents diagrammes utilisant deux paramètres statistiques les données des sables de l'ensemble 1 (unités II, IV : coupe SO , unités II, IV : coupe SR) sont divisées pour chaque unité en deux sous-ensembles séparés par

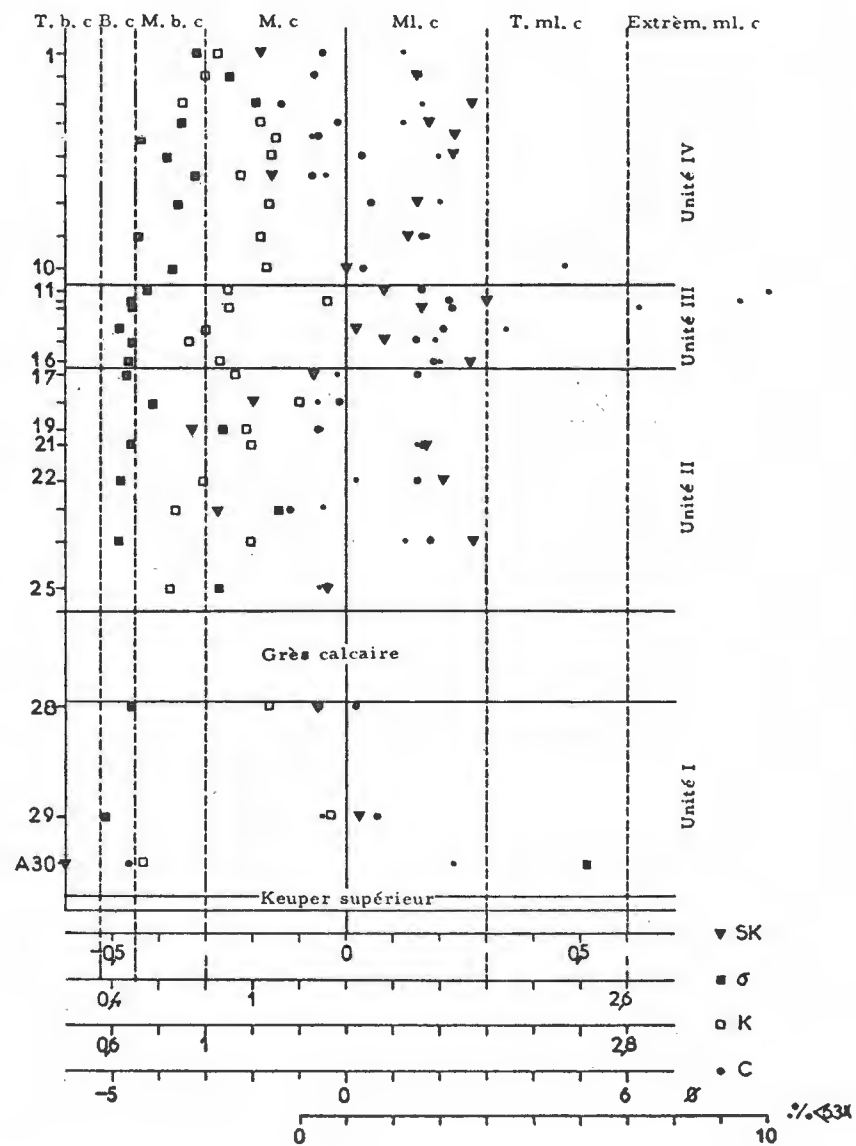
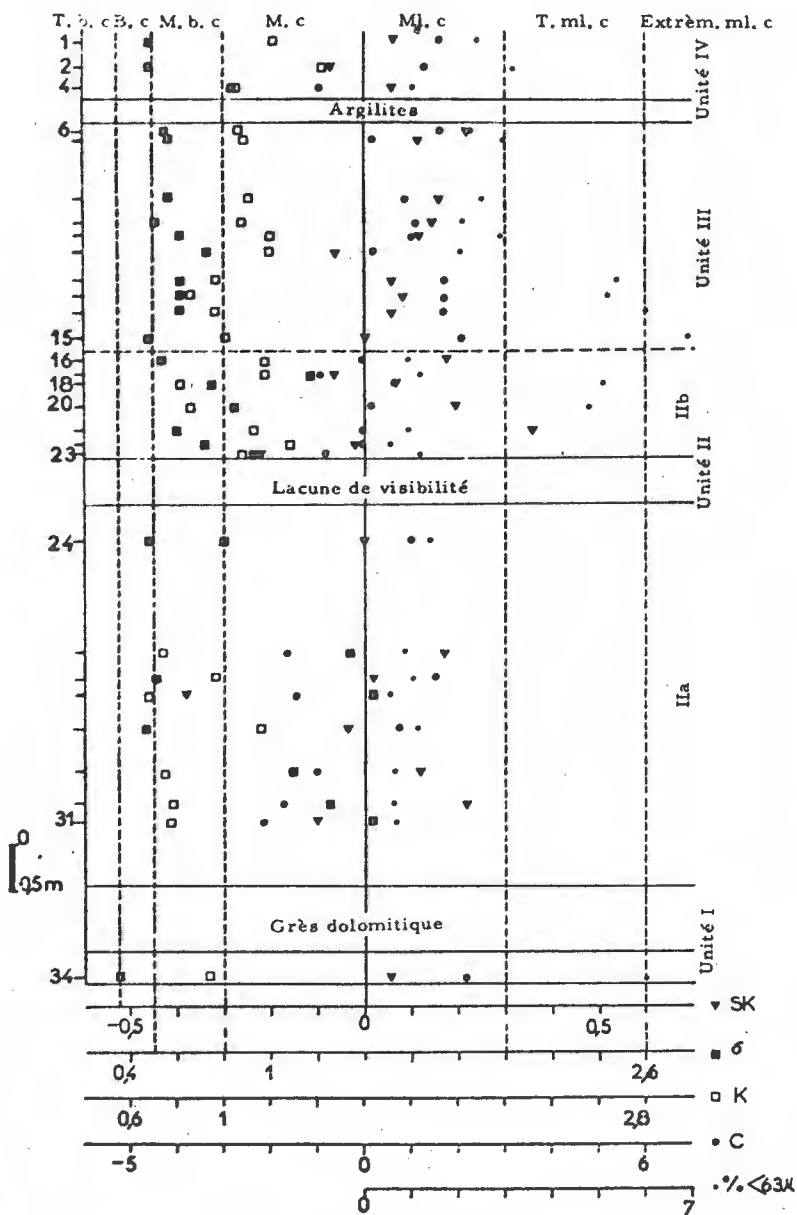


Figure 55 - Distribution des différents paramètres granulométriques en fonction de la localisation stratigraphique de leurs échantillons.

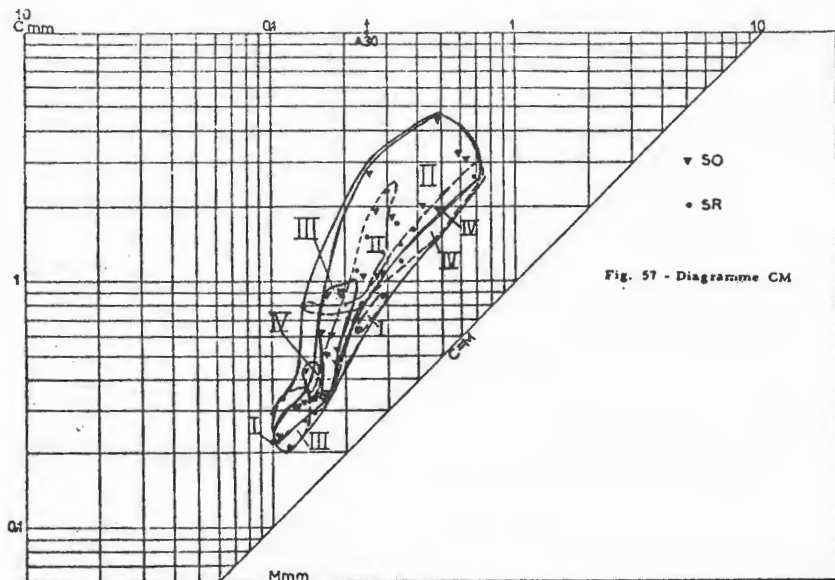
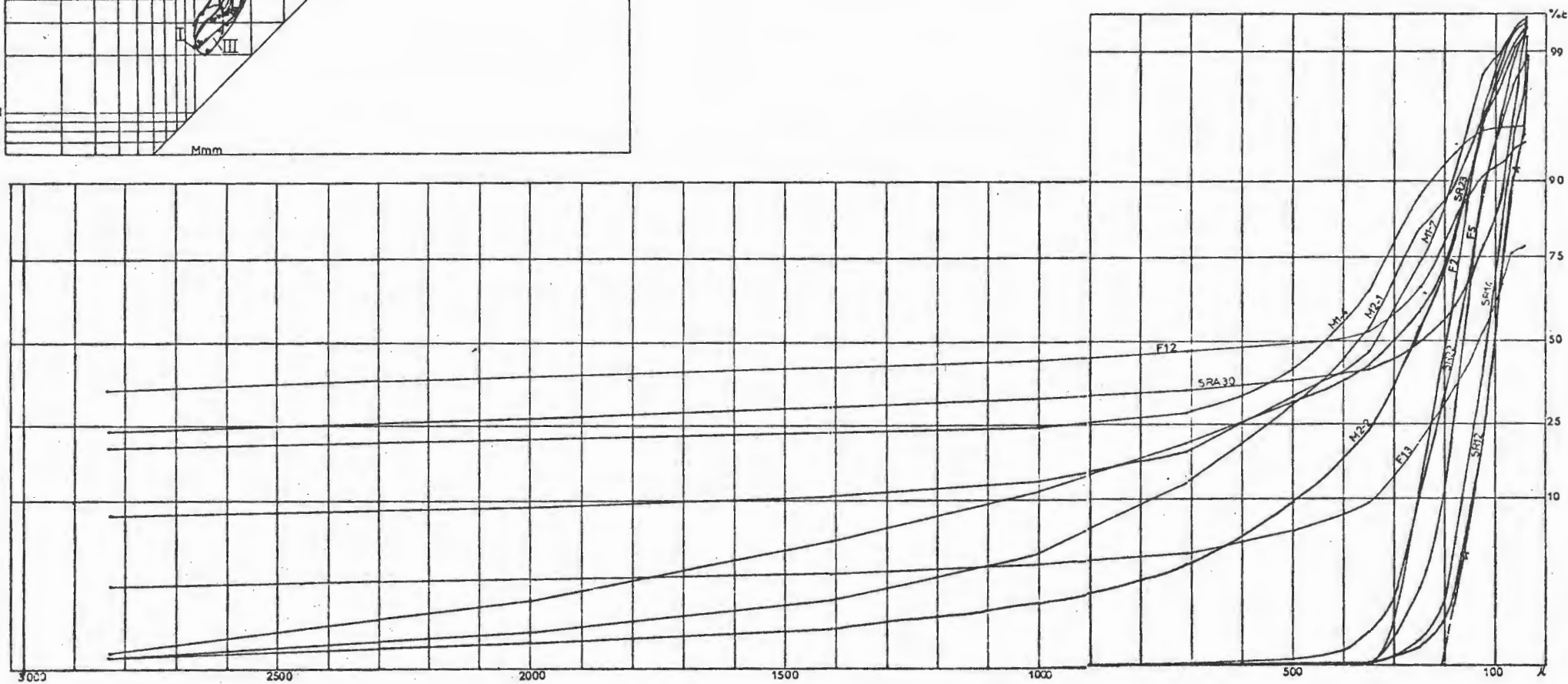


Figure 56 - Courbes cumulatives de quelques distributions granulométriques du Rhétien inférieur de la carrière de St.-Nicolas-de-Port, et des affleurements de Moriviller (M1 et M2) et de Flavigny (F).



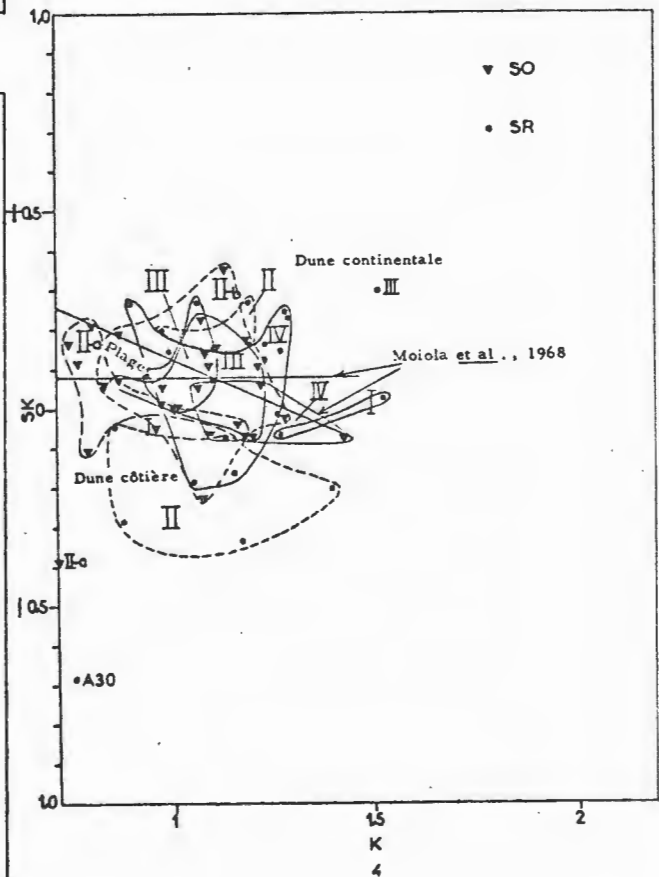
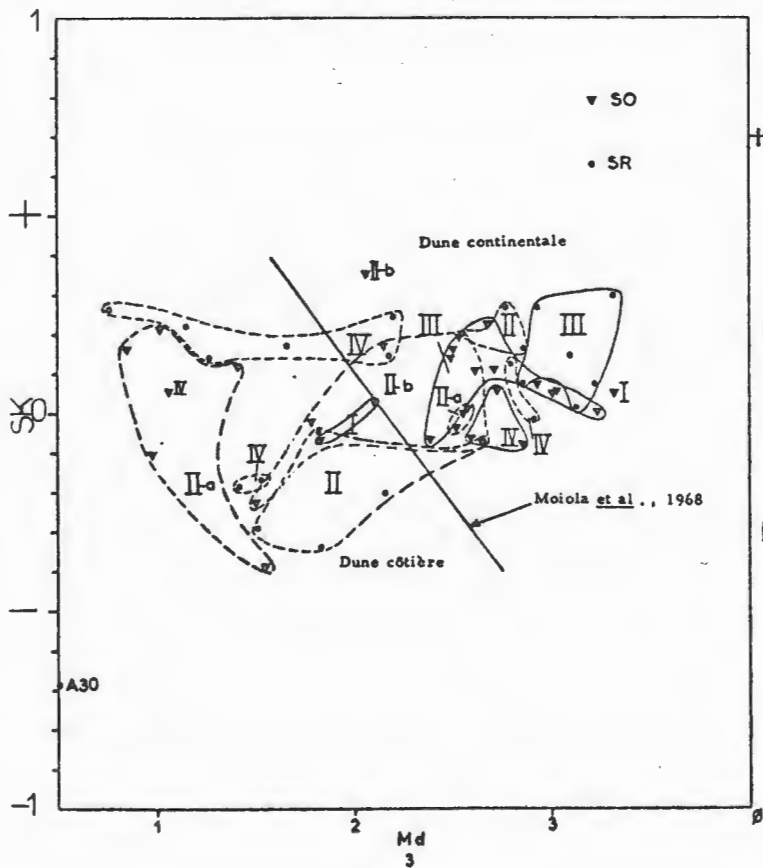
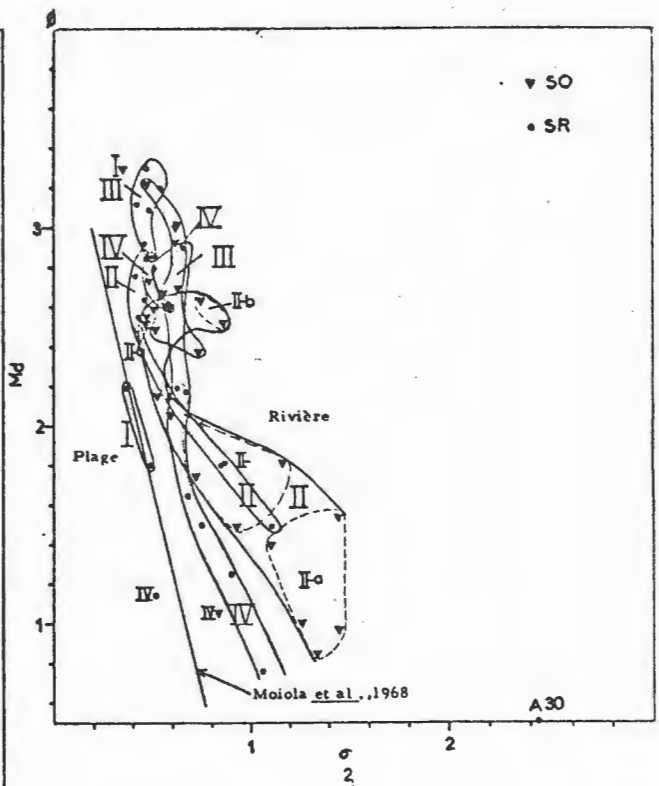
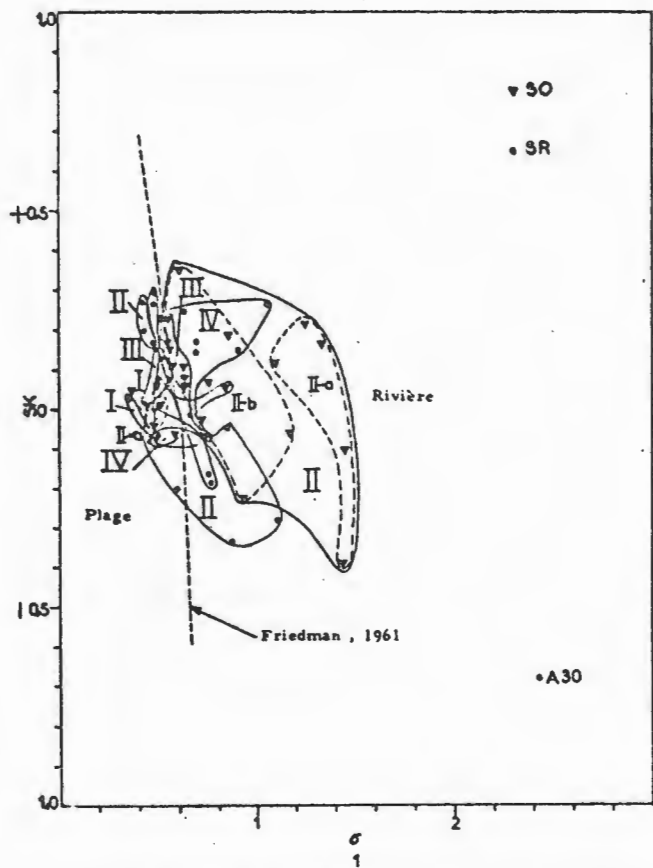


Figure 58 - Diagrammes SK- (1), Md- (2), SK-Md (3) et SK-K (4).

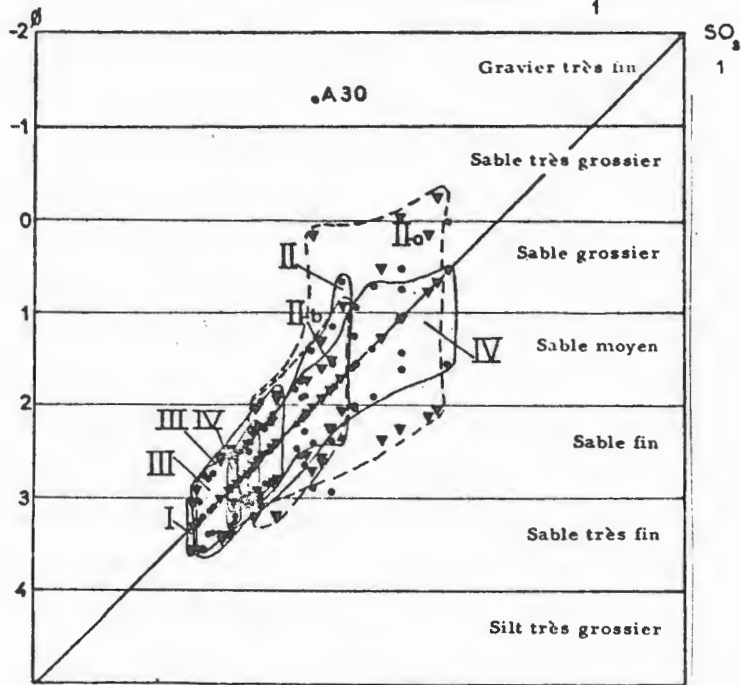
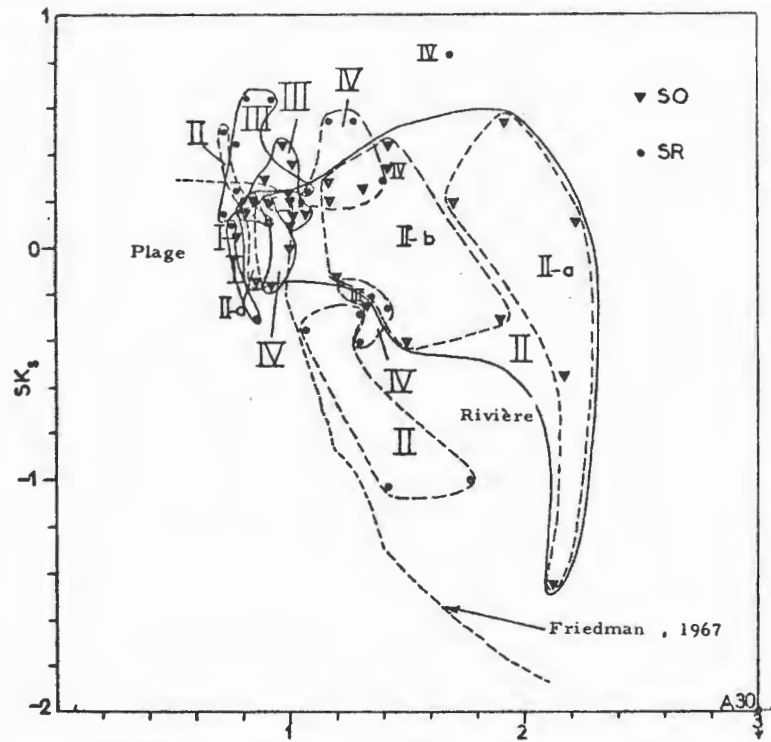


Fig. 60- Diagramme Q1MdQ3

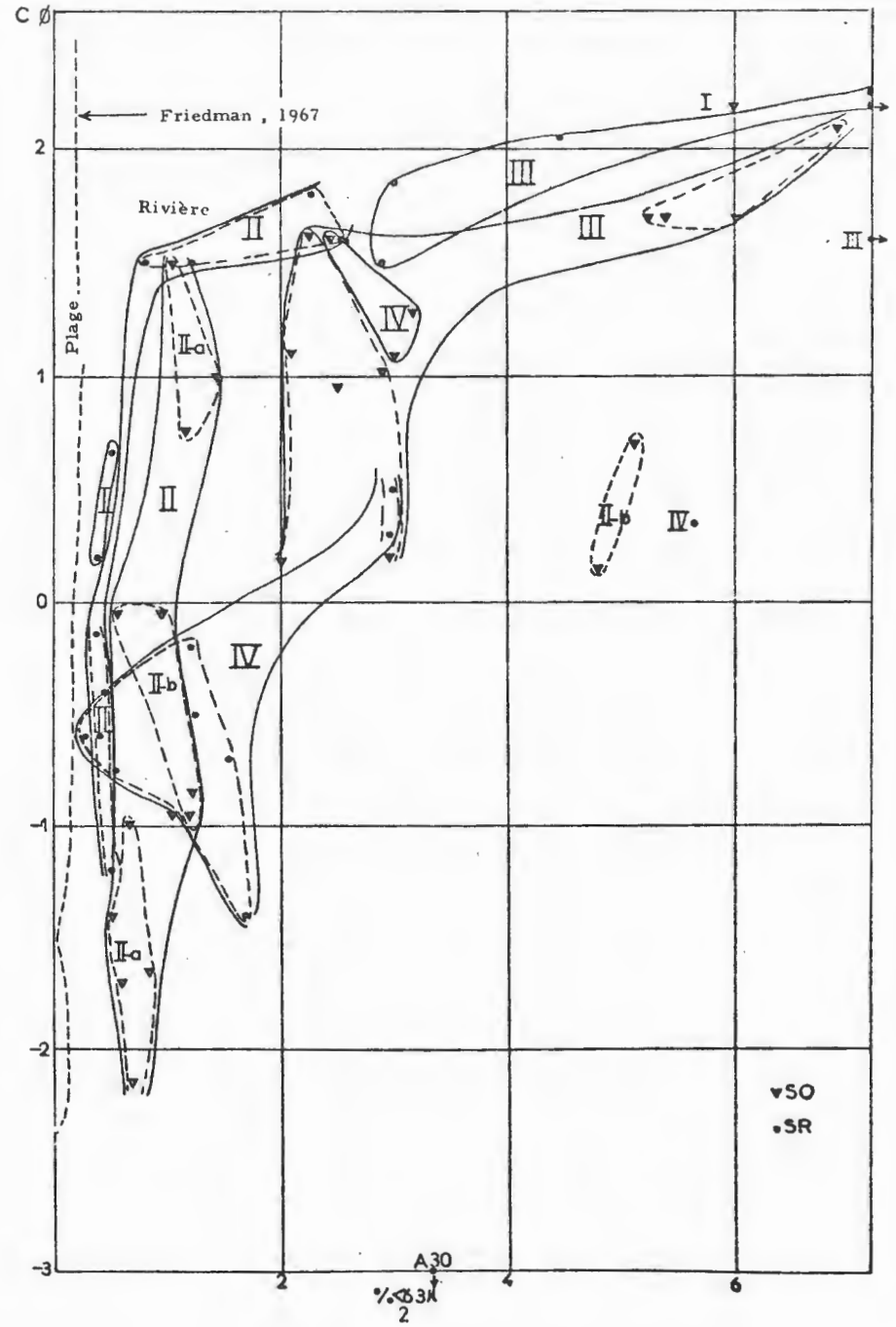


Figure 59 - Diagrammes $SO_s - SK_s$ (1) et $C-\% 63$ (2)

un hiatus important des valeurs de la médiane (Fig. 58-2), du premier percentile (Fig. 59-5), et parfois de l'asymétrie (Fig. 58-1), un de ces sous-ensembles se situe exactement dans le domaine de l'ensemble 2 (unités III, IV : coupe S0). Les sables de la sous-unité IIb (coupe S0) et de l'unité II (coupe SR) possèdent des paramètres statistiques semblables mais différents de ceux des sables de la sous-unité IIa (coupe S0) par leur meilleur classement et les valeurs de la médiane plus élevées.

- Conglomérat de base de Rhétien (A 30) :

Il est caractérisé par un très mauvais classement (2,44) et une asymétrie négative élevée (-0,68). Les autres paramètres sont trouvés dans le tableau 5 (Annexe).

INDICES C_{Q1MdQ3} 99 % : (Annexe, tableau 5)

DIAGRAMME $Q1MdQ3$ (Fig. 60) :

Les indices du dépôt de l'ensemble 1 couvrent un large domaine allant du sable grossier au sable fin avec un classement maximum pour ce dernier. Les indices des dépôts des autres ensembles se concentrent dans le domaine du sable moyen (ensemble 4), et du sable fin et très fin (ensembles 2, 3). Le meilleur classement obtenu est celui des sables fins et très fins de l'ensemble 3.

- Discussion :

Cette discussion tiendra compte, d'une part, de l'ordre stratigraphique des unités car c'est l'ordre naturel de sédimentation, et d'autre part, de la subdivision en ensembles car les données granulométriques semblables sont situées sur les différents diagrammes de combinaison des paramètres statistiques dans le même domaine des environnements.

- Unité I (coupe SR) :
- - - -

Etant donné que le "conglomérat de base de Rhétien" a été rencontré très ponctuellement à la base de cette unité, son milieu de dépôt ne sera pas envisagé dans cette discussion. Cependant, nous signalons à titre indicatif sur le tableau 15 les différents environnements que présente ce lithofaciès sur les différents diagrammes des figures 58 et 59.

Nous avons signalé que cette unité présente plusieurs lacunes de visibilité. Deux échantillons prélevés dans les deux seuls niveaux de sables, dont un est au contact du grès calcaire sus-jacent, présentent des données granulométriques situées sur les différents diagrammes de combinaison des

| Unités | Mode de transport | Environnements | | | | | | Milieux envisagés | |
|-----------------------------|--|--|---|---|--|---------------|---|---|------------------------------|
| | | Passega 1957 | Friedman (1961-1967) | Moiola et al. (1968) | Doeglas (1968) | Faunes | | | Grès calcaire et dolomitique |
| | | | | | | ichtyologique | bivalve | | |
| III : coupe SR | Courant tractif Transport à la limite de la suspension dégradée et non dégradée | Rivière 59-1-2) Plage (Fig. 58-1) | Rivière (Fig. 58-2) Dune continentale (Fig. 58-3-4) Dune côtière (Fig. 58-4) | - Plage - Estran à marées | | | | Milieu sous-aquatique marin très peu profond et proche du continent, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométrique de dépôt de plage, de rivière et d'estran à marée | |
| III : coupe SO | Courant tractif Transport par roulement et en suspension dégradée Point Q : 0,350 mm | Rivière (Fig. 59-2) Rivière - plage (Fig. 58-1, 59-1) | Rivière (Fig. 58-2) Dune continentale (Fig. 58-3) Dune côtière continentale (Fig. 58-4) | - Rivière - Dune continentale - Plage | Marine et continentale ou mixte | | | Milieu sous-aquatique marin très peu profond et proche du continent permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière | |
| II, IV : Coupes SO et SR | Courant tractif Transport par roulement et en suspension dégradée forme évassée et long segment Pa | Rivière (Fig. 59-2) Plage (Fig. 58-1, 59-1) | Rivière (Fig. 58-2) Dune côtière (Fig. 58-3-4) Dune côtière (Fig. 58-4) | - Rivière - Dune continentale - Plage | | Marine | | Unité II : Milieu sous-aquatique marin très peu profond et proche du continent permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. Ce milieu a été parcouru par des gouttières d'érosion côtières. Unité IV : Milieu ressemblant à celui ces unités II | |
| | | Rivière (Fig. 58-1, 59-1, 2) | Rivière (Fig. 58-2) Dune côtière (Fig. 58-3-4) Plage (Fig. 58-4) | - Rivière - Plage | Marine et continentale ou mixte. Dents dont le porteur est d'origine continentale sont peu remaniées | | | | |
| I : Coupe SO | Courant tractif Transport à la limite de la suspension dégradée et non dégradée | Rivière (Fig. 59-2) Plage (Fig. 58-1, 59-1) | Rivière (Fig. 58-2) Dune continentale (Fig. 58-3) Dune côtière (Fig. 58-4) | - Estran à marée | | | le même milieu que celui de l'unité I coupe SR | Milieu sous-aquatique marin très peu profond, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométrique de dépôt de plage de rivière et d'estran à marées. Dans ce milieu le niveau de l'eau de mer à découvert et couvert périodiquement le sédiment. | |
| I : Coupe SR | Courant tractif Transport en suspension ou dégradée | Rivière (Fig. 59-2) Plage (Fig. 58-1, 59-1) | Plage (Fig. 58-2) Dune côtière (Fig. 58-3-4) | - Plage - Dune continentale | | | Milieu marin très peu profond dans lequel le niveau de l'eau de mer couvre et découvre périodiquement le sédiment | Milieu sous-aquatique marin très peu profond permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométrique de dépôt de plage et de rivière. Dans ce milieu le niveau de l'eau de mer a couvert et découvert périodiquement le sédiment. | |
| Conglomérat de base | Courant tractif Transport par roulement | Rivière (Fig. 58-1, 59-1, 2) | Rivière (Fig. 58-2) Dune côtière (Fig. 58-3-4) | | Même qu'en haut | | | | |

TABLEAU 15 - Différentes possibilités d'environnements que présente , d'après les données granulométriques , fauniques et pétrographiques , le dépôt du Rhétien inférieur à St. - Nicolas-de-Port , et les milieux envisagés .

paramètres statistiques dans le domaine des environnements groupés dans le tableau 15. En suivant la même démarche de raisonnement que celui tenu pour les affleurements précédents nous pouvons considérer que les sables de cette unité se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (SK, σ , C, Q1 MdQ3 99 %) et de rivière (Md, C Q1MdQ3 99 %, %<63 μ). D'ailleurs la présence d'une séquence sable-grès calcaire permet d'exclure le milieu dunaire. Rappelons en effet que l'étude du grès calcaire du sommet de cette unité a montré que le ciment est formé de concrétions calcitiques. Celles-ci étaient formées à l'origine d'une alternance de couches dolomitiques et dolomitiques ferrifères résultant de la dolomitisation précoce d'un ciment initial qui peut être calcitique (cf. ch. 2, le grès à ciment carbonaté de la carrière de St.-Nicolas-de-Port).

Lors de la discussion du mode de formation de ces couches (cf. ch. 2) nous avons considéré que la succession des couches dolomitiques et dolomitiques ferrifères est le résultat d'une succession des périodes à évaporation d'eau de mer pendant lesquelles le rapport $Mg^{++} : Ca^{++}$ a atteint le seuil de la dolomitisation, et périodes de crues au cours desquelles le rapport $Fe^{++} : Mg^{++}$ est devenu élevé. Pour que des telles conditions se réunissent et en comparaison avec des textures semblables décrites dans la littérature (cf. ch. 2) nous avons supposé que la formation des couches dolomitiques par évaporation de l'eau de mer a été faite suivant le processus formant le caliche à la suite de la baisse de niveau de l'eau de mer et l'émersion d'une partie du sédiment et que, en revanche, la couche dolomitique ferrifère a été formée à la suite de la submersion du même sédiment. Cela nous a amené à considérer que des émergences et des submersions se sont enregistrées à l'échelle des couches individuelles. Pour que le sédiment soit périodiquement couvert et découvert par l'eau de mer, il faut que ce milieu sous-aquatique marin soit très peu profond et particulier. D'autre part, le fait que le ciment concrétionné ne soit pas étendu à tout le banc laisse supposer que les sables du banc de grès calcaire n'étaient qu'une levée ou un îlot au milieu des autres sables.

Par conséquent, nous supposons que les sables de l'unité I se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique marin très peu profond leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. Dans ce milieu, le niveau de l'eau de mer a été soumis à des battements périodiquement ce qui a émergé et submergé une partie des sables se trouvant en levée ou en îlot au milieu de dépôt de cette unité.

- Unité I (coupe S0) :

Cette unité est formée d'une séquence sable très fin - grès dolomitique. Le sable, par ces caractères granulométriques, se serait déposé dans un milieu sous-aquatique ressemblant à celui de dépôt des sables de l'unité III de la coupe SR. Le grès dolomitique par la texture encapuchonnée de son ciment est formé dans les mêmes conditions que celles du grès calcaire ce qui suppose que le milieu de dépôt de sable était très peu profond et que le niveau de l'eau de mer a été soumis à des battements périodiques.

- Ensemble 1 : unités II, IV (coupe S0), II, IV (coupe SR) :

La comparaison entre les paramètres granulométriques des dépôts de ces unités et les séquences et dérives des séquences révèle que les données du premier sous-ensemble regroupées sur les différents diagrammes de combinaison des paramètres statistiques dans le domaine de l'unité III de la coupe S0 concernent les sables fins des sommets de séquences (unités II : coupes S0, SR) et la base de la dérive négative B de l'unité IV de la coupe SR.

Les données du deuxième sous-ensemble regroupées dans le domaine des valeurs élevées de classement et de médiane souvent inférieure à 2ϕ concernent les sables de comblement de structure d'érosion des bases de séquences, et des récurrences grossières intraséquentielles. Dans le cas d'un passage progressif entre les sables de base et de sommet de séquence le classement devient meilleur, les valeurs d'asymétrie positives s'approchent de zéro et celles du premier percentile de négatives deviennent positives (Fig. 55). A l'échelle de la dérive négative B, les données granulométriques (σ , SK, C) évoluent inversement par rapport à leur évolution à l'échelle de la séquence.

L'inventaire des environnements présentée dans le tableau 15 permet de considérer que les sables de cet ensemble se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (milieu dunaire exclu : séquence sables de comblement de structure d'érosion - sables fins - argilites). Pour les sables fins de sommet de séquences et la base de la dérive négative B, ce milieu serait le même que celui des sables de l'unité III de la coupe S0. Les sables de comblement de structure d'érosion de base de séquences, et de récurrences grossières intraséquentielles se seraient déposés dans des gouttières d'érosion côtières (forme évasée du spectre CM).

L'examen de la faune ichtyologique (cf. ch. 2, bone-bed) trouvée dans les sables de comblement de structure d'érosion de l'unité II, coupe S0, a révélé la possibilité d'avoir dans le milieu étudié une faune à caractère continental et marin ou à affinité mixte. Il s'est avéré aussi que les dents dont

le porteur serait d'origine continentale sont à peine remaniées ce qui signifierait qu'elles ont subi un court transport seulement. Vue cette raison et que les gouttières d'érosion recourent un milieu très peu profond qui est celui du grès calcaire et dolomitique des unités I des deux coupes, nous pouvons considérer que ces gouttières ont opéré dans une zone côtière très proche du continent.

D'autre part, le fait que les sables de comblement de structure d'érosion soient de granulométrie variable, de faible épaisseur par rapport au terme du sommet de séquence, et d'extension latérale relativement faible signifient, en plus du hiatus dans les valeurs de la médiane entre les sables de la base et du sommet de séquence, que les gouttières d'érosion ne sont que des accidents locaux opérant à différentes compétences dans un milieu qui est celui des sables fins des sommets de séquences. En outre, puisque ces sables contiennent des dents trouvées dans les sables des bases de séquences (cf. ch. 2, bone-bed) et que les gouttières d'érosion ont opéré dans une zone côtière très proche du continent, nous pouvons considérer que ce milieu était également très peu profond et proche du continent.

Par conséquent, le milieu de dépôt des arénites des unités II est celui des sables fins de sommet de séquences. C'est un milieu sous-aquatique marin très peu profond et proche du continent, ayant les mêmes caractéristiques que celles du milieu de dépôt des sables de l'unité III de la coupe S0. Il a été parcouru à différentes époques de la sédimentation des sables par des gouttières d'érosion côtières dont le courant était de différentes compétences. Le milieu de dépôt des arénites des unités IV est celui des sables fins du sommet de séquence (coupe S0) et de la base de la dérivation négative B (coupe SR). Ce milieu, par les caractères granulométriques de ces sables, ressemble très probablement au milieu précédent.

- Unité III (coupe S0)

Entre la base et le sommet de cette unité, les paramètres granulométriques évoluent progressivement ; le classement devient meilleur, et les valeurs de l'asymétrie positive et de l'acuité augmentent. Cette évolution semble être liée à la diminution dans le même sens des valeurs du premier percentile car ni la médiane (Fig. 58-2-3) ni le pourcentage inférieur à 63 microns (Fig. 55) semblent l'expliquer. Cela est tout à fait l'inverse de ce qui a été trouvé pour l'évolution des paramètres granulométriques des sables des affleurements précédents.

D'après les différentes possibilités d'environnements que présente le dépôt de cette unité (tableau 15) nous pouvons considérer que les sables se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (milieu dunaire exclu : séquence sables-argilites) leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK) et de rivière (Md, C Q1MdQ3 99 %, $\% < 63\mu$). D'autre part, puisque la faune ichtyologique trouvée dans ces sables est la même que celle présente dans les sables fins de sommet de séquences des unités II (cf. ch. 2, bone-bed), et que leurs données granulométriques conduisent au même environnement, nous pouvons considérer que les conditions de milieu n'ont pas changé durant le dépôt des sables de sommet de séquences des unités II, et de l'unité III. Cela laisse donc supposer que ce milieu est très peu profonde et proche du continent.

- Unité III (coupe SR) :

Bien que les sables de cette unité soient à caractères granulométriques homogènes, l'asymétrie varie dans une assez large limite (0,02 - 0,3). Les causes de ces variations ne sont pas claires car elles ne sont pas directement liées au pourcentage inférieur à 63 microns qui augmente de bas en haut, ni aux variations des valeurs du premier percentile.

D'après les différentes possibilités que présente le dépôt de cette unité (tableau 15), les sables se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (milieu dunaire exclu : séquence sables-argilites) de faible énergie leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK, C Q1MdQ3 99 %) de rivière (Md, $\% < 63\mu$) et d'estran à marées (C Q1MdQ3 99 %). D'autre part, le sable très fin de l'unité I, coupe S0, par ces caractères granulométriques, se serait déposé dans un milieu ayant les mêmes caractéristiques. Vue cette raison et que pendant le dépôt de sable de l'unité I le milieu était très peu profond et ainsi que le milieu de dépôt des sables de l'unité II sous-jacents, nous pourrions considérer, par analogie que le milieu de dépôt des sables de l'unité III était très peu profond et proche du continent.

- Paysage sédimentaire de dépôt du Rhétien inférieur à St.-Nicolas-de-Port :

A part le conglomérat de base de Rhétien dont le milieu de dépôt n'a pas été envisagé, l'analyse séquentielle, l'analyse granulométrique des arénites, l'étude pétrographique du grès calcaire et dolomitique, et l'examen de la faune ichtyologique des dépôts de toutes les unités permettent, en plus de la présence d'une faune de Bivalves dont le niveau stratigraphique n'a pas été précisé (JOLY, 1908) de considérer que les dépôts du Rhétien inférieur se

seraient accumulés dans un milieu sous-aquatique marin très peu profond et proche du continent. Dans ce paysage, nous pouvons reconnaître, à part le conglomérat de base de Rhétien, cinq ensembles de sédimentation correspondant dans un ordre décroissant d'énergie aux dépôts de la sous-unité IIa (coupe S0), de l'unité II (coupe SR), de l'unité III (coupe S0), des unités I (coupes S0, SR), et de l'unité III (coupe SR). Ces ensembles de sédimentation ne se présentent pas nécessairement dans cet ordre de succession qui n'est jamais complète à l'échelle verticale car il est ou bien discontinu et tronqué (coupe S0) ou bien rabougri et discontinu (coupe SR). Dans l'espace de la carrière de St.-Nicolas-de-Port, nous devrions avoir également des successions semblables.

Dans ce milieu, les sables fins et très fins forment le fond continu de la sédimentation et sont associés à des argilites à structure madrée. Ils ont certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage et de rivière (sables fins) et encore d'estran à marées (sables très fins) et se présentent parfois en flots dans le paysage sédimentaire. Ces sables sont parcourus par des gouttières d'érosion côtières dont les courants érosifs sont de différentes compétences. Le niveau de l'eau de mer a été soumis à des battements périodiques ce qui a couvert et découvert une partie des sables des flots le fait qui a favorisé leur cimentation à l'air libre suivant le processus formant le caliche.

- Conclusions :

- La carrière de St.-Nicolas-de-Port montre pratiquement la moitié inférieure du Rhétien inférieur. Ses deux fronts de taille (coupes S0 et SR) montrent un conglomérat de base, un lithofaciès sableux réparti entre sables de comblement de structure d'érosion, de remplissage de lentille, et de sables fins et très fins, un lithofaciès argileux à structure madrée et en couche homogène d'épaisseur variable, et un lithofaciès gréseux calcaire ou dolomitique.

- Ces lithofaciès s'organisent en trois types de séquences :

1 - séquences sables de comblement de structure d'érosion - sables fins - avec ou sans argilites. Les sables fins peuvent contenir des récurrences grossières.

2 - séquences sables fins ou très fins - argilites à structure madrée ou en couche homogène.

3 - séquences sables - grès dolomitique ou calcaire.

Ils forment la séquence virtuelle locale suivante :

Conglomérat-sables de comblement de structure d'érosion (sable très grossier-sable moyen, - sable très grossier à grains de sable fin, - sable grossier à grains de sable moyen, sable grossier - sable fin, - sable moyen à grains de sable fin) - sables moyens - sables fins - sables très fins - grès dolomitique - argilites en lentilles - argilites en couche continue de différentes épaisseur.

- Le Rhétien inférieur est divisé sur chaque coupe en quatre unités. Les séquences de type 3 caractérisant les unités I, celles de type 1 les unités II, IV, et les séquences de type 2 les unités III. Son dépôt enregistre une dérive positive A sur la coupe S0, et une dérive positive A suivie d'une dérive négative B sur la coupe SR et ceci entre la base des unités II et le sommet de la carrière.

- Les minéraux lourds trouvés dans le lithofaciès sableux sont essentiellement des ubiquistes dont le rapport entre eux dans les trois fractions étudiées est constant. Le zircon est le minéral le plus abondant dans les fractions 63 et 44 microns tandis que les minéraux opaques le sont dans la fraction 88 microns. Les variations de leur teneur en poids dans la roche aussi bien à l'échelle de la séquence qu'à l'échelle de la dérive sont dues principalement à leur disponibilité dans le dépôt. D'autre part, les variations de l'équivalent hydraulique doivent être un facteur important pour les variations de la teneur en minéraux lourds à l'échelle de la séquence de type I.

- La teneur en ZrO_2 dosée dans la fraction légère inférieure à 125 microns représente la teneur en poids du zircon minéral lourd dans la roche. Ces variations reflètent exactement celles de la teneur en minéraux lourds dans la roche.

- Les minéraux argileux dans la fraction argileuse du conglomérat, des sables, et des argilites se distribuent à l'échelle de la formation en fonction de leur distribution dans leurs lithofaciès respectifs. Dans le cas d'un remaniement (sables de comblement de structure d'érosion) la fraction argileuse des sables s'enrichit en illite.

- Le paysage sédimentaire des dépôts du Rhétien inférieur est un milieu marin très peu profond et proche du continent dans lequel le niveau de l'eau de mer a été soumis à des battements périodiques. Dans ce milieu, les sables fins et très fins formant le fond continu de la sédimentation ont certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière (sables fins) et encore d'estran à marées (sables très fins), et sont parcourus par des gouttières d'érosion côtières.

CARRIÈRE DE COYVILLER (Fig. 61) :

G. VAUCEL (1960) a décrit au Nord-Est de Coyviller une coupe de 5,10 m de sables rhétiens reposant sur le Keuper supérieur par l'intermédiaire d'un cordon de galets de 2 cm d'épaisseur.

En été 1972, une carrière de sable de 70 m de front de taille et de 6 m d'épaisseur présentant tout à fait la base du Rhétien inférieur a été ouverte à l'exploitation pratiquement au même endroit. (Pl. 11, photo 3). Le front de taille a une orientation Nord-Est, Sud-Ouest.

A Coyviller le Rhétien fait 25 m d'épaisseur dont 8 m environ pour le Rhétien supérieur (cf. LAUGIER, 1964, Fig. 28). D'un point de vue granulométrique et structurale la carrière est divisée en deux unités ; unité inférieure I essentiellement conglomératique, et unité supérieure II formée de sable à stratification oblique.

- Unité I (Fig. 63) :

En certains endroits de la carrière le conglomérat arrive à faire 2 m d'épaisseur sans que le contact avec le Keuper supérieur soit observé. Ce contact est à rechercher à l'Est à un mètre sous le plancher de la carrière. Ceci indique, en comparaison avec la coupe relevée par VAUCEL (1960) la très rapide variation d'épaisseur de ce niveau qui pourrait complètement disparaître dans d'autres endroits de la région de Coyviller.

Le dépôt de cette unité est de couleur brun-orange devenant par endroit brun-foncé. Il est composé de plusieurs lentilles conglomératiques plus ou moins allongées, à l'intérieur desquelles les graviers présentent différents degrés de ségrégation (cf. ci-après). Des lentilles sableuses dépourvues complètement de graviers sont fréquentes aussi. Le conglomérat est riche en graviers de quartzites, de lydienne, et de quartz. Il contient également des graviers jaunes, friables, composés d'une matière limoniteuse. Des galets mous d'argilites vertes et brun-foncé sont également fréquents. Le conglomérat contient de nombreuses dents de poissons.

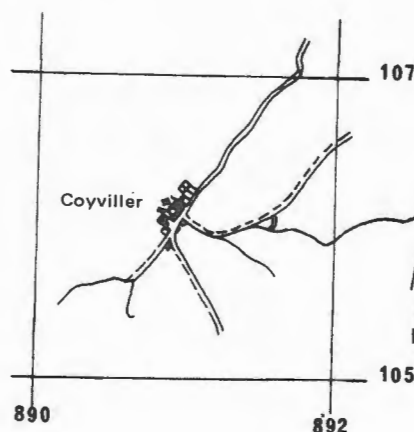


Figure 61 : Situation de la carrière de Coyviller (feuille, Bayon, au 1/50 000).

Nous avons analysé les lentilles conglomératiques suivant la méthode préconisée par CLIFTON (1973). Pour cela les cinq mètres qui nous semblaient les plus représentatifs de la formation ont été choisis. Le relevé est représenté par le schéma de la figure 63 et les résultats de mesures sont groupés dans le tableau 16.

Nous constatons sur la figure 63 les deux unités déjà signalées. Sur l'unité I nous observons les niveaux conglomératiques suivants :

- Niveau L dont les éléments sont à texture "matrice - support" (30-50 %), contenant des fréquentes lentilles remplies par des éléments à texture "gravier-support" (70-90 %) et "matrice-support" (50-70 %).
- Niveau G composé des éléments à texture "graviers-support" continu sur toute la section prospectée. A l'intérieur de ce niveau des lentilles remplies par des éléments à texture "matrice-support" (30-50 %, 50-70 %) sont présentes.
- Niveau E constitué des éléments à texture "matrice-support" (50-70 %). Il est couvert par une couche de quelques millimètres d'épaisseur d'argilites vertes érodées latéralement. Celle-ci est surmontée en partie par une lentille F remplie par des éléments à texture "graviers-support". Cette lentille est reliée au niveau G.

Les indices de lenticularité de toutes les lentilles sont généralement élevés (tableau 16). Les valeurs les plus faibles s'observent pour le conglomérat des niveaux G, E, et F du sommet de l'unité.

Habituellement, les sables à stratification oblique de l'unité II reposent directement sur le conglomérat de l'unité I. Sur le schéma de la figure 63 ils sont séparés par une lentille sableuse D disparaissant latéralement rapidement. Cette lentille montre des surfaces ondulées verdâtres inclinées inversement par rapport à la stratification oblique des sables.

- Unité II (Fig. 63):
- - - - -

Elle est composée de sables moyens montrant plusieurs faisceaux de stratification oblique dont les feuillets sont tous inclinés dans la même direction. Sur la figure 63, les sables de cette unité se présentent en trois faisceaux de stratification oblique séparé l'un de l'autre par une couche très mince (quelques millimètres d'épaisseur) d'argilites vertes, érodées par place. A travers ces faisceaux, le pendage apparent des feuillets de stratification oblique diminue. C'est ainsi que le pendage des feuillets du troisième faisceau est le plus faible.

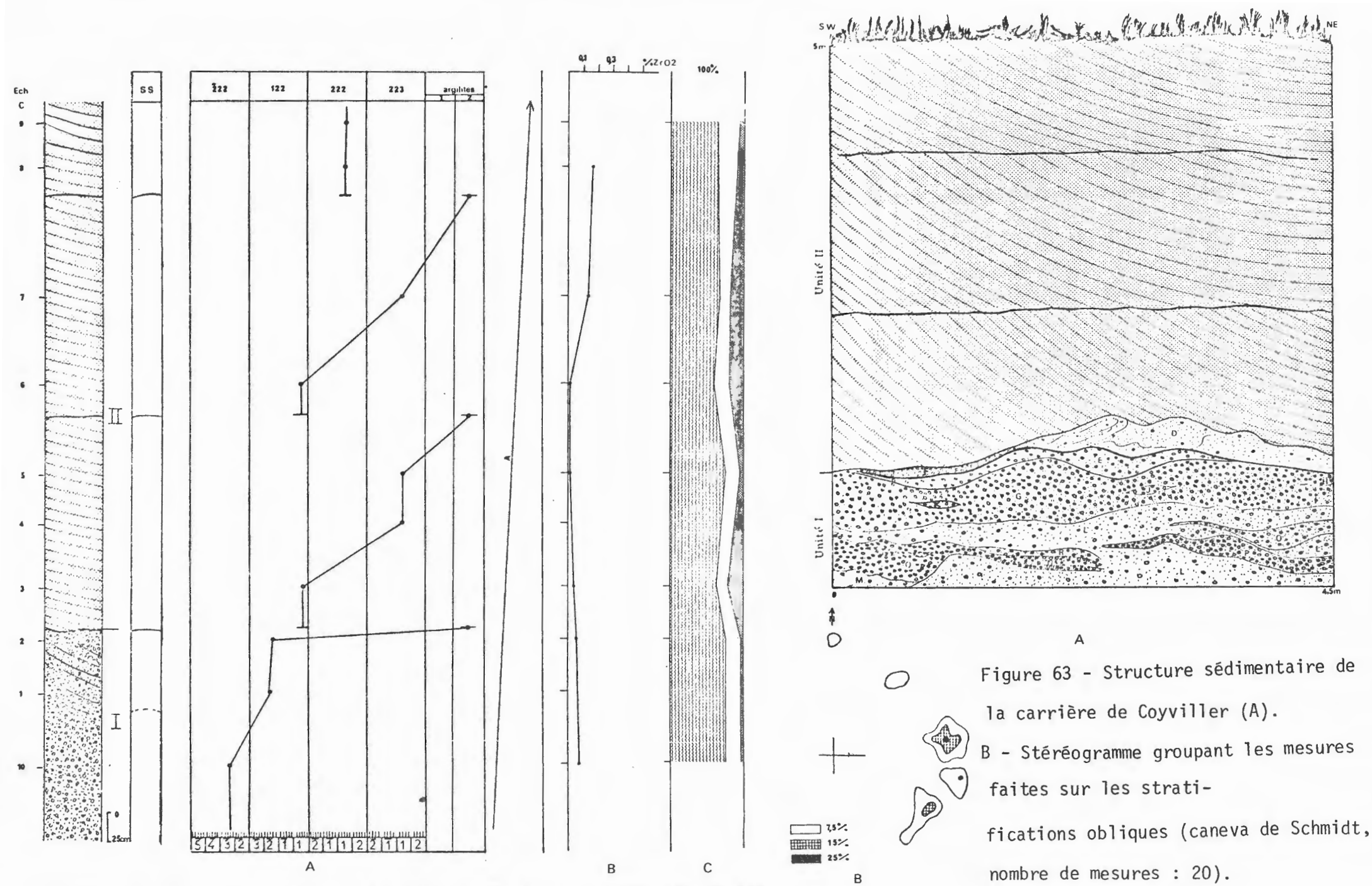


Figure 62 - Evolution séquentielle (A), de la teneur en ZrO₂(B) et des minéraux argileux (C).

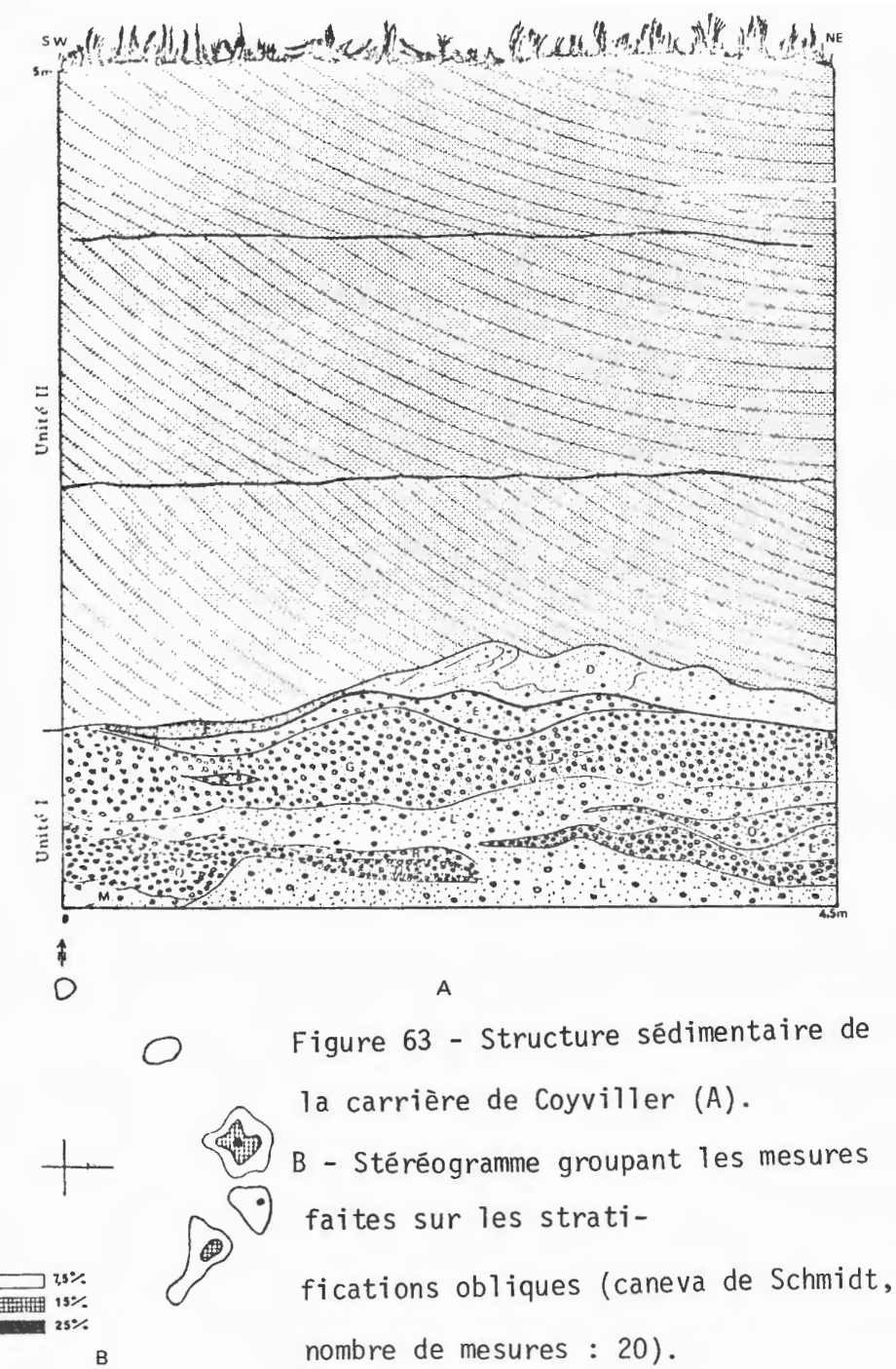


Figure 63 - Structure sédimentaire de la carrière de Coyviller (A).
 B - Stéréogramme groupant les mesures faites sur les stratifications obliques (canaeva de Schmidt, nombre de mesures : 20).

| Niveaux | l | ΔE | L | C | P |
|---------|-----|------------|-------|-------|----|
| D | 285 | 35 | 0,12 | 0-10 | 45 |
| E | 340 | 25 | 0,07 | 50-70 | 10 |
| F | 140 | 7 | 0,05 | 70-90 | 30 |
| G | 500 | 33 | 0,066 | 70-90 | 30 |
| H | 30 | 5 | 0,16 | 30-50 | 10 |
| J | 42 | 6 | 0,14 | 50-70 | 10 |
| K | 45 | 4 | 0,078 | 30-50 | 10 |
| L | 500 | 50 | 0,10 | 30-50 | 10 |
| M | 125 | 20 | 0,16 | 10-30 | 30 |
| N | 90 | 6 | 0,066 | 30-50 | 10 |
| O | 150 | 30 | 0,20 | 50-70 | 10 |
| P | 205 | 17 | 0,082 | 70-90 | 30 |
| Q+W | 300 | 30 | 0,10 | 70-90 | 30 |
| R | 110 | 6 | 0,054 | 50-70 | 10 |
| S | 25 | 3 | 0,12 | 30-50 | 10 |
| T | 30 | 5 | 0,16 | 30-50 | 10 |
| V | 90 | 2 | 0,022 | 7-90 | 30 |

Moyenne des indices de lenticularité : 0,1

Moyenne des facteurs de ségrégation : 18,7

TABLEAU 16 - Résultats de mesures de la ségrégation des graviers et de la lenticularité des lentilles conglomératiques.

l : Extension latérale de la lentille en cm

ΔE : Différence en cm entre l'épaisseur maximum et minimum de la lentille

L : Indice de lenticularité

C : Pourcentage de la classe de ségrégation des graviers

P : Facteur de ségrégation des graviers

Chaque feuillet de stratification oblique atteint environ 2 cm d'épaisseur. Il est granoclassé positivement et le sable est brunâtre à la base et blanchâtre au sommet (cf. pl. 1, photo 1).

- Analyse séquentielle (Fig. 62, 63) :

- Les diastèmes :

DIASTÈME ONDULE :

C'est le seul type présent. Il se rencontre à la base des faisceaux de stratification oblique des sables de la deuxième unité. Le lithofaciès sous-jacent est une argilite verte qui peut être parfois complètement décapée.

Dans le dépôt conglomératique de l'unité I, il est difficile de délimiter les diastèmes avec exactitude compte tenu du phénomène de mimétisme qui pourrait être l'observation essentielle dans un tel type de dépôt. Toutefois, les diastèmes peuvent être en partie matérialisés par la base des lentilles conglomératiques dont la classe de ségrégation des graviers est plus élevée que celle du conglomérat sous-jacent. C'est le cas pour les lentilles conglomératiques de niveau L et du conglomérat de niveau G et de la lentille F (Fig. 63).

Suivant la terminologie d'HAGUENAUER (1973), les feuillets de stratification oblique sont considérés comme une structure intraséquentielle. De ce fait, ils enregistrent à leur base un diastème mineur.

- Les séquences :

SEQUENCE CONGLOMERATIQUE (Fig. 63) :

Le dépôt de l'unité I est essentiellement composé des séquences de ce type qui est caractérisée par un terme conglomératique recoupant un autre terme conglomératique. Cette séquence montre une évolution granulométrique positive quand le conglomérat à la base contient des éléments plus denses que celui du sommet. Dans le cas où aucun hiatus granulométrique n'est observé, il est impossible de savoir s'il s'agit d'un seul terme conglomératique ou d'un conglomérat composite dont les différents termes sont difficilement séparables à cause du mimétisme.

Au sommet de l'unité I cette séquence se termine par une argilite.

SEQUENCE SABLEUSE (Fig. 63) :

Cette séquence n'est représentée que par un seul terme qui est la lentille sableuse D. Le terme du sommet de séquence est très probablement érodé par les sables à stratification oblique de la base de la première séquence de l'unité II.

SEQUENCE SABLE A STRATIFICATION OBLIQUE-ARGILITE (Fig. 62) :

Un tel type de séquence caractérise le dépôt de l'unité II. Le terme de base de séquence n'est que le faisceau de stratification oblique à l'intérieur duquel chaque feuillet granoclassé positivement forme une séquence unité. Dans cette séquence, la granulométrie des sables décroît entre la base et le sommet de chaque faisceau.

Le terme argileux couvre en discordance les feuillets de stratification oblique.

En conclusion, la séquence virtuelle locale est la suivante :
Conglomérat (plusieurs termes à différents degrés de ségrégation des graviers)
sables à stratification oblique (sable moyen à grains de sable grossier,
- sable moyen, - sable moyen à grains de sable fin) - argilites.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 62) :

Entre la base de la première unité et le sommet de la deuxième unité le dépôt du Rhétien inférieur enregistre une dérive positive A vu le passage des séquences conglomératiques (unité I) à des séquences sable-argilite (unité II).

A l'intérieur de cette dérive, le dépôt de l'unité I évolue positivement étant donné qu'il est couronné par une couche d'argilites vertes. D'autre part, il est impossible de suivre cette évolution à travers les séquences conglomératiques et ceci pour les raisons qui vont être exposées dans la discussion. L'évolution de dépôt de l'unité II ne sera pas envisagée étant donné qu'il peut être formé de plus des trois séquences signalées (plusieurs faisceaux de stratification oblique).

- Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation (Fig. 62) :

La teneur en ZrO_2 dosée dans la fraction légère (quartz) inférieure à 125 microns des conglomérats et des sables est généralement faible car elle ne dépasse pas 0,2 % au maximum.

Cette teneur diminue progressivement dans le dépôt entre la base de l'unité I et la base de la première séquence de l'unité II. Elle augmente ensuite et atteint son maximum dans les sables des deux dernières séquences de l'unité II.

Les variations de cette teneur sont principalement dues à la disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt car des teneurs différentes sont obtenues dans du sable de même granulométrie et de même pourcentage en fraction légère inférieure à 125 microns qui est, aussi bien pour les conglomérats que pour les sables, compris entre 2-4 %. D'autre part, le hiatus granulométrique entre conglomérat et sable (équivalents hydrauliques différents) en plus du vannage possible d'une partie de la fraction légère fine dans les deux lithofaciès sont des causes secondaires à prendre en considération.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 62) :

Entre la base de l'unité I et le sommet de l'unité II, la fraction argileuse des conglomérats et des sables montre une kaolinite dominante à teneur presque constante. L'illite, en traces dans le conglomérat de l'unité I devient à teneur légèrement plus élevée dans les sables de l'unité II. Cette teneur décroche et devient relativement plus élevée dans la fraction argileuse des sables de la base des deux premières séquences de l'unité II. Ceci est très certainement dû à l'enrichissement en illite par l'érosion des lits argileux de sommet de séquence. La teneur en minéraux interstratifiés (I-M) reste généralement constante.

En conclusion, comme habituellement, les minéraux argileux se distribuent à l'échelle de la formation en fonction de leur distribution dans leurs lithofaciès respectifs. Dans le cas d'un remaniement, la fraction argileuse des sables s'enrichit en illite.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

L'ensemble des résultats granulométriques des conglomérats et des sables, représentés sur les diagrammes des figures 43 et de 64 à 67, souligne l'existence des unités I et II établies sur le terrain.

COURBE DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 44) :

Les distributions granulométriques dressées sur un papier de probabilité arithmétique sont de type R+S pour les conglomérats de la première unité, et de type S pour les sables de la deuxième unité.

Les distributions granulométriques des conglomérats montrent parfois une légère bimodalité entre 2 et 0,5 mm.

SPECTRE CM (Fig. 64) :

La distribution CM du dépôt des deux unités montre le segment PQ d'un courant tractif. Sur ce segment, les points représentant les sables de l'unité II

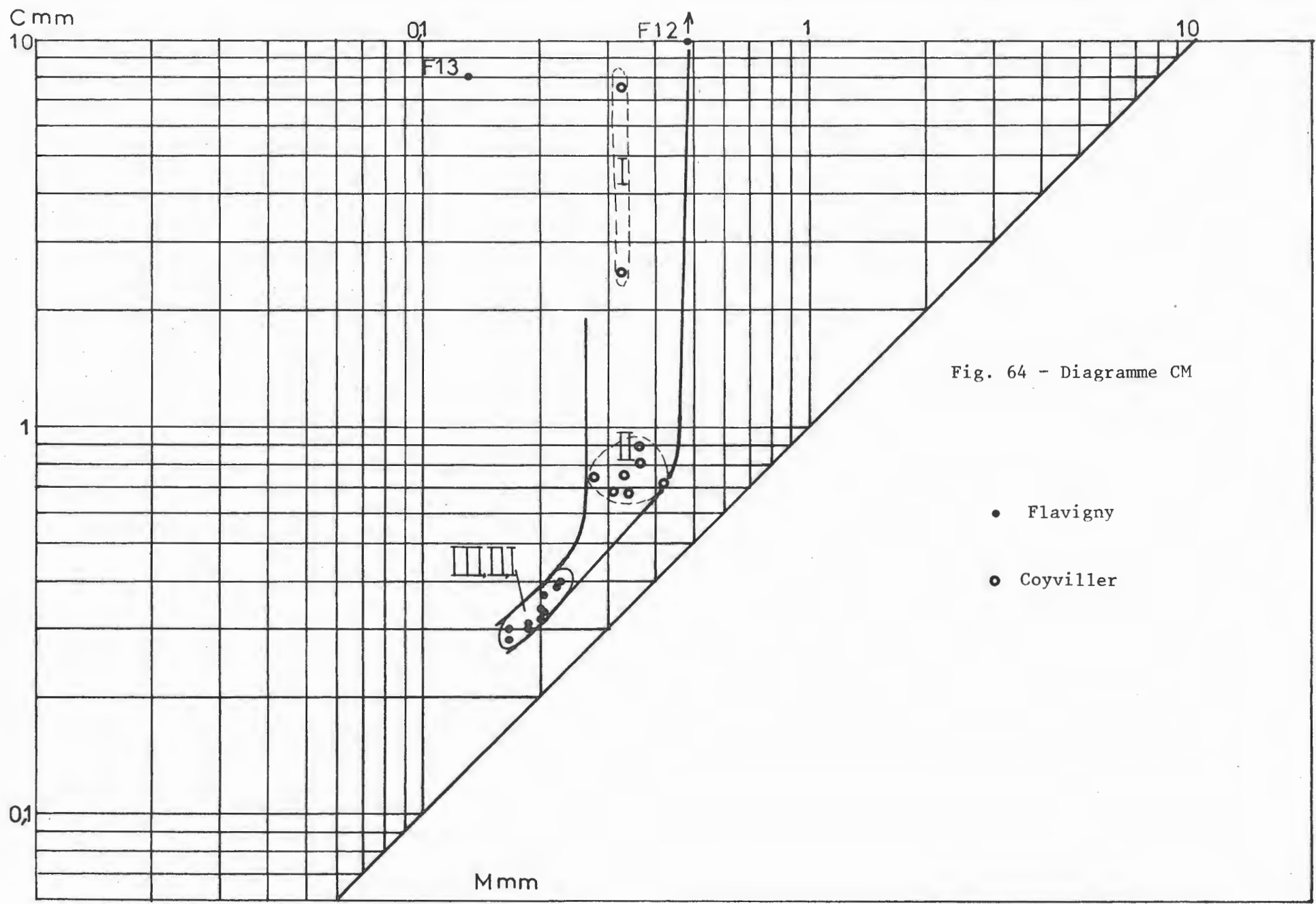


Fig. 64 - Diagramme CM

- Flavigny
- ◉ Coyviller

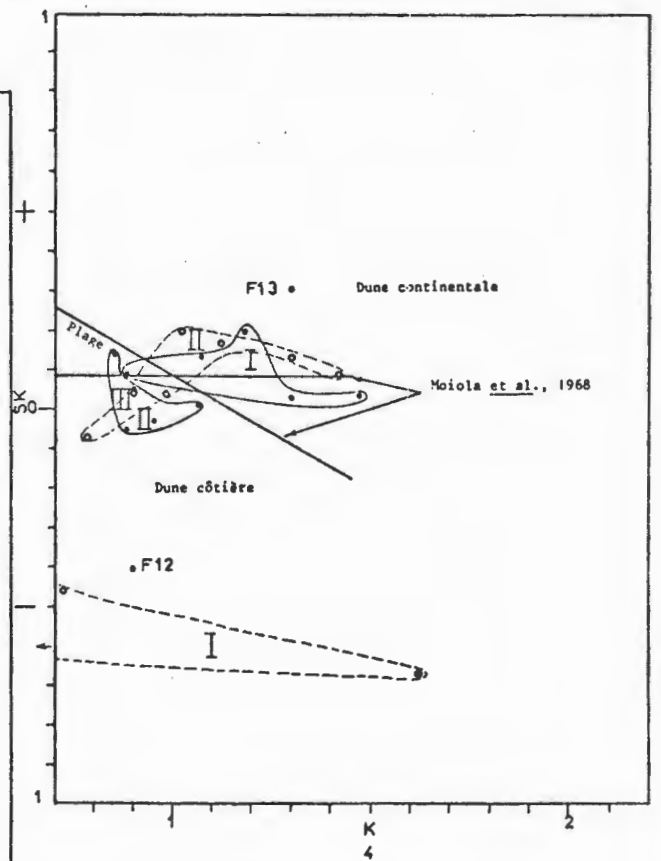
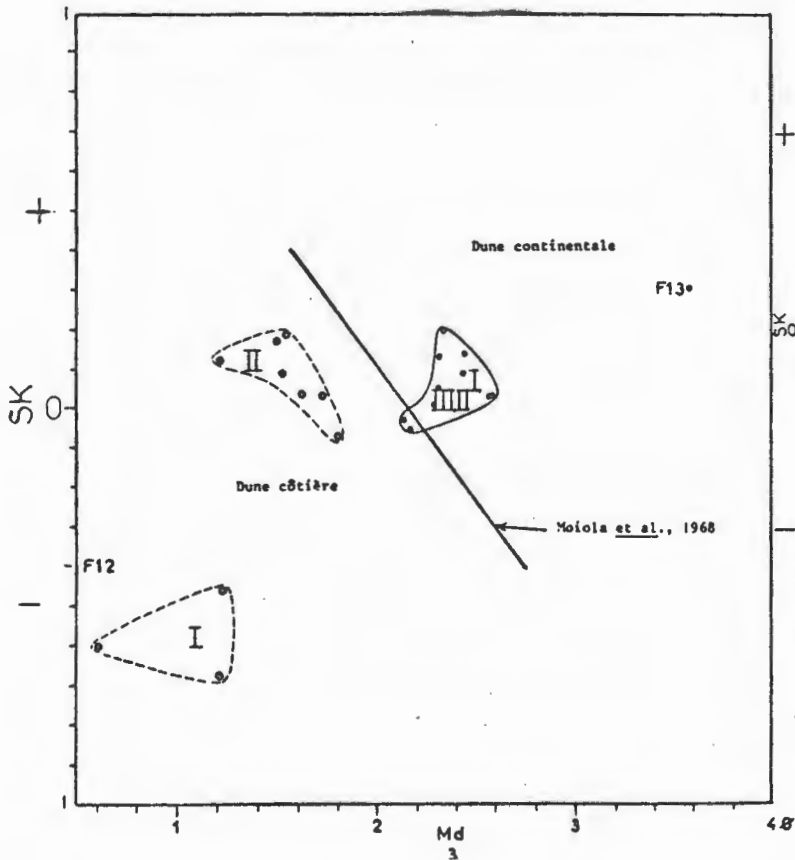
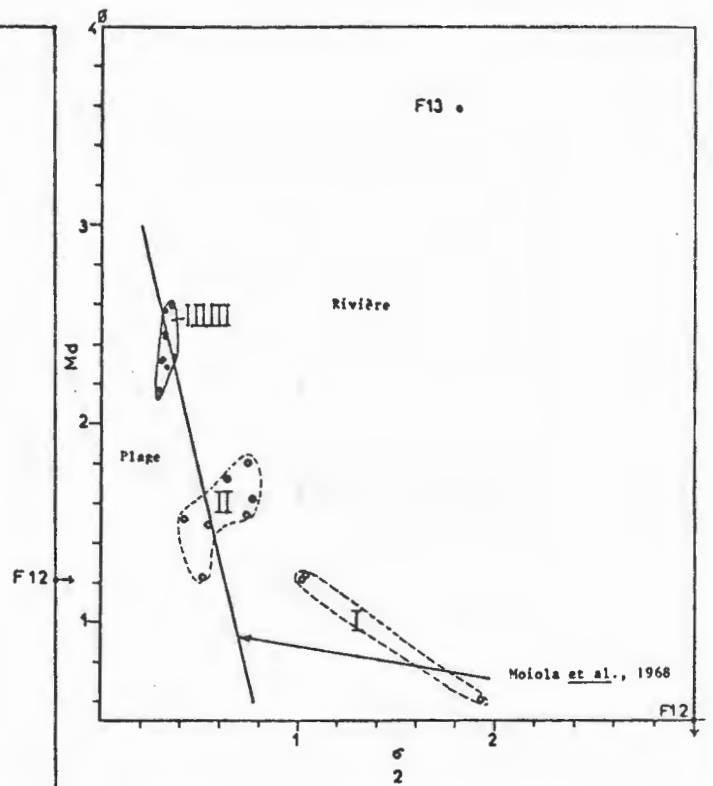
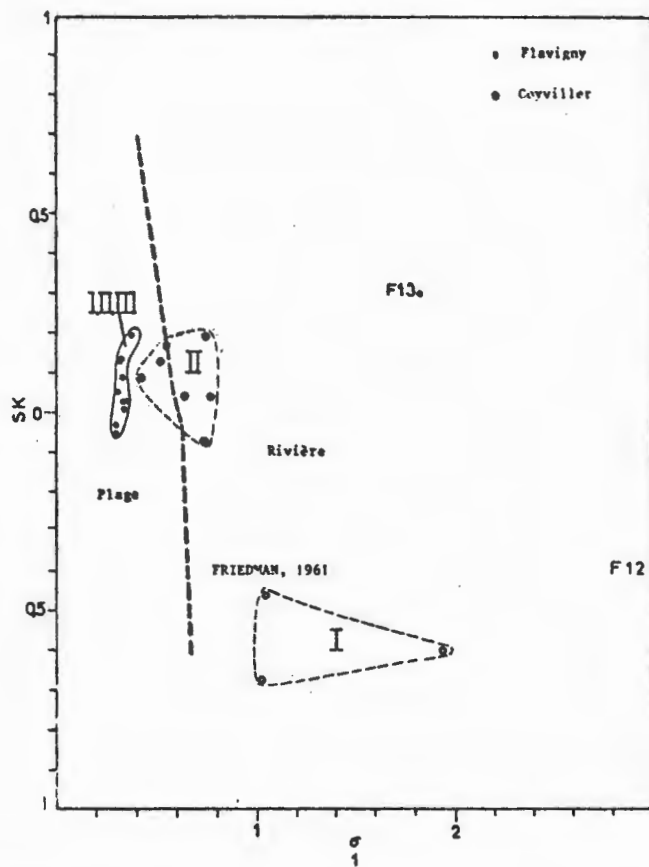


Figure 65 - Diagrammes SK- $\sigma(1)$, Md- $\sigma(2)$, SK-Md (3) et SK-K (4)

Figure 67 - Diagramme Q1MDQ3.

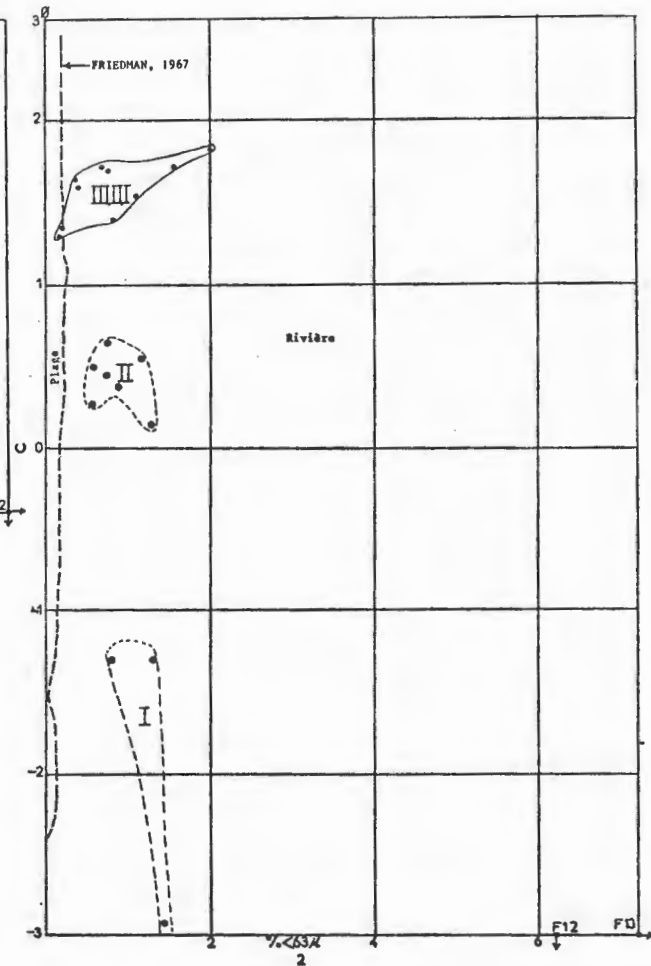
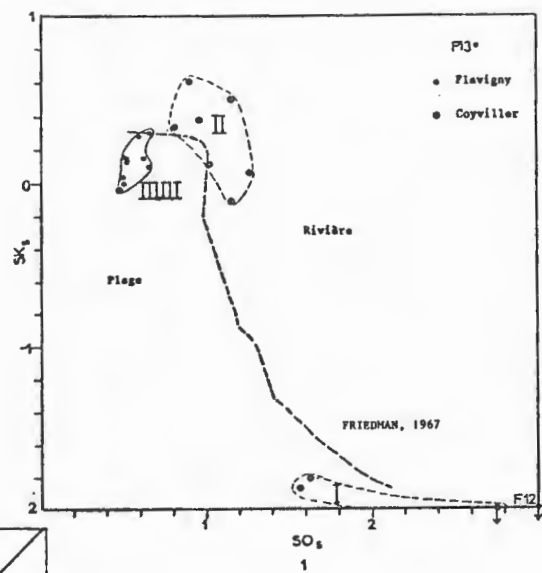
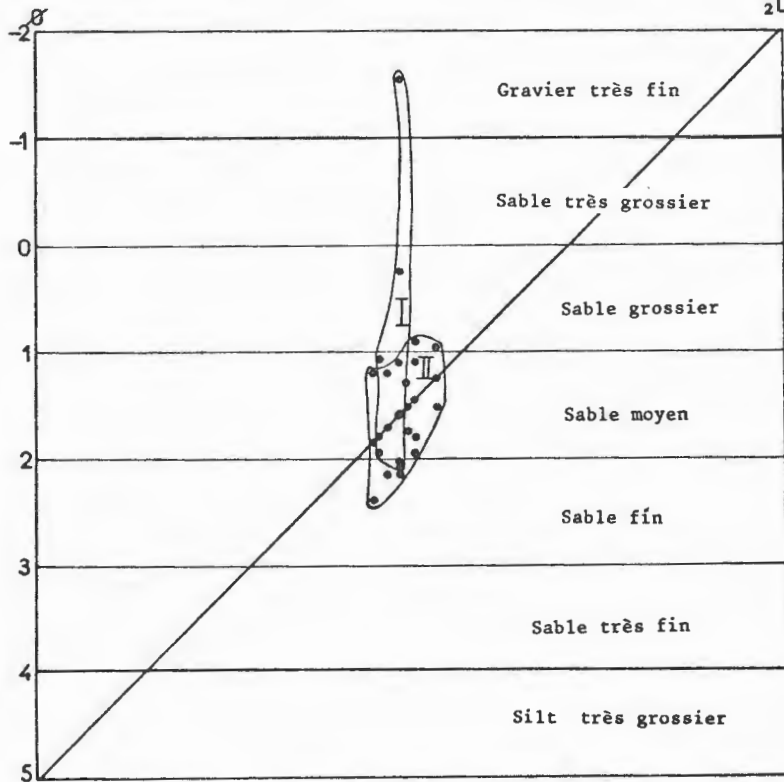


Figure 66 - Diagrammes $SO_s - SK_s(1)$, et $C-\%<63\mu(2)$.

se concentrent à la base. Ils sont séparés des points représentant les conglomérats de l'unité I par un hiatus dans la valeur du premier percentile.

PARAMETRES C, %<63 μ , Md, σ , SK, K, SO_s , SK_s (Annexe, tableau 6) :

- Unité I :

Les conglomérats de cette unité se caractérisent par un classement compris entre 1-1,93, une asymétrie négative élevée (-0,46 et -0,67), une acuité variant entre 0,62-1,62, une médiane inférieure à 2ϕ (0,6-1,2 ϕ), un premier percentile négatif (de -1,3 à -2,9 ϕ), et un pourcentage inférieur à 63 microns faible (0,8-1,43 %).

- Unité II :

Les sables de cette unité, à caractères granulométriques assez homogènes, ont un classement bon à moyennement bon (0,42-0,77), une asymétrie positive inférieure à 0,2 (0,04-0,19, une seule valeur de -0,07), une acuité comprise entre 0,78 et 1,42, une médiane inférieure à 2ϕ (1,2-1,73 ϕ), un premier percentile positif (0,15-0,65), et un pourcentage inférieur à 63 microns faible (0,57-1,28 %).

INDICES C Q1MdQ3 99 % : (Annexe, tableau 6)

DIAGRAMME Q1MdQ3 (Fig. 67) :

Les indices Q1MdQ3 des conglomérats de l'unité I diffèrent de ceux des sables de l'unité II par la valeur de Q3 qui peut atteindre le domaine des graviers très fins.

Ces indices se situent essentiellement dans le domaine du sable moyen pour les sables de l'unité I avec un maximum de classement pour les valeurs les plus faibles.

- Discussion :

- Unité I :

Des deux milieux que peut présenter le dépôt de cette unité (tableau 17) le milieu fluviatile paraît le plus conforme aux résultats enregistrés. Par la structure lenticulaire du dépôt et les séquences conglomératiques qu'il enregistre, il semble bien que dans ce milieu, les matériaux furent transportés et accumulés dans des gouttières d'érosion liées à des courants divagants.

| Unité | Mode de transport | Environnements | | | | Milieux envisagés |
|-----------|---|--|---|----------------|----------------|---|
| | Passega (1957) | Friedman (1961-1967) | Moiola et al. (1968) | Doeglas (1968) | Clifton (1973) | |
| II | Courant traktif Transport par roulement et en suspension dégradée. | Rivière (Fig. 66-1-2) Rivière-plage (Fig. 65-1) | - Rivière-plage (Fig. 65-2) - Dune côtière (Fig. 65-3) - Dune continentale-dune côtière (Fig. 65-4) | - Plage | | Milieu sous-aquatique à courant unidirectionnel, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométrique d'un dépôt de plage et de rivière. |
| I | Courant traktif Transport par roulement et en suspension dégradée | Rivière (Fig. 65-1, 66-1-2) | - Rivière (Fig. 65-2) - Dune côtière (Fig. 65-3-4) | * | Fluviale | Gouttières d'érosion dont le courant de type fluviale divagant, opérant dans le milieu de dépôt de l'unité II. |

TABLEAU 17 - Différentes possibilités d'environnements que présente, d'après les résultats de l'analyse granulométriques et les données concernant le conglomérat (Clifton), le dépôt de la base du Rhétien inférieur à Coyviller et les milieux envisagés.

* : Absence de données de comparaison (cf. ch. 1, tableau 5).

Dans un tel type de dépôt, il est difficile d'essayer de suivre l'évolution du remplissage des différentes gouttières d'érosion successives et ceci pour trois raisons essentielles :

- L'impossibilité de comparer le remplissage des différentes gouttières car, par le système même de divagation des courants, il est très difficile de situer leur zone centrale.
- L'impossibilité de délimiter les gouttières d'érosion dont le remplissage est de granulométrie homogène car dans ce cas les surfaces d'érosion sont dissimulées (mimétisme : BERSIER, 1958).
- La difficulté d'évaluer exactement l'épaisseur des différents termes conglomératiques à cause de l'érosion.

- Unité II :

De bas en haut de cette unité, le classement évolue vers des termes meilleurs (Fig. 43). Ceci est dû à ce que leur granulométrie (Q1MdQ3) est devenue homogène pour les sables de la troisième séquence. D'un autre côté, d'autres raisons doivent être recherchées pour expliquer la différence dans la valeur du classement des sables des deux premières séquences ; de même granulométrie (Q1MdQ3), et de même valeur de premier percentile et de pourcentage inférieur à 63 microns.

D'après les différentes possibilités d'environnements que peut présenter le dépôt de cette unité (tableau 17), nous pouvons considérer que les sables se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (milieu dunaire exclu : séquence sable-argilite) leur permettant d'avoir certains paramètres granulométrique d'un dépôt de plage (C Q1MdQ3 99 %, σ , SK, Md) et de rivière (σ , SK, Md, %<63 μ). Dans ce milieu le courant a été unidirectionnel (même direction des stratifications obliques) et le transport des matériaux se faisait par roulement et en suspension dégradée. La période du courant actif pendant laquelle le faisceau de stratification oblique s'est formé a été suivie d'une période d'eau calme ce qui a permis aux argilites de se déposer par décantation. D'après TERWINDT (1971), cette période est due au laps de temps écoulé avant le passage du courant formant le faisceau de stratification oblique suivant.

Etant donné que les conglomérats de l'unité I disparaissent latéralement au profit des sables de la deuxième unité, et que la sédimentation se termine soit au sommet des conglomérats ou de chaque faisceau de stratification oblique par une couche d'argilites vertes qui s'est très probablement

déposée dans les mêmes conditions d'environnement, nous pouvons supposer que le milieu de dépôt de la base du Rhétien inférieur à Coyviller est celui des sables à stratification oblique de l'unité II. Les conglomérats sont considérés comme des apports locaux dans des gouttières d'érosion.

- Conclusions :

- La carrière de Coyviller ne présentant que la base de Rhétien inférieur est formée de deux unités : une unité inférieure conglomératique et une supérieure formée de sables à litage oblique. Les conglomérats de l'unité I et les sables de chaque faisceau de stratification oblique sont surmontés par une couche d'argilites vertes.

- La séquence virtuelle locale enregistrée dans ce dépôt est la suivante : Conglomérats (plusieurs termes à différents degrés de ségrégation des graviers) - sables (sable moyen à grains de sable grossier, - sable moyen, - sable moyen à grains de sable fin) - argilites.

- Les variations de la teneur en ZrO_2 , généralement faible, à l'échelle de la formation sont dues principalement à la disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt.

- Les minéraux argileux se distribuent à l'échelle de la formation en fonction de leur distribution dans leurs lithofaciès respectifs. Dans le cas d'un remaniement, la fraction argileuse du sable s'enrichit en illite.

- Le milieu de dépôt de la base du Rhétien inférieur de Coyviller est celui des sables à stratifications obliques de l'unité II. Ceux-ci se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique à courant unidirectionnel; leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière. Les conglomérats de l'unité I, considérés comme des apports locaux, se sont déposés dans des gouttières d'érosion dont le courant est de type fluvial divagant.

AFFLEUREMENT DE MORIVILLER (Fig. 68) :

Ces deux affleurements ont été signalés par MARCHAL (1961). Ils se trouvent au Sud et Sud-Est de Moriviller et montrent pratiquement la base du Rhétien inférieur sans que, pour autant, le contact avec le Keuper supérieur soit observé.

Le Rhétien dans la région de Moriviller fait 25 m d'épaisseur dont 8 m pour le Rhétien supérieur (cf. LAUGIER, 1964, Fig. 28).

- Premier affleurement (M1) (Fig. 69):

Il se trouve au Sud de Moriviller, à une cinquantaine de mètres à l'intérieur du Grand-Bois. Le front de taille dont l'orientation est Nord-Est-Sud Ouest, a plus de 5 m de largeur et presque 4 m de hauteur. Il est constitué essentiellement de conglomérats divisés en deux parties par une couche continue d'argilites vertes de 7 cm d'épaisseur au maximum. C'est une couche ondulée contenant des lentilles de sable ayant une épaisseur millimétrique.

Les éléments sont formés des graviers de siltite (graviers blancs), de quartzites, de lydienne, et de quartz. Quelques graviers blancs sont formés, à l'intérieur, d'oxydes de fer de texture concentrique. Les conglomérats contiennent également des dents de poissons.

Dans la partie inférieure, le conglomérat est composé essentiellement d'éléments à texture "matrice-support" (10-30 %) et contient quelques lentilles remplies par des éléments à texture "graviers-support" (70-90 %). Ce lithofaciès est de couleur rouille plus ou moins foncée. Des horizons obliques noirs dûs à la présence d'oxydes de manganèse s'observent également.

La partie supérieure montre principalement un niveau conglomératique (11, 11-1, 11-2) dont les éléments sont à texture "matrice-support" (50-70%). Ce niveau contient plusieurs lentilles ondulées de différentes épaisseurs et d'extension latérale variable (tableau 18), remplies par des éléments à différents degrés de ségrégation de graviers et dont la classe dominante est "graviers-support" (tableau 18).

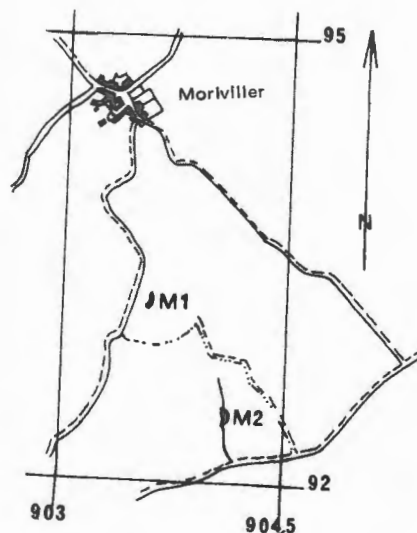


Figure 68 - Situation des affleurements de Moriviller (feuille, Bayon, au 1/50.000)

Au sommet de cet affleurement et sur le côté Sud-Ouest du front de taille les lentilles conglomératiques sont superposées, assez étendues, et d'une épaisseur presque constante. Sur le côté Nord-Est, les lentilles ont une structure complexe. Leurs limites sont parfois diffuses ou interrompues brusquement. Des lentilles glissées ou détachées d'autres lentilles s'observent également (20 détachée de 18 : même stratification oblique). Leur remplissage montre parfois une stratification oblique dont la base des feuillets est occupée par un pavage conglomératique (33, 34, 35).

- Deuxième affleurement (M2) (Fig. 71) :

Il se trouve à 1 km au Sud-Est du premier affleurement et présente pratiquement le même niveau du Rhétien inférieur que lui. Il est composé essentiellement des sables moyens à stratification oblique dont les différents faisceaux sont séparés par une couche d'argilites vertes érodée de 1 à 4 cm d'épaisseur. Chaque feuillet est formé de sable moyen se terminant par un film d'argilites vertes qui est dans la plupart des cas érodé.

- Analyse séquentielle (Fig. 69, 70, 71) :

- Les diastèmes :

DIASTÈME ONDULE :

Il se rencontre à la base des conglomérats et des sables à stratification oblique au contact des argilites vertes.

Il est également matérialisé dans le dépôt de l'affleurement M1 par la base du conglomérat dont la classe de ségrégation des graviers est plus élevée que celle du conglomérat sous-jacent. Il est très probablement masqué dans les conglomérats ne montrant aucun hiatus granulométrique (mimétisme).

Chaque feuillet de stratification oblique délimite à sa base un diastème mineur érosif.

- Les séquences :

SEQUENCE CONGLOMERATIQUE (Fig. 69, 70) :

Elle caractérise le dépôt de l'affleurement M1. Cette séquence montre une évolution granulométrique positive quand le conglomérat présente différents degrés de ségrégation de graviers entre sa base et son sommet. Cependant, il est difficile de savoir, vu le mimétisme, si le dépôt appartient à une ou plusieurs unités de sédimentation, c'est à dire à une ou plusieurs séquences. Cela veut dire que les différentes séquences présentes sur le schéma de la figure 70 n'ont qu'une valeur indicative.

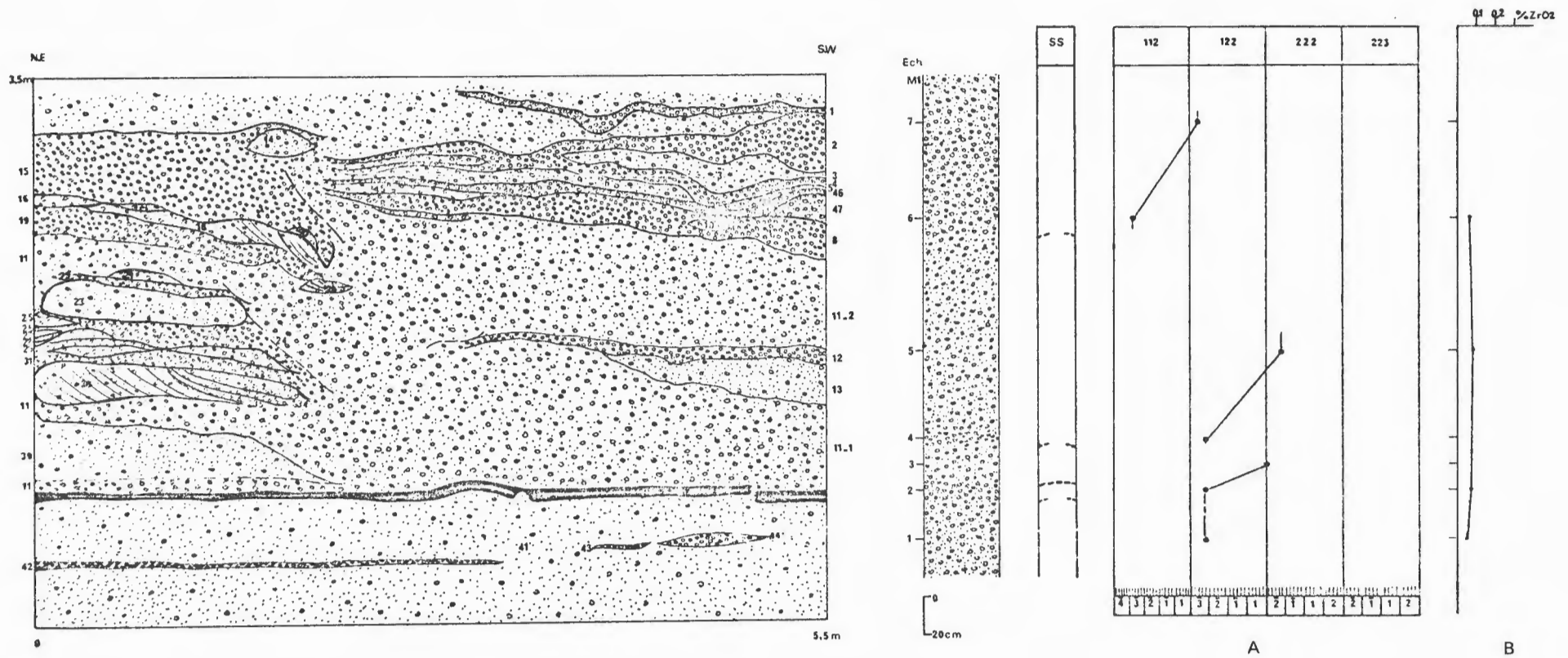


Figure 69 - Structure sédimentaire de l'affleurement M1 de Moriviller.

Figure 70 - Schéma d'évolution séquentielle (A) et d'évolution de la teneur en ZrO₃ à l'échelle de la formation.

| Niveaux | ℓ | ΔE | L | C | P | Niveaux | ℓ | ΔE | L | C | P |
|---------|--------|------------|-------|-------|----|---------|--------|------------|-------|-------|----|
| 1 | 250 | 6 | 0,024 | 70-90 | 30 | 23 | 143 | 20 | 0,139 | 30-50 | 10 |
| 2 | 350 | 37 | 0,105 | 70-90 | 30 | 24 | 190 | 27 | 0,142 | 70-90 | 30 |
| 3 | 185 | 20 | 0,108 | 30-50 | 10 | 25 | 37 | 10 | 0,27 | 30-50 | 10 |
| 4 | 350 | 8 | 0,022 | 70-90 | 30 | 26 | 45 | 4 | 0,08 | 70-90 | 30 |
| 5 | 75 | 7 | 0,09 | 30-50 | 10 | 27 | 20 | 5 | 0,25 | 30-50 | 10 |
| 6 | 265 | 11 | 0,041 | 30-50 | 10 | 28 | 25 | 1 | 0,04 | 70-90 | 30 |
| 7 | 113 | 6 | 0,053 | 30-50 | 10 | 29 | 15 | 5 | 0,33 | 30-50 | 10 |
| 8 | 350 | 20 | 0,057 | 70-90 | 30 | 30 | 50 | 7 | 0,14 | 50-70 | 10 |
| 9 | 70 | 5 | 0,07 | 30-50 | 10 | 31 | 80 | 5 | 0,06 | 70-90 | 30 |
| 10 | 25 | 7 | 0,30 | 0-10 | 45 | 32 | 200 | 8 | 0,04 | 70-90 | 30 |
| 11 | 195 | 7 | 0,036 | 50-70 | 10 | 33 | 90 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 11-1 | 550 | 90 | 0,16 | 50-70 | 10 | 34 | 80 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 11-2 | 550 | 110 | 0,20 | 50-70 | 10 | 35 | 60 | 0 | 0 | 70-90 | 30 |
| 12 | 245 | 7 | 0,028 | 70-90 | 30 | 36 | 140 | 28 | 0,20 | 10-30 | 30 |
| 13 | 155 | 27 | 0,174 | 10-30 | 30 | 37 | 100 | 10 | 0,10 | 30-50 | 10 |
| 14 | 150 | 19 | 0,126 | 30-50 | 10 | 38 | 69 | 6 | 0,08 | 30-50 | 10 |
| 15 | 210 | 40 | 0,190 | 70-90 | 30 | 39 | 210 | 45 | 0,214 | 30-50 | 10 |
| 15 | 65 | 5 | 0,07 | 50-70 | 10 | 40 | 28 | 4 | 0,14 | 10-30 | 30 |
| 16 | 55 | 5 | 0,09 | 50-70 | 10 | 41 | 550 | 10 | 0,018 | 10-30 | 30 |
| 17 | 35 | 5 | 0,14 | 50-70 | 10 | 42 | 330 | 6 | 0,018 | 70-90 | 30 |
| 13 | 175 | 17 | 0,097 | 30-50 | 10 | 43 | 40 | 3 | 0,07 | 70-90 | 30 |
| 19 | 205 | 15 | 0,073 | 70-90 | 30 | 44 | 80 | 8 | 0,10 | 70-90 | 30 |
| 20 | 40 | 6 | 0,15 | 30-50 | 10 | 45 | 150 | 6 | 0,04 | 30-50 | 10 |
| 21 | 60 | 6 | 0,10 | 30-50 | 10 | 46 | 350 | 14 | 0,04 | 70-90 | 30 |
| 22 | 125 | 5 | 0,04 | 70-90 | 30 | 47 | 40 | 20 | 0,50 | 50-70 | 10 |

Moyenne des indices de lenticularité : 0,11

Moyenne des facteurs de ségrégation : 20,7

TABLEAU 18 - Résultats de mesures de la ségrégation des graviers et de la lenticularité des lentilles conglomératiques.

ℓ : Extension latérale de la lentille en cm

ΔE : Différence en cm entre l'épaisseur maximum et minimum de la lentille

L : Indice de lenticularité

C : Pourcentage de la classe de ségrégation des graviers

P : Facteur de ségrégation des graviers.

Une seule séquence de l'affleurement M1 se termine par une couche d'argilites (Fig. 69).

SEQUENCE SABLE A STRATIFICATION OBLIQUE-ARGILITE (Fig. 71) :

Une telle séquence caractérise le dépôt de l'affleurement M2. Le terme sableux est constitué de plusieurs séquences unités (sable moyen-argilite) à travers desquelles la granulométrie des sables décroît de bas en haut de la séquence ss. Les argilites vertes reposent en discordance sur les feuillets de stratification oblique.

En conclusion, la séquence virtuelle locale enregistrée pour le dépôt des deux affleurements de Moriviller est la suivante :

*Conglomérats (plusieurs termes à différents degrés de ségrégation de graviers)
- sables (sable moyen à grains de sable grossier, - sable moyen, - sable moyen à grains de sable fin) - argilites.*

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 71) :

Pour les mêmes raisons citées lors de la discussion de dépôt conglomératique de l'unité I de Coyviller, cette dérive ne sera pas envisagée pour les conglomérats de l'affleurement M1.

L'ensemble des séquences de l'affleurement M2 montre une légère dérive positive due à la granulométrie plus fine et mieux classée des sables de la base de la dernière séquence par rapport à ceux de la base de la première séquence.

- Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation (Fig. 70, 71) :

La fraction légère (quartz) inférieure à 125 microns montre une teneur en ZrO_2 faible et presque constante aussi bien dans les conglomérats que dans les sables. Cette teneur est la plus faible dans les sables de la deuxième séquence de l'affleurement M2.

Comme pour les dépôts des autres affleurements, et pour les mêmes raisons cette teneur est principalement due à la disponibilité du zircon minéral lourd dans les conglomérats et les sables de ces deux affleurements.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

COURBE DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 56) :

Les courbes cumulatives sur papier de probabilité arithmétique sont de types R+S et R+S+T pour les conglomérats de l'affleurement M1, et de type S pour les sables de l'affleurement M2.

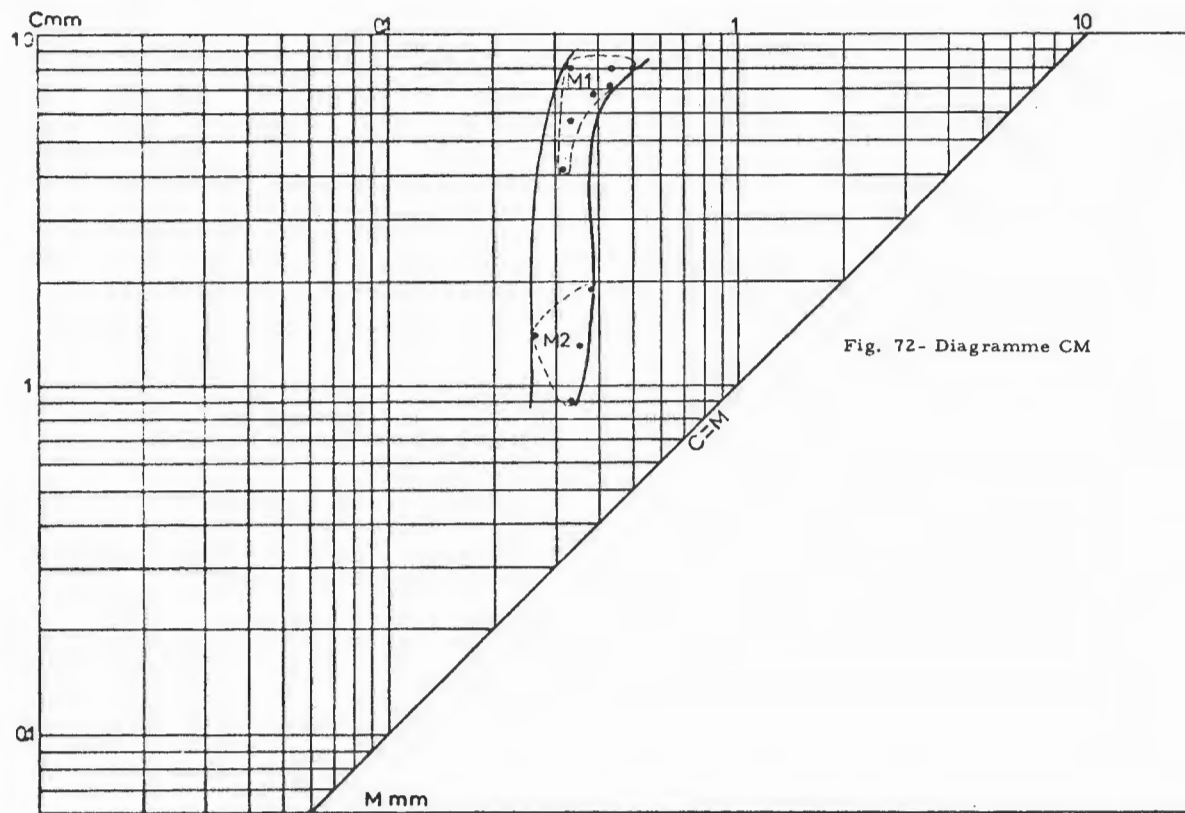


Fig. 72 - Diagramme CM

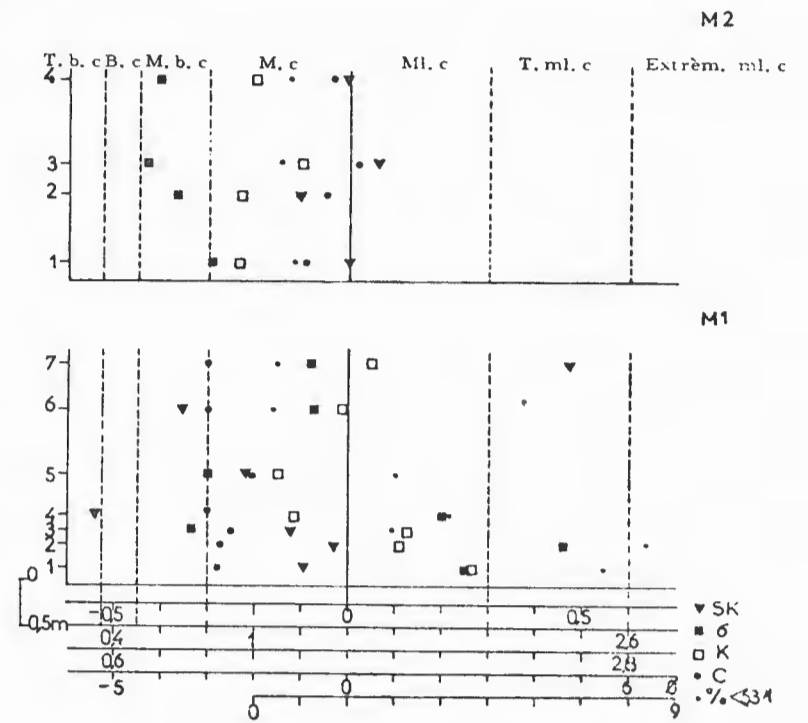


Figure 73 - Distribution des différents paramètres granulométrique à l'échelle verticale.

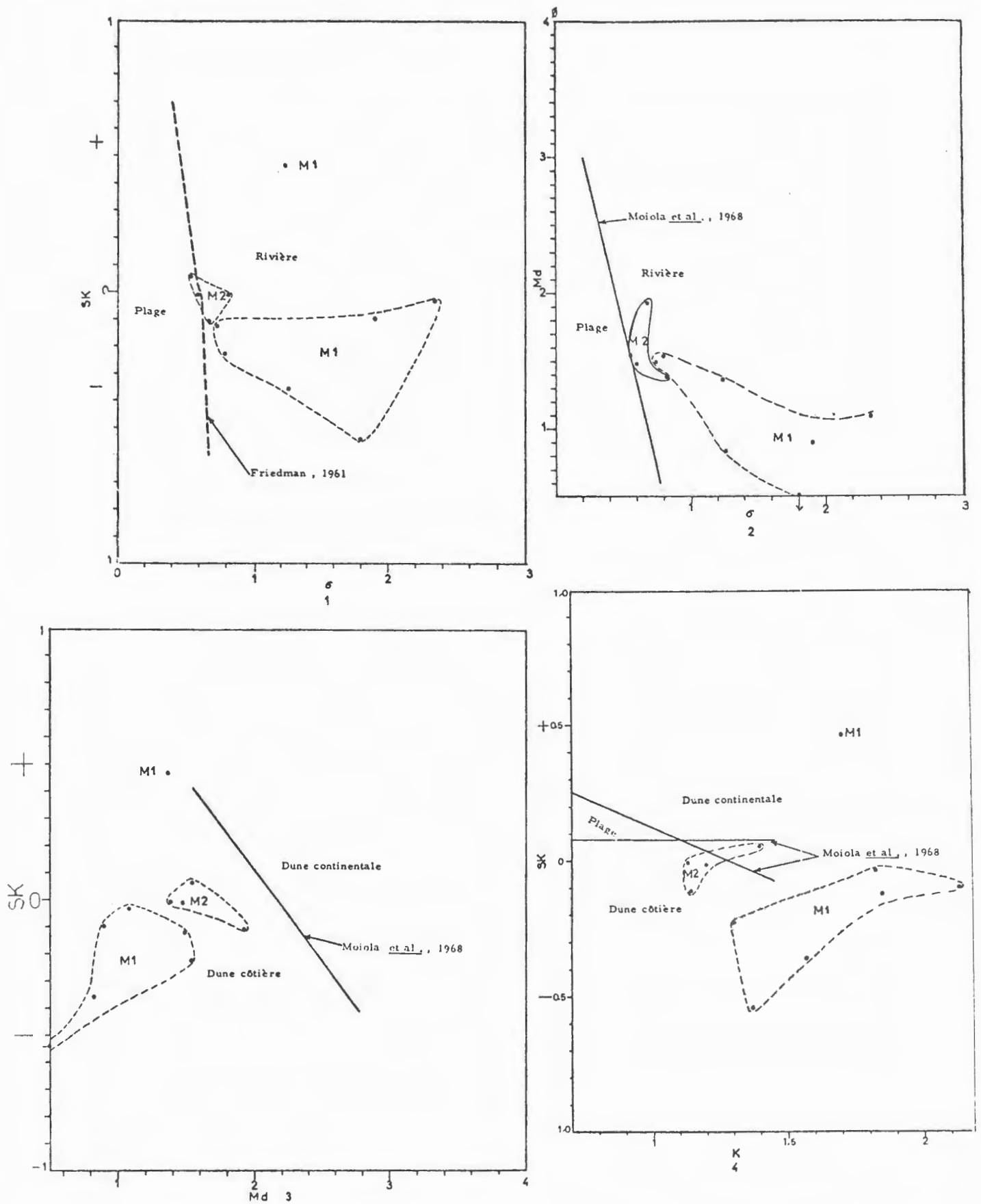


Figure 74- Diagrammes SK - σ (1) , Md - σ (2) , SK - Md (3) ,
et SK - K (4) .

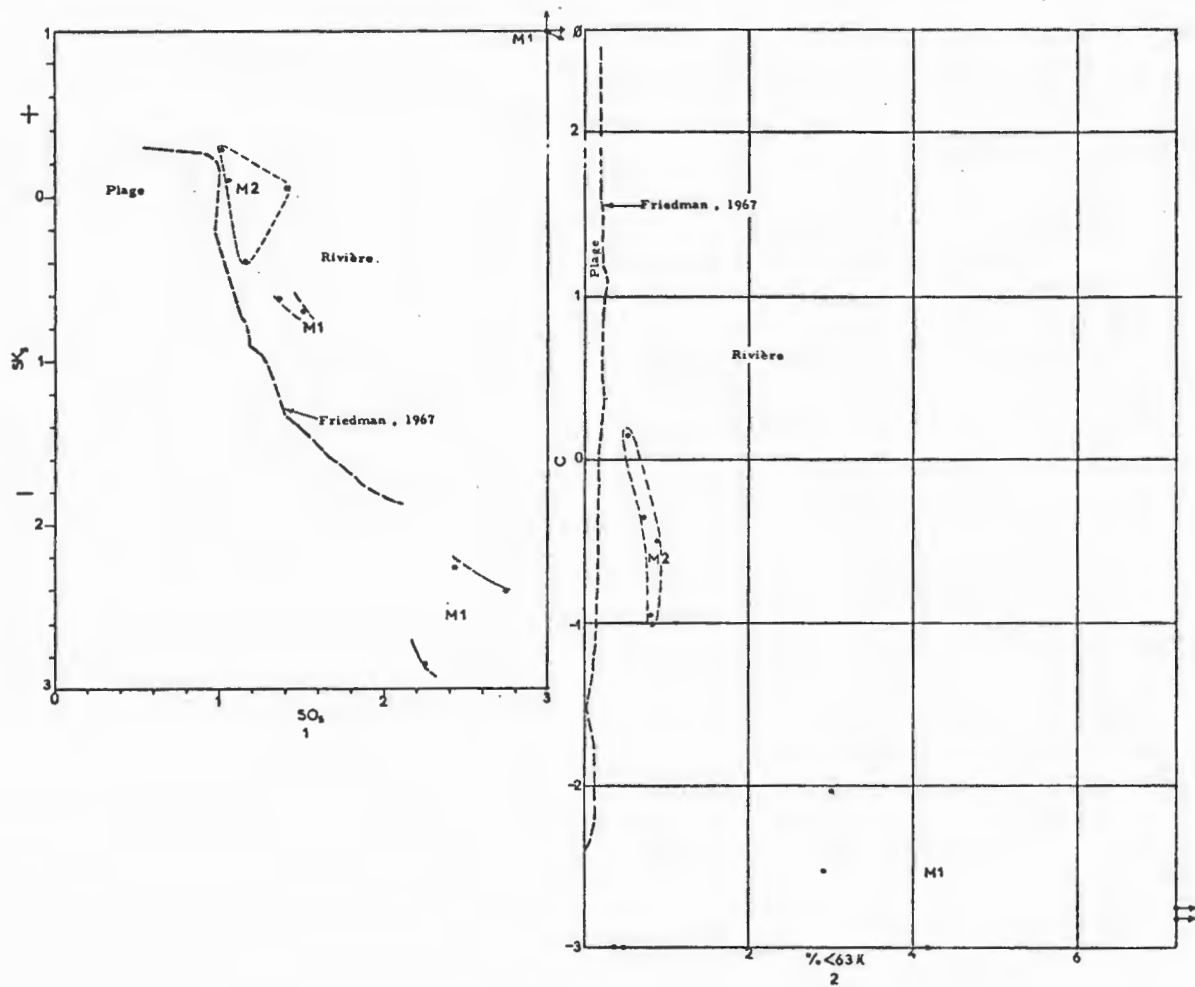


Figure 75 - Diagrammes $SO_s - SK_s$ (1) et $C\% 63K$ (2).

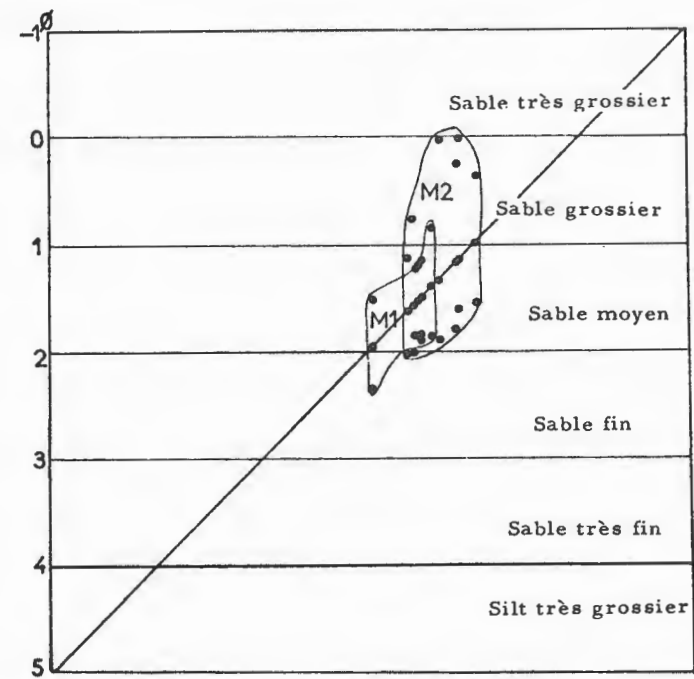


Fig. 76- Diagramme Q1MdQ3

SPECTRE CM (Fig. 72) :

La distribution CM de l'ensemble des échantillons des deux affleurements dessine le segment PQ d'un courant tractif. Le segment PO est légèrement entamé (Point P se situe entre 7 et 8 mm).

Les points représentant les conglomérats (M1) occupent le sommet de ce segment et ceux représentant les sables (M2) sa base.

PARAMETRES C, % < 63 μ , Md, σ , Sk, K, S O_5 , SK $_5$ (Annexe, tableau 7) :

- Affleurement M1 :

Les conglomérats sont caractérisés par une large variation du classement (0,73-2,33), de l'asymétrie (-0,54 et -0,03, une seule valeur de 0,47) et de l'acuité (1,3-2,13). Les valeurs de la médiane oscillent entre 0,34 et 1,53 ϕ , et celles du premier percentile entre -2 et -3 ϕ . Le pourcentage inférieur à 63 microns atteint parfois des valeurs élevées (0,37-7,44%).

- Affleurement M2 :

Les sables de cet affleurement, à caractères granulométriques assez homogènes, ont un classement moyennement bon (0,54-0,82), une asymétrie comprise entre -0,1 et 0,06, une acuité se situant entre 1,13 -1,4, une médiane inférieure à 2 ϕ (1,38-1,92 ϕ), un premier percentile compris entre -0,95 et 0,15 ϕ , et un pourcentage inférieur à 63 microns inférieur à 1 % (0,51-0,87%).

INDICES C Q1MdQ3 99 % : (Annexe, tableau 7)

DIAGRAMME Q1MdQ3 (Fig. 76) :

Les indices Q1MdQ3 des conglomérats (M1) se groupent dans le domaine des sables grossiers et moyens avec une asymétrie négative, tandis que ceux des sables (M2) se concentrent dans le domaine du sable moyen et celui du classement maximum.

- Discussion :

- Affleurement M1 :

D'après les données de l'analyse granulométrique et celles concernant les mesures de la ségrégation des graviers et de la lenticularité des couches conglomératiques (tableau 19) nous pouvons considérer que les conglomérats de cet affleurement se sont déposés dans un milieu sous-aquatique dont le courant serait de type fluvial. Ce courant que nous qualifions de divagant d'après les séquences conglomératiques que forme ce dépôt et la structure en lentille qu'il présente, a opéré dans des gouttières d'érosion où il a transporté les matériaux par roulement.

| Affleurement | Mode de Transport | Environnements | | | | Milieux envisagés |
|----------------|---|--|---|----------------|----------------|---|
| | Passega (1957) | Friedman (1961,1967) | Moiola et al. (1968) | Doeglas (1968) | Clifton (1973) | |
| M ₂ | Courant tractif par roulement et en suspension dégradée | Rivière (Fig. 75-1-2) Rivière-Plage (Fig. 74-1) | - Rivière (Fig. 74-2) - Dune côtière (Fig.74-3-4) | - Plage | | Milieu sous-aquatique à courant unidirectionnel, permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage et de rivière |
| M ₁ | Courant tractif Transport par roulement et en suspension dégradée | Rivière (Fig. 74-1, 75-1-2) | - Rivière (Fig. 74-2) - Dune côtière (Fig. 74-3-4) | * | Fluviatile | Gouttières d'érosion dont le courant est de type fluviatile |

TABLEAU 19 - Différentes possibilités d'environnement que présente, d'après les résultats de l'analyse granulométrique et les données concernant le conglomérat (Clifton). Le dépôt de la base du Rhétien inférieur des deux affleurements de Moriviller, et les milieux envisagés.

* : Absence de données de comparaison.

Dans un tel milieu, la superposition des gouttières d'érosion dont le remplissage est de granulométrie presque homogène rend très difficile la reconstitution de l'édifice chenalisant. Ajoutons à cela les remaniements intraformationnels et le glissement de berge qui sont deux phénomènes caractéristiques d'un tel type de sédimentation qui se déforme constamment tant à l'échelle verticale que latérale (BERSIER, 1958). Le phénomène de glissement de berge pourrait être à l'origine de la déformation et du détachement des lentilles conglomératiques du côté N-E du front de taille, mais cela ne laisserait-il pas supposer que le conglomérat était consolidé au moment du glissement ?.

Des périodes d'eau calme, dites étales, pendant lesquelles une sédimentation fine par décantation s'est installée sont fréquentes dans ce milieu. Cela explique très probablement la présence des argilites vertes au milieu de cette formation.

- Affleurement M2 :

L'évolution du classement de sables de bas en haut de cet affleurement (Fig. 73) semble être liée, pour les trois premiers échantillons, à l'augmentation dans le même sens de la valeur du premier percentile qui devient positive. Le meilleur classement du sable du dernier échantillon est due essentiellement à sa granulométrie plus homogène.

Parmi les différentes possibilités d'environnement que peut présenter le dépôt de cette unité (tableau 19) nous pouvons admettre que les sables se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique (milieu dunaire exclu : séquence sable-argilite même à l'échelle de la séquence unité) leurs permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (C Q1MdQ3 99 %, σ , SK) et de rivière (σ , SK, Md, %<63 μ). Dans ce milieu, le courant transportant les matériaux a été unidirectionnel.

- Conclusions :

- Les deux affleurements de Moriviller présentent pratiquement la même base du Rhétien inférieur. Le premier (M1) est formé du lithofaciès conglomératique avec une couche d'argilites vertes au milieu. Le deuxième (M2) est formé de sables montrant plusieurs faisceaux de stratification oblique séparés par une couche d'argilites vertes.

- La séquence virtuelle locale que enregistre le dépôt de ces deux affleurements est la suivante :

Conglomérats (plusieurs termes à différents degrés de ségrégation des graviers) - sables (sable moyen à grains de sable grossier, - sable moyen, - sable moyen à grains de sable fin) - argilites.

- La teneur en ZrO_2 aussi bien dans les conglomérats que dans les sables est faible et presque constante. Elle est due à la disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt.

- Les conglomérats de l'affleurement M1 se sont déposés dans des gouttières d'érosion dont le courant est de type fluviatile divagant. Dans ce milieu, les argilites vertes se sont déposées par décantation pendant des périodes d'eau calme, dites étales.

- Les sables de l'affleurement M2, présentant le même niveau de la base du Rhétien inférieur, se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique à courant unidirectionnel, leurs permettant d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage et de rivière.

AFFLEUREMENT DE LA HAUTE-FLAVIGNY (Fig. 77) :

Le Rhétien de la région de Flavigny a été cité dans la littérature ancienne ; dans le sable du Rhétien inférieur la présence de quelques fossiles de Bivalves comme Pecten valoniensis Defrance., et Avicula contorta Portlok. (JOLY, 1908) furent signalés.

En 1972, nous y avons relevé la coupe décrite par VAUCEL (1960). Celle-ci, de 6,10 m de puissance, montre le sommet du Rhétien inférieur et son passage au Rhétien supérieur.

Dans cette région le Rhétien fait 25 m d'épaisseur (cf. feuille Bayon, au 1/50.000) dont 8 m pour les "Argiles de Levallois" (cf. LAUGIER, 1964, Fig. 28).

La partie essentiellement sableuse de cet affleurement (Fig. 78) est formée de 5,60 m de sables fins (Fig. 79) blanc-jaunâtre montrant parfois une stratification oblique. Ces sables sont interstratifiés avec :

- de fréquentes couches de pélites homogènes (1-2 cm d'épaisseur), continues latéralement sur quelques mètres (5 m),
- des niveaux fins de pélites en lentilles chevauchées, continus latéralement sur quelques mètres (5 m),
- des lentilles de pélites intercalaires disposées le plus souvent parallèlement à la stratification et assez rapprochées.

Des lentilles de pélites dispersées sans ordre sont parfois présentes. Les surfaces de stratification entre sables et pélites et sables sont planes. La fréquence d'un type de pélites par rapport à l'autre, et la fréquence des pélites en général, nous a permis de diviser, de bas en haut, les sables de cet affleurement en trois unités : I, II, III, que nous pouvons suivre latéralement sur toute la longueur de l'affleurement (5 m).

- Unité I (hauteur : 1,45 m) :

C'est l'unité où les pélites sont en général les plus fréquentes.

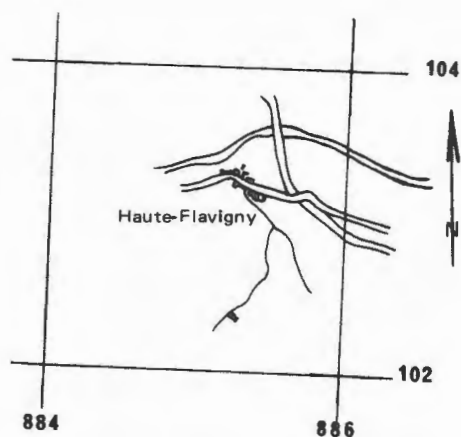


Figure 77 - Situation de l'affleurement de la Haute-Flavigny (feuille, Bayon, au 1/50.000)

Elle commence par le premier niveau de pélites et se termine par la couche de pélites homogènes la plus épaisse (2 cm). Les sables contiennent une couche de pélites homogènes (1 cm d'épaisseur), de fréquents niveaux de pélites en lentilles chavauchées, et des lentilles de pélites intercalaires précédant souvent les couches de pélites homogènes.

- Unité II (hauteur : 1,15 m) :

Cette unité est caractérisée par la présence de nombreuses couches de pélites homogènes de moins de 1 cm d'épaisseur. Elle montre dans sa moitié inférieure deux niveaux fins de pélites en lentilles, et dans sa moitié supérieure des couches de pélites homogènes se rapprochant l'une de l'autre.

- Unité III (hauteur : 3 m) :

Cette unité contient seulement quelques niveaux fins de pélites en lentilles à la base, et des lentilles dispersées sans ordre dans le sable au sommet.

Les sables de l'unité III sont surmontés de bas en haut par une couche de quelques millimètres d'épaisseur d'argilites vertes, érodée, et par une couche conglomératique (10-15 cm d'épaisseur) contenant des graviers de quartzites et de quartz. Le conglomérat dont le diamètre du gros gravier atteint 5 cm passe à des sables fins gris-verdâtre, riches en argiles et contenant encore des graviers. Les sables sont surmontés par des argilites lie-de-vin précédées par des argilites vertes : les "Argiles de Levallois".

Une situation semblable a été observée par VAUCEL (1960), à un Km au Nord de la Haute-Flavigny (Bois Lochard) où le passage des sables aux argilites lie-de-vin se fait de bas en haut par un cordon de conglomérat (1-2 cm d'épaisseur), un niveau d'argilites jaunes, et un niveau de sable argileux devenant une argilite sableuse au sommet.

- Analyse séquentielle (Fig. 78) :

- Les diastèmes :

DIASTEME ONDULE :

Il se rencontre à la base du conglomérat. Le lithofaciès sous-jacent érodé est une argilite verte.

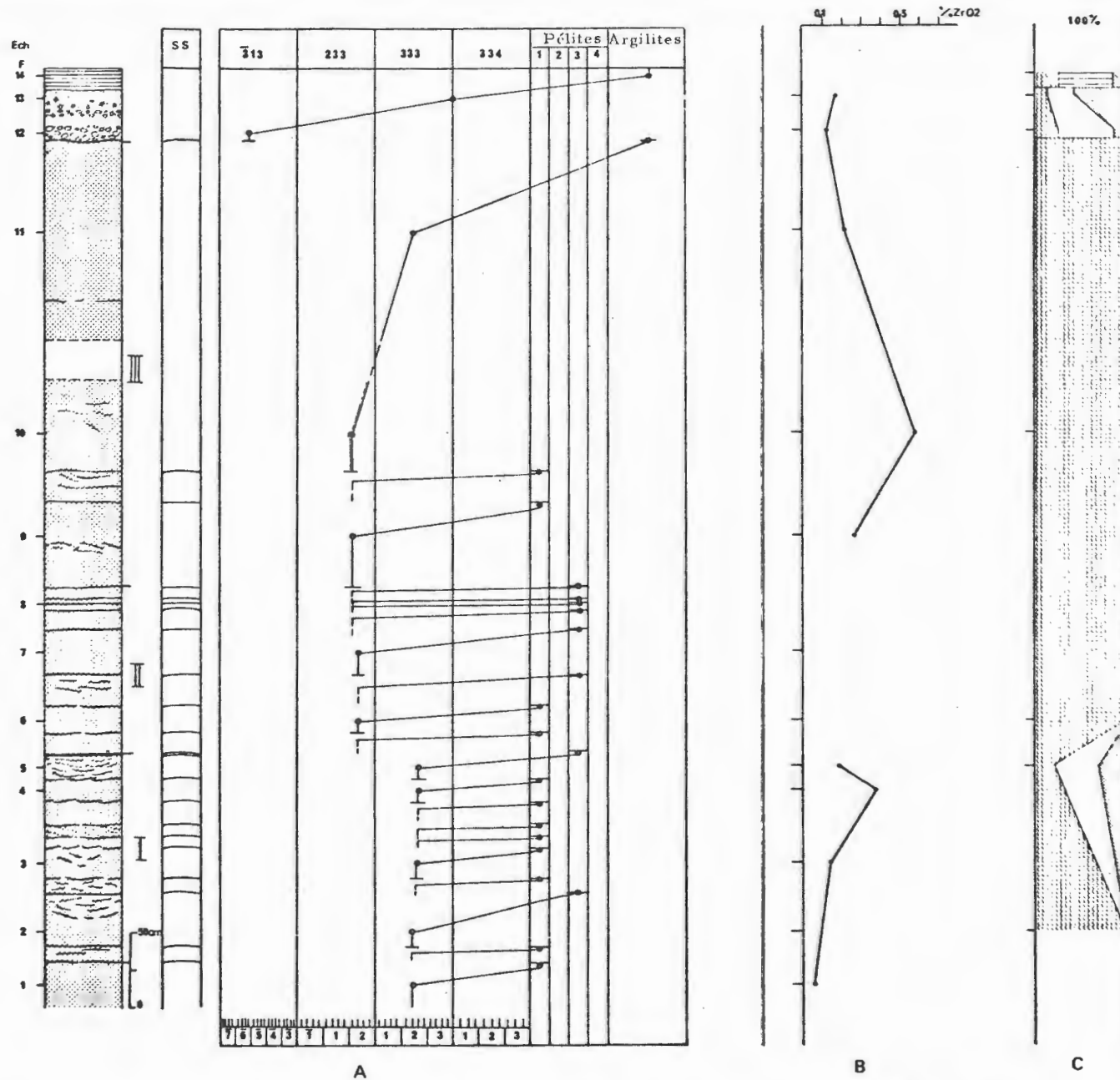


Figure 78 - Evolution séquentielle (A), de la teneur en ZrO₂ (B) et des minéraux argileux (C) du dépôt du Rhétien de l'affleurement de Flavigny.

DIASTEME PLAN :

Il est constaté à la base des sables au contact des couches de pélites homogènes, et des niveaux fins de pélites en lentilles.

La présence dans les sables de l'unité III des lentilles dispersées sans ordre qui pourrait être interprétées comme des intraclastes indique que ce diastème pourrait être érosif. Cependant, des signes de remaniement n'ont pas été observés au contact sables-pélites sous-jacentes.

- Les séquences :

SEQUENCES CONGLOMERAT-SABLE-ARGILITE OU SABLE-ARGILITE :

Dans la première séquence, le terme conglomératique passe à un terme sableux (sable fin à grains de sable très fin) mal classé car contenant des graviers et un pourcentage élevé de silts et d'argiles ($\% < 63\mu$: 24 %). Le terme sableux de la deuxième séquence est différent car il est formé de sable fin classé. C'est le sable du sommet de l'unité III.

Le terme argileux est formé d'argilites vertes et lie-de-vin dans la première séquence et d'argilites vertes érodées dans la deuxième.

SEQUENCE SABLE-PELITES :

La base de séquence est formée de sable fin à grains de sable moyen ou de sable fin. Les sables contiennent parfois, au sommet, des lentilles de pélites intercalaires formant chacune le sommet d'une séquence unité sable-pélites. Le terme de sommet de séquence est une couche de pélites homogènes ou un niveau fin de pélites en lentilles.

En conclusion la séquence virtuelle locale est la suivante :

Conglomérat - sable (sable fin à grains de sable moyen, - sable fin, - sable fin à grains de sable très fin) - niveau fin de pélites en lentilles - couche de pélites homogènes - argilites.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 78) :

L'ensemble des séquences de dépôt du Rhétien de cet affleurement se subdivise en trois groupes. Le premier concerne les séquences de l'unité I qui ne montrent à l'échelle verticale aucune évolution particulière étant donné que la granulométrie du sable reste constante. Le deuxième caractérise les séquences des unités II et III qui enregistrent de bas en haut une discrète évolution négative liée à la diminution de la fréquence des pélites et la présence de ce qui a été considéré comme intraclastes de pélites.

Le dernier groupe n'est que la séquence conglomérat-sable-argilites vertes et lie-de-vin : "Argiles de Levallois". A travers ces groupes de séquences, l'énergie maximale de milieu de dépôt est devenue de bas en haut de plus en plus forte compte tenu que le sable des séquences du deuxième groupe est de granulométrie plus grossière que celui des séquences du premier groupe et que la base de la dernière séquence est conglomératique.

- Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation (Fig. 78) :

La teneur en ZrO_2 dosée dans la fraction légère inférieure à 125 microns est variable bien que la granulométrie du sable (sable fin) corresponde à l'équivalent hydraulique du zircon de taille inférieure à 125 microns. Cette teneur augmente de bas en haut de l'unité I où elle culmine dans le sable de l'avant dernière séquence. Parallèlement, la teneur dans la fraction légère inférieure à 125 microns augmente et passe de 5 à 11 %.

Dans les sables de l'unité III, la teneur en ZrO_2 est plus élevée que dans ceux de l'unité I. Elle est la plus élevée de l'affleurement dans les sables à interclastes de pélites (?) où le pourcentage en fraction légère est de 1%.

Vu ces constatations et en comparaison avec ce qui a été trouvé à Serres et à St.-Nicolas-de-Port, nous pouvons supposer que les variations de la teneur en ZrO_2 sont dues principalement à la disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt. Cette teneur s'est très probablement accentuée dans les sables de l'unité III par vannage de la fraction légère inférieure à 125 microns.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 78) :

La fraction argileuse des sables de la partie essentiellement sableuse du Rhétien est principalement formée de kaolinite ; l'illite est pratiquement en traces et les minéraux interstratifiés (I-M) sont absents. La teneur élevée en illite et minéraux interstratifiés du sable de la dernière séquence de l'unité I est plus vraisemblablement liée à l'échantillonnage qu'à l'érosion des pélites.

La fraction argileuse du conglomérat contient principalement des minéraux interstratifiés (I-M) et presque la même quantité d'illite et de kaolinite. La teneur en illite devient élevée dans le sable argileux verdâtre et

ceci au détriment des minéraux interstratifiés qui s'organisent et présentent un pic à 11,62 Å. Le passage aux argilites lie-de-vin s'accompagne de l'apparition d'une montmorillonite associée aux minéraux interstratifiés de type (I-M). La teneur en illite prend le même pourcentage que celui trouvé dans le conglomérat. La kaolinite montre presque la même teneur que celle trouvée dans les deux autres lithofaciès.

- Lithofaciès de Rhétien inférieur et supérieur en Haute-Flavigny :

Les minéraux interstratifiés (I-M) à 11,62 Å présents dans le sable argileux verdâtre n'ont jamais été signalés dans la fraction argileuse d'un quelconque lithofaciès du Rhétien inférieur. Etant donné que ce sable forme le terme intermédiaire de la séquence dont le terme de sommet est les "Argiles de Levallois" (conglomérat-sable-argilite), nous attribuons au Rhétien supérieur le conglomérat et le sable de cette séquence. D'autre part, puisque les argilites vertes sous-jacentes au conglomérat n'ont pas été trouvées dans la partie essentiellement sableuse inférieure, nous mettons la limite de lithofaciès entre le Rhétien inférieur et supérieur à la base des argilites vertes. En outre, le fait que les argilites lie-de-vin contiennent de la montmorillonite peut être un argument pour mettre la limite du Rhétien supérieur à leur base et non pas à la base des argilites vertes. Cela peut être vrai pour cet affleurement, mais puisque les argilites lie-de-vin d'autres régions (Pousse, Vézelize) sont caractérisées par la présence des minéraux interstratifiés à 11,62 Å, nous considérons que ces minéraux caractérisent en général le Rhétien supérieur.

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Nous reconnaissons sur les différents graphiques représentant les résultats de l'analyse granulométrique (Fig. 43, 64, 65, 66, 79) deux ensembles correspondant au dépôt du Rhétien inférieur et du Rhétien supérieur. En outre, les données granulométriques caractérisant les sables de l'unité I, et des unités II, III forment deux aires distinctes sur le diagramme SK-K (Fig. 65-4).

COURBE DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 56) :

Les courbes cumulatives sur papier de probabilité arithmétique sont de type S pour les sables du Rhétien inférieur, et de types R+S et R+S+T pour le conglomérat et le sable argileux du Rhétien supérieur.

SPECTRE CM (Fig. 64) :

La distribution CM des sables du Rhétien inférieur forme un segment parallèle à la ligne C=M. Celui-ci correspond certainement à une partie du

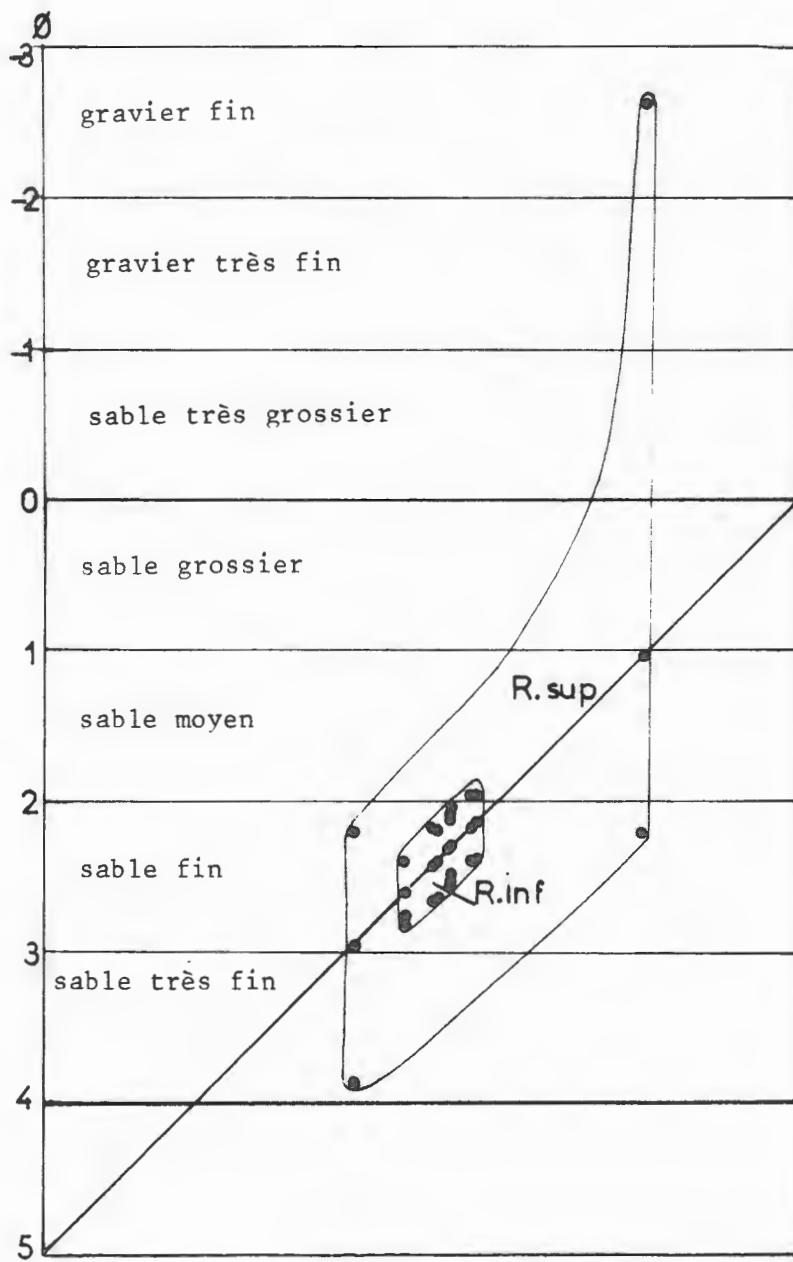


Figure 79 - Diagramme Q1MdQ3

segment QR d'un courant tractif. Les deux points représentant le conglomérat et le sable du Rhétien supérieur se placent du côté des valeurs élevées du premier percentile (8-38 mm).

PARAMETRES C , $\% < 63\mu$, Md , σ , SK , K , SK_s , SO_s (Annexe, tableau 8) :

- Rhétien inférieur :

Les sables du Rhétien inférieur sont caractérisés par un très bon classement (0,29 - 0,38), une asymétrie souvent positive (0,01 - 0,2 ; deux valeurs sont négatives : -0,03 et -0,05), une médiane supérieure à 2ϕ (2,14 - 2,6 ϕ), un premier percentile supérieur à 1ϕ (1,3 - 1,82 ϕ), et un pourcentage inférieur à 63 microns souvent inférieur à 1 % (0,2 - 1,1 % ; deux valeurs de 1,5 et 2 %).

Les sables de l'unité I ont une acuité comprise entre 0,88 et 1,47, tandis que ce paramètre est proche de la valeur normale pour les sables des unités II et III (0,85 - 1,06).

- Rhétien supérieur :

Le conglomérat et le sable argileux du Rhétien supérieur sont à caractères granulométriques très hétérogènes : mauvais classement (1,82 - 3,07), asymétrie de -0,4 et 0,3, acuité de 0,9 et 1,3, large variation de la valeur de médiane (-0,14 et 3,59 ϕ), premier percentile négatif (-3 et -5,25 ϕ), et pourcentage inférieur à 63 microns de 6 et 24 %.

INDICES C $Q1MdQ3$ 99 % : (Annexe, tableau 8)

DIAGRAMME $Q1MdQ3$ (Fig. 79) :

Les indices $Q1MdQ3$ des sables du Rhétien inférieur sont concentrés dans le domaine du sable fin avec le même classement.

Les indices du conglomérat et du sable argileux couvre un domaine allant des graviers moyens au sable très fin.

- Discussion :

- Rhétien inférieur :

Bien que les paramètres granulométriques des sables soient dans l'ensemble homogènes surtout en ce qui concerne le classement, l'acuité des sables de l'unité I évolue de bas en haut vers des valeurs plus élevées. Cette évolution semble être liée à l'augmentation dans le même sens du pourcentage inférieur à 63 microns qui passe de 0,4 à 2 %. Cette relation apparente ne peut pas être

| Rhétien | Mode de transport | Environnements | | | Milieux envisagés |
|---------------|---|--|---|--------------------------------|---|
| | Passega (1957) | Friedman (1961-1967) | Moiola et al. (1968) | Doeglas (1968) | |
| supérieur * 1 | | Rivière (Fig. 65-1, 66-1-2) | Rivière (Fig. 65-2) Conglomérat : Dune côtière (Fig. 65-3-4) Sable argileux : Dune continentale (Fig. 65-3-4) | * 2 | Transport dans une gouttière d'érosion dont le courant est de type fluviatile. |
| Inférieur | Courant tractif. Transport en suspension dégradée. | Rivière (Fig. 66-2) Plage (Fig. 65-1, 66-1) | Dune continentale (Fig. 65-3) Dune côtière - Plage (Fig. 65-4) Plage (Fig. 65-2) | - Dune continentale - Plage | Milieu sous-aquatique permettant aux sables d'avoir certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage et de rivière. |

TABLEAU 20 - Différentes possibilités d'environnement que présente, d'après les données granulométriques, le dépôt de Rhétien inférieur et supérieur de la Haute-Flavigny, et les milieux envisagés.

* 1 : Résultats concernant seulement le conglomérat et le sable argileux

* 2 : Absence de données de comparaison.

la seule cause des variations de l'acuité car comme nous l'avons constaté pour le dépôt des autres affleurements, l'évolution de ce paramètre est dans la plupart des cas incompréhensible.

Plage, rivière, dune côtière ou continentale sont les principaux milieux que peut présenter le dépôt du Rhétien inférieur de cet affleurement d'après les données granulométriques de ses sables (tableau 20). Le milieu dunaire, côtier ou continental, est exclu compte tenu de la présence des pélites soit en couche homogène ou soit en structure madrée. D'autre part, puisque le dépôt de cette formation est homogène et s'agence toujours dans le même type de séquence, il est hors question de considérer que les sables se sont déposés tantôt dans un milieu fluviatile, tantôt dans milieu de plage. Nous supposons donc qu'ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique qui peut leur permettre d'avoir certains paramètres granulométriques de dépôt de plage (σ , SK, Md, C Q1MdQ3 99 %) et de rivière ($\% < 63\mu$). Pendant le dépôt des sables de l'unité I, ce milieu a été d'assez faible énergie tandis qu'il est devenu plus turbulent pendant le dépôt des sables de l'unité II et surtout de l'unité III.

- Rhétien supérieur :

Le milieu de dépôt des argilites du Rhétien supérieur sera discuté plus tard. D'ores et déjà nous pouvons dire qu'à la base du Rhétien supérieur, l'installation du milieu calme des argilites a été accompagnée par des périodes de forte énergie traduite par un arrivage conglomératique transporté par un courant de type fluviatile (tableau 20). Ce courant, opérant très probablement dans des gouttières d'érosion, n'a été, à notre avis, qu'une pulsation de très forte énergie car la richesse en argiles et graviers du sable surmontant le conglomérat suppose que le transport des matériaux a été court et la décroissance de l'énergie a été soudaine.

- Conclusions :

- Le Rhétien inférieur de l'affleurement de la Haute-Flavigny est constitué d'une alternance de sable fin ou de sable fin à grains de sable moyen et de pélites en couche homogène ou en structure madrée. La fraction argileuse des sables contient essentiellement de la kaolinite.

Le Rhétien supérieur que nous avons séparé sur la base des minéraux argileux est formé de bas en haut de conglomérat, de sable argileux, et des argilites lie-de-vin précédées à leur base par des argilites vertes. L'appartenance du conglomérat à cette formation a été confirmée par la présence dans la fraction argileuse du sable argileux des minéraux interstratifiés (I-M) à 11,62 Å. Les minéraux interstratifiés sont associés à la montmorillonite dans les argilites lie-de-vin. L'illite et la kaolinite sont présentes dans les trois lithofaciès.

- La séquence virtuelle locale obtenue dans le dépôt de tout le Rhétien est la suivante :

Conglomérat - sable (sable fin à grains de sable moyen, - sable fin, - sable fin à grains de sable très fin) - niveau fin de pélites en lentilles - couche de pélites homogènes - argilites.

- L'évolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation s'explique principalement par la disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt, et secondairement par un vannage d'une partie de la fraction légère inférieure à 63 microns et la concentration du zircon dans l'autre partie.

- Les sables du Rhétien inférieur sont à caractères granulométriques homogènes. Ils se seraient déposés dans un milieu sous-aquatique leur permettant d'avoir certains paramètres granulométriques d'un dépôt de plage et de rivière. Ce milieu a été d'assez faible énergie pendant le dépôt du sable de l'unité I tandis que il a été relativement turbulent pendant le dépôt du sable de l'unité I et surtout de l'unité III.

- Les argilites du Rhétien supérieur se sont déposées dans un milieu calme qui va être envisagé plus tard. Ce milieu a été soumis à la base du Rhétien supérieur à des courtes périodes de forte énergie se manifestant par un apport conglomératique et sableux dans des gouttières d'érosion dont le courant est de type fluviatile.

AFFLEUREMENT DE LANEUEVILLE-SOUS-CHATENOIS (Fig. 80) :

Une ancienne carrière de sable, actuellement abandonnée, se trouve dans le bois de sapins à droite de la route menant de Laneuveville à Dombrot-sur-Vair.

L'affleurement faisant 6,20 m de hauteur montre un ensemble sableux blanc taché de rouille, séparé par des niveaux fins de pélites en lentilles, des couches de pélites homogènes, et contenant des lentilles de pélites intercalaires et des lentilles dispersées sans ordre.

La position de cet affleurement par rapport au Keuper supérieur et aux "Argiles de Levallois" peut être connue grâce à une coupe relevée par MAUBEUGE (1955) dans les carrières de sable souterraines de Gironcourt-sue-Vraine (4 km au Nord-Est de Laneuveville). C'est une coupe de 23 m d'épaisseur montrant de haut en bas la succession des lithofaciès suivante

- 3 m d'argilites lie-de-vin : "Argiles de Levallois"
- 8 m de pélites feuilletées bleu-noir et jaunâtres se débitant en plaquettes très dures.
- 10 cm de surface irrégulière très oxydée couverte de galets de quartz et de quartzites (surface d'érosion).
- 10,55 m de sable blanc-jaunâtre contenant des nombreux niveaux de pélites bleu-griset jaunâtres d'un cm au maximum d'épaisseur terminant en biseau et convergeant entre eux par endroit. Des niveaux de pélites homogènes de 4 cm d'épaisseur sont observés aussi. Le sable montre des empreintes de Bivalves indéterminables et de grosses valves d'Huitre.
- 25 cm de pélites.
- 60 cm de calcaire marneux compact bleuâtre clair et vert.
- 40 cm de grès blanc compact.

Il semble bien, d'après les caractéristiques du sable de Laneuveville et celui de Gironcourt que le sable Laneuveville est l'équivalent stratigraphique de sable blanc jaunâtre de Gironcourt. Etant donné que le Rhétien inférieur et supérieur à Gironcourt fait 36 m (MAUBEUGE, 1955) nous pouvons supposer que la base de l'affleurement de Laneuveville est au moins à 15 m du sommet du Keuper supérieur et à 10 m au maximum de la base des "Argiles de Levallois" qui font 8 m d'épaisseur.

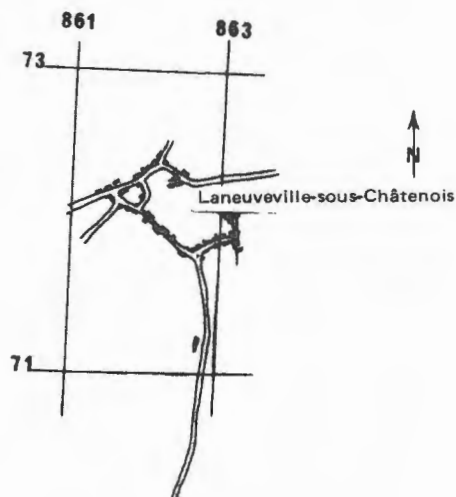


Figure 80 - Situation de l'affleurement de Laneuveville-sous-Châtenois (feuille, Châtenois au 1/50 000)

A Laneuveville, c'est un sable moyen (Fig. 87) homogène contenant des rares galets de quartzites au sommet de l'affleurement (Fig. 81).

Les niveaux fins de pélites en lentilles, quelle que soit leur extension latérale, sont formés de lentilles plus ou moins longues se mettant l'une à côté de l'autre ou se chevauchant les unes les autres. Elles sont parallèles ou légèrement obliques à la stratification. Des niveaux anastomosés sont parfois remarquables.

Les couches de pélites homogènes sont continues latéralement sur plusieurs mètres. Elles ont une épaisseur comprise entre 1 et 3 cm. Nous y avons trouvé des rares galets de quartzites.

Les lentilles de pélites intercalaires sont dispersées dans le sable mais assez proche l'une de l'autre. Elles sont parallèles ou légèrement obliques à la stratification.

La périodicité dans le sable des couches de pélites homogènes et des niveaux fins de pélites en lentilles nous a permis de diviser l'affleurement en trois unités ; I, II, III (Fig. 81). Les unités I, II se terminent chacune par la couche de pélites homogène la plus épaisse (3 cm), l'unité III représente le sommet de l'affleurement.

- Unité I (hauteur : 2 m environ) (Fig. 81) :

— — — —

Elle est divisée en deux sous-unités IIa et IIb. La sous-unité IIa commence par la base de l'affleurement et se termine par une couche de pélites homogènes de 2 cm d'épaisseur. Elle est caractérisée par la présence dans le sable de plusieurs niveaux fins de pélites en lentilles. Le sable dans la sous-unité IIb présente une couche de pélite homogène de 1 cm d'épaisseur.

- Unité II (hauteur : 2,42 m) (Fig. 81) :

— — — —

Elle comprend trois sous-unités ; IIa, IIb, et IIc. Le sable dans la sous-unité IIa contient une couche de pélite homogène de 1 cm d'épaisseur et se termine par une autre de 2 cm d'épaisseur. Dans la sous-unité IIb, le sable contient plusieurs niveaux fins de pélites en lentilles dont certains sont anastomosés. Elle se termine par une couche de pélites homogène de 2 cm d'épaisseur. La sous-unité IIc est caractérisée par la présence dans le sable des niveaux fins de pélites en lentilles et des lentilles de pélites intercalaires qui précèdent la couche de pélites homogènes de sommet de cette unité.

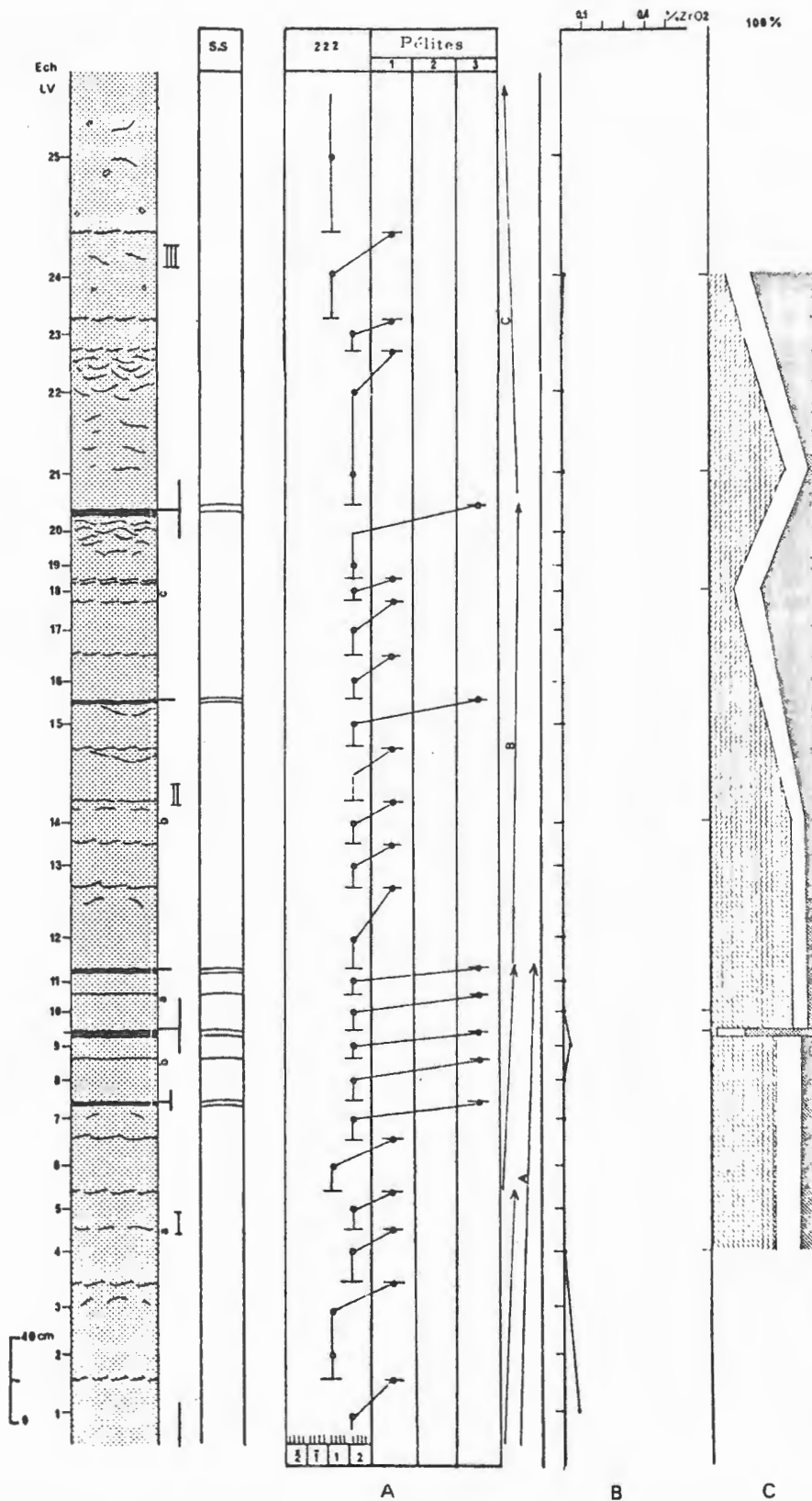


Figure 81 - Evolution séquentielle (A), de la teneur en ZrO₂ (B) et des minéraux argileux (C) du Rhétien inférieur de l'affleurement de Laneuveville.

- Unité III (hauteur : 1,78 m) (Fig. 81) :

Le sable de la moitié inférieure de cette unité est caractérisée par la présence des nombreuses lentilles de pélites intercalaires. Il contient dans la moitié supérieure des niveaux fins de pélites en lentilles, des lentilles de pélites dispersées sans ordre, et des rares graviers de quartzites.

- Analyse séquentielle (Fig. 81) :

- Les diastèmes :

DIASTEME PLAN :

C'est le seul type présent. Il se rencontre à la base du sable, au contact des couches de pélites homogènes ou des niveaux fins de pélites en lentilles.

Les lentilles de pélites dispersées sans ordre dans le sable du sommet de l'unité III peuvent être interprétées comme des intraclastes. La présence dans le même sable des quelques graviers lithiques plaide en faveur d'une telle interprétation. Cela veut dire que le diastème plan peut être parfois érosif.

Le contact entre les sables et les lentilles de pélites intercalaires sous-jacentes montre un diastème mineur.

- Les séquences :

SEQUENCE SABLE-PELITES :

Le terme de base de séquence est un sable moyen dont la valeur du premier percentile varie entre 1 et 2ϕ . Ce terme est formé de plusieurs séquences unités dans le cas où le sable contient des lentilles de pélites intercalaires et il peut avoir une épaisseur variable. Le terme du sommet de séquence est une couche de pélites homogènes ou un niveau fin de pélites en lentilles.

En conclusion, la séquence virtuelle locale est la suivante :

Sable moyen - niveau fin de pélites en lentilles - couche de pélites homogènes.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 81) :

L'ensemble des séquences de cet affleurement enregistre deux dérives positives A, B et une dérive négative C.

La première dérive A se caractérise par une modification de la granulométrie du terme de base de séquence et par celle de la structure du terme supérieur qui de niveau fin de pélites en lentilles devient une couche de pélites homogènes.

La dérivation B est très légèrement positive car elle n'est due qu'à la présence de la couche de pélites homogènes de 3 cm d'épaisseur au sommet de la sous-unité IIc. La granulométrie du sable reste constante.

La dérivation négative C est due à ce que le premier percentile du sable moyen devient plus grossier dans les séquences du sommet de l'affleurement, et à la présence des intraclastes de pélites et des quelques graviers de quartzites dans le sable des mêmes séquences.

- Evolution de la teneur en ZrO_2 à l'échelle de la formation (Fig. 81) :

La teneur en ZrO_2 dans la fraction légère inférieure à 63 microns des sables est souvent nulle et parfois très faible. Ceci peut être expliqué par la très faible disponibilité du zircon minéral lourd dans le dépôt et par le fait que le sable moyen est une fraction granulométrique plus grossière que celle de l'équivalent hydraulique du zircon de taille inférieure à 125 microns.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 81) :

La fraction argileuse du sable contient essentiellement de la kaolinite ; l'illite et les minéraux interstratifiés (I-M) sont en égale proportion. Cependant, la teneur en illite est élevée dans le sable à lentilles de pélites intercalaires, et celui à intraclastes de pélites. Cela ne peut être expliqué que par une contamination de la fraction argileuse du sable par celle des pélites car cette dernière est riche en illite et pauvre en kaolinite (Fig. 81). Cette contamination est due principalement à l'échantillonnage (premier cas) ou au remaniement (deuxième cas). Toutefois, elle peut être liée aux deux causes réunies (deux cas).

- Résultats de l'analyse granulométrique :

Quelle que soit l'unité, les sables de cet affleurement sont caractérisés par les mêmes données granulométriques (Fig. 82, 84, 85, 86, 87).

COURBE DE DOEGLAS, 1946 (Fig. 83) :

La distribution granulométrique des sables présentée sur papier de probabilité arithmétique montre le type de différenciation S.

SPECTRE CM (Fig. 84) :

L'ensemble des points représentant la distribution CM de tous les échantillons sont concentrés dans un segment légèrement oblique à la ligne $C=M$.

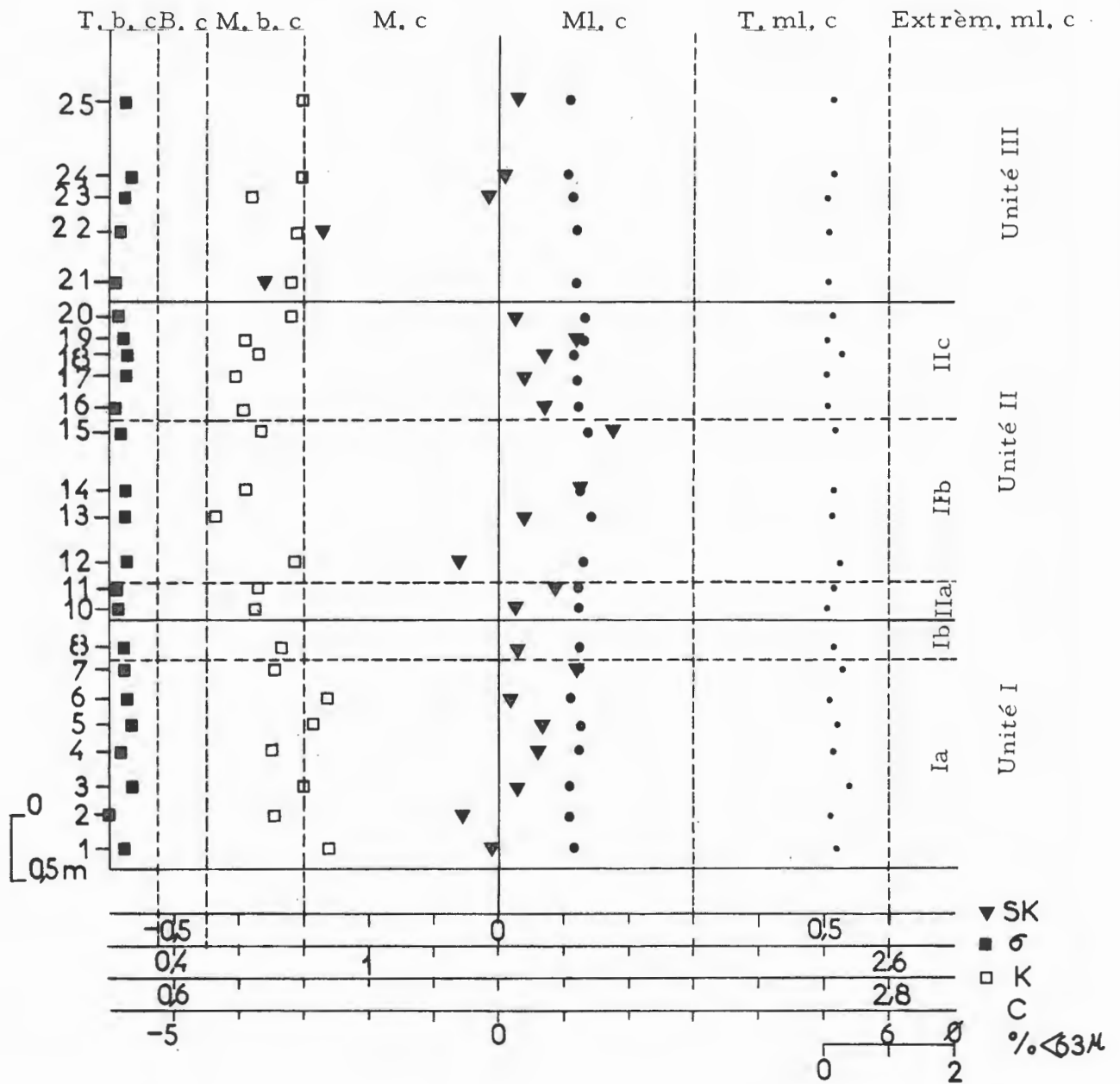
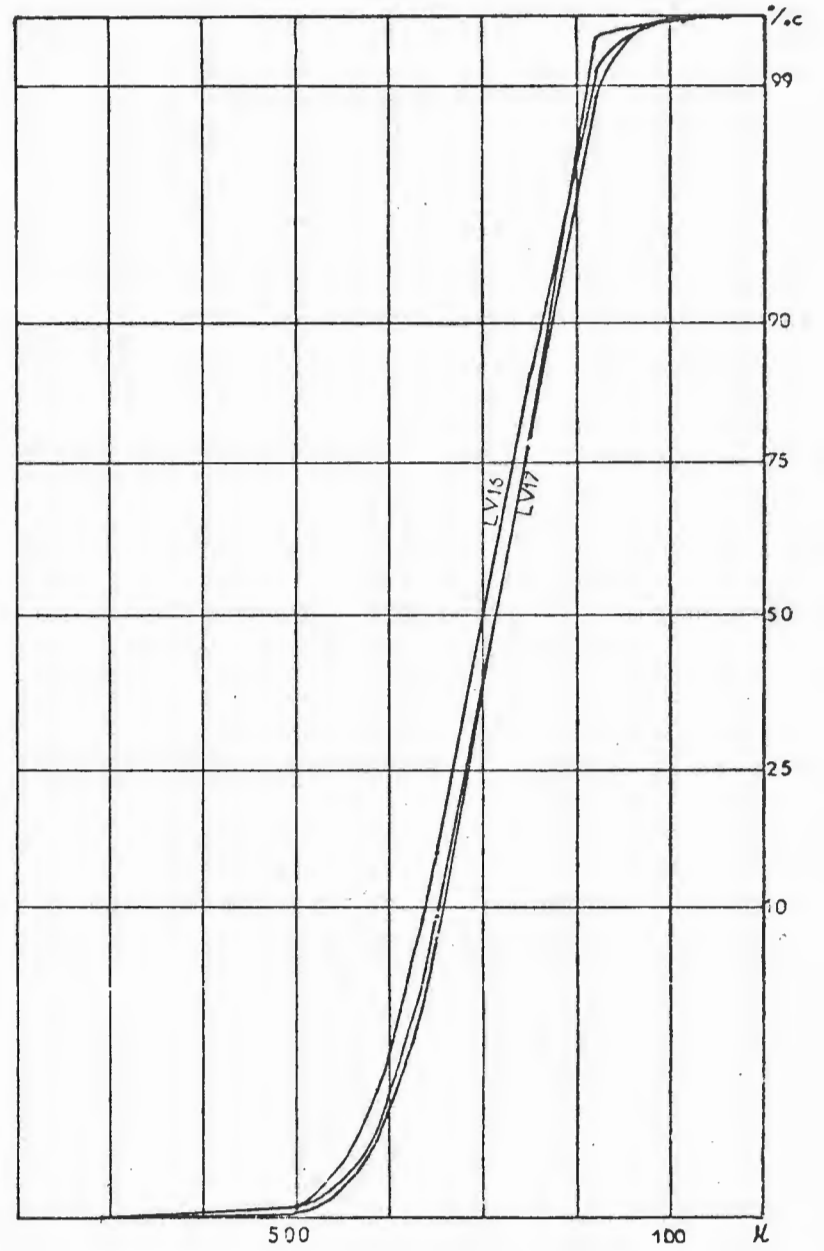
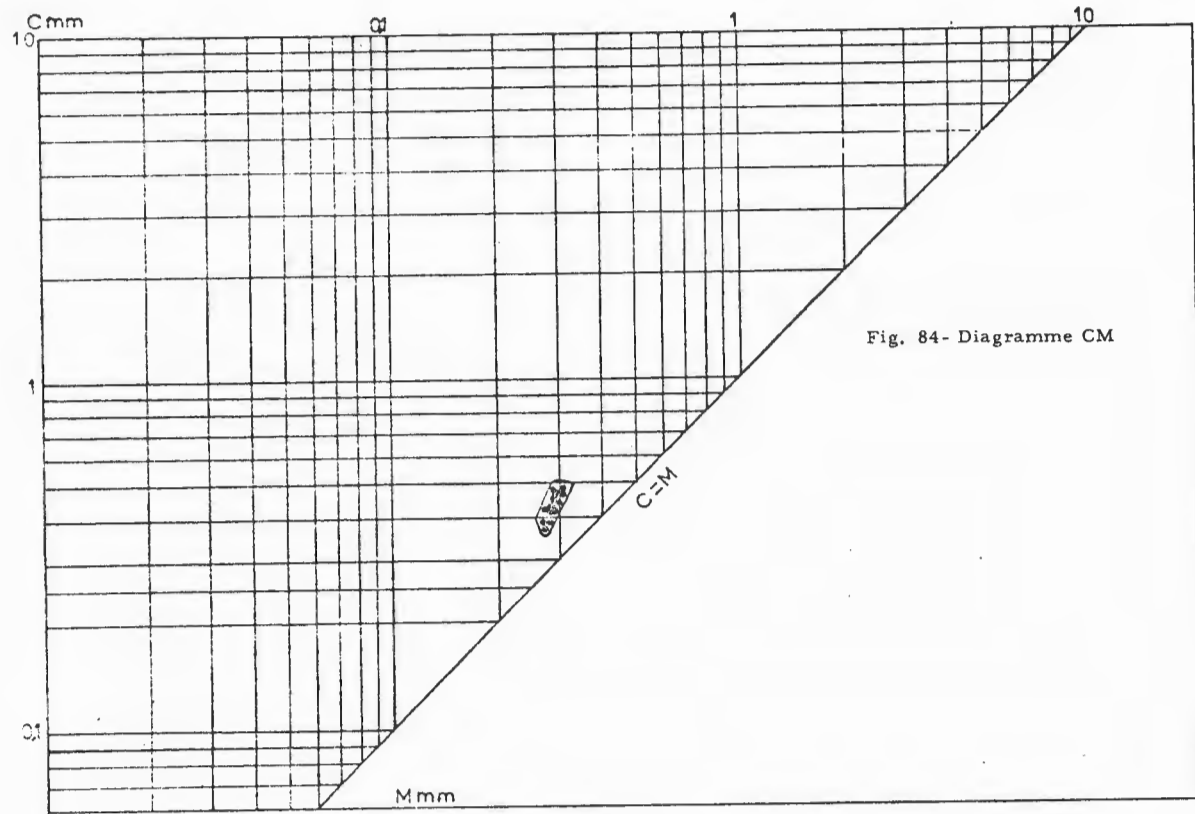


Figure 82 - Distribution des différents paramètres granulométriques en fonction de la localisation stratigraphique de leurs échantillons.

Figure 83 - Courbes cumulatives de quelques distributions granulométriques



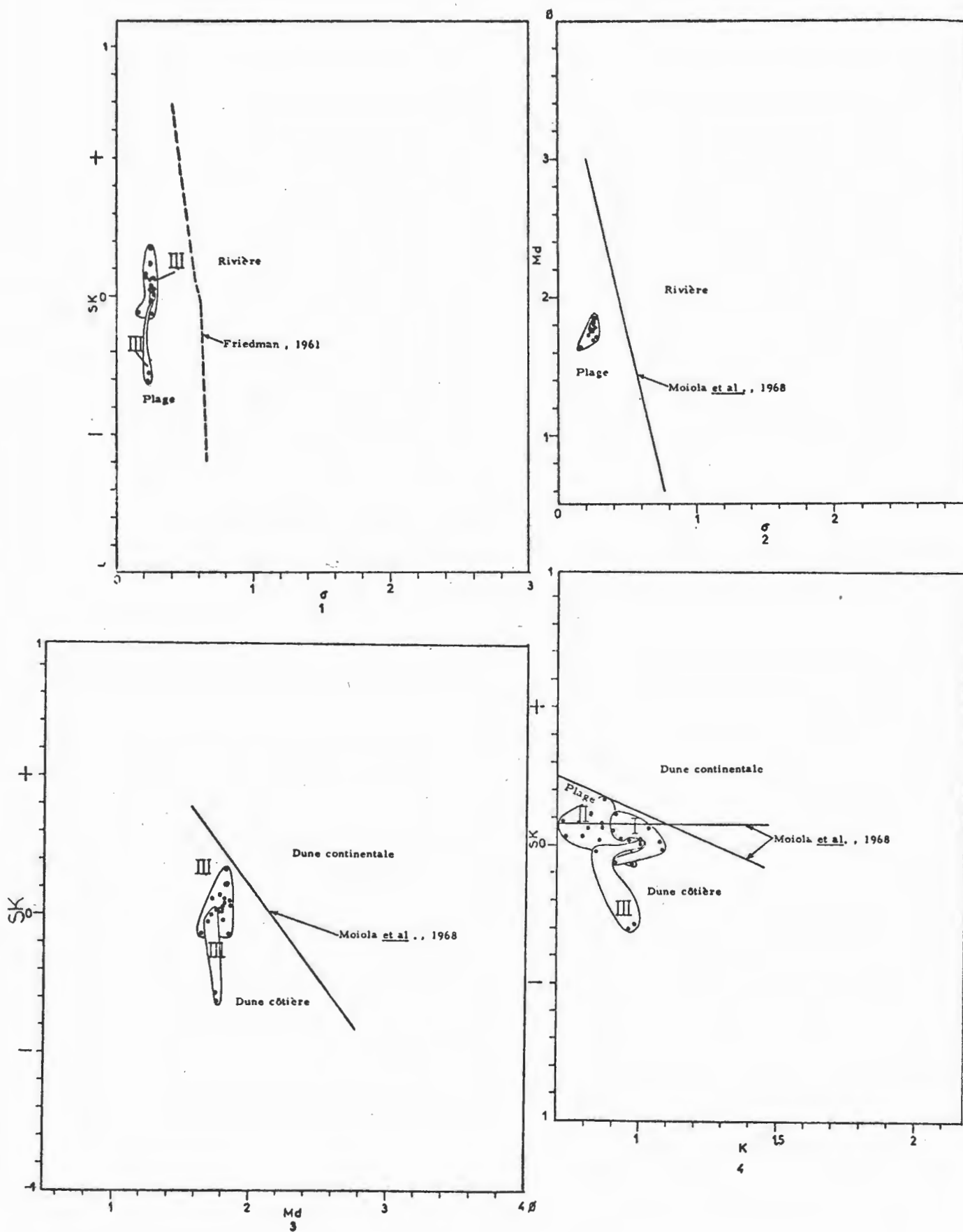


Figure 85 - Diagrammes SK- σ_1), Md- σ_2), SK-Md (3), et SK-K (4).

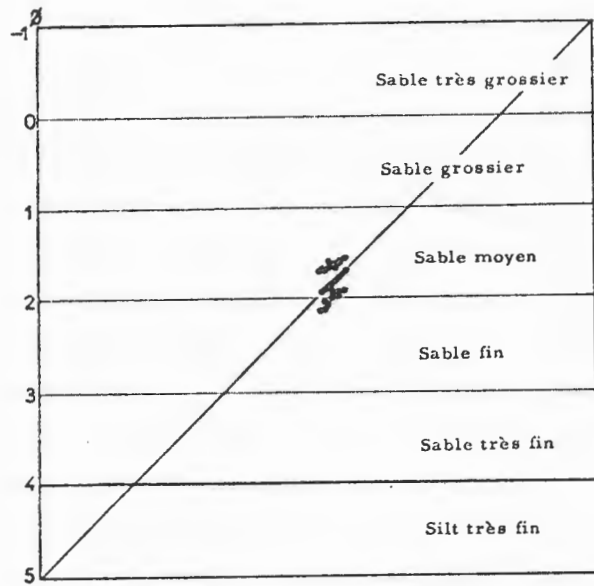
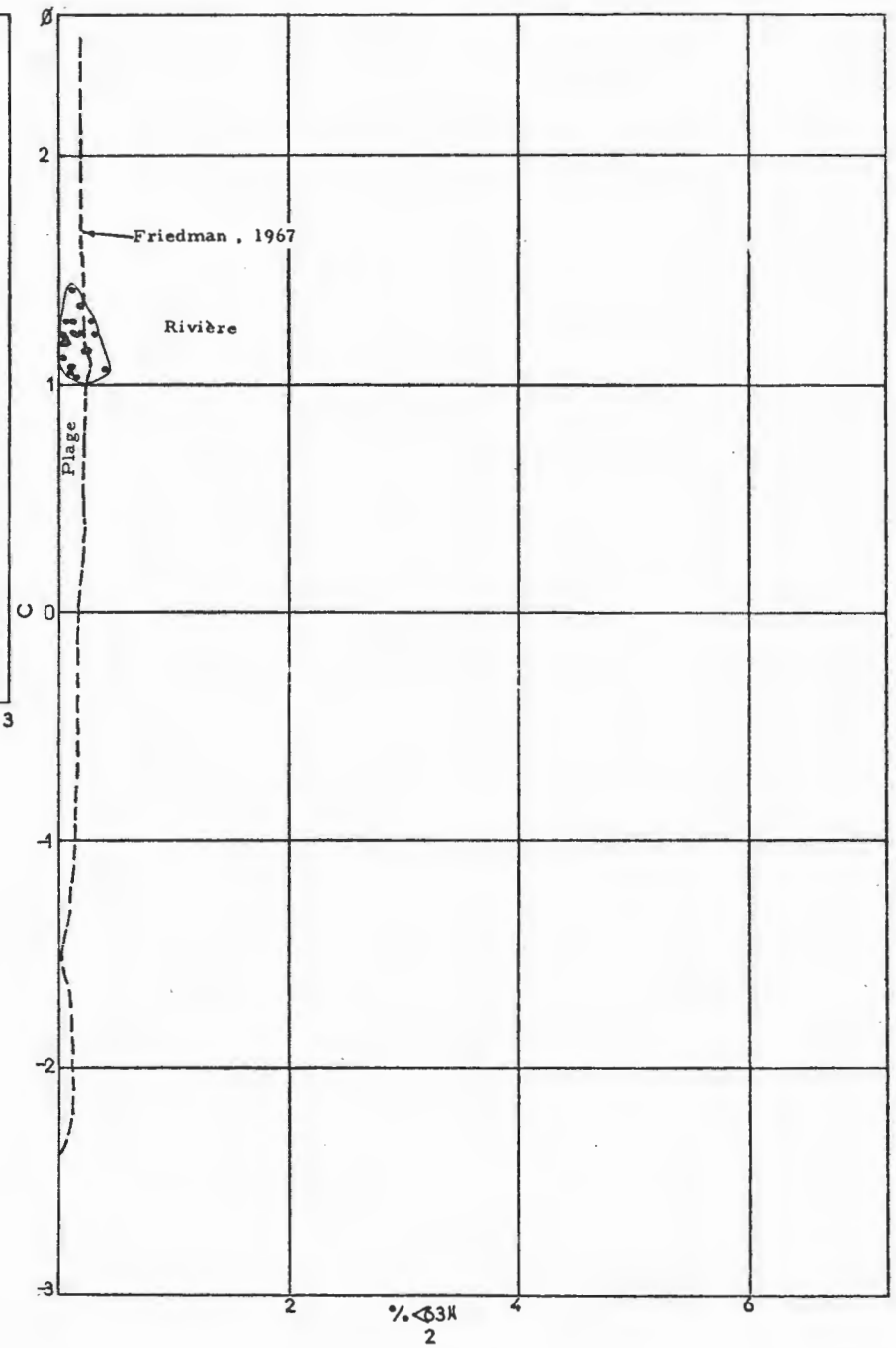
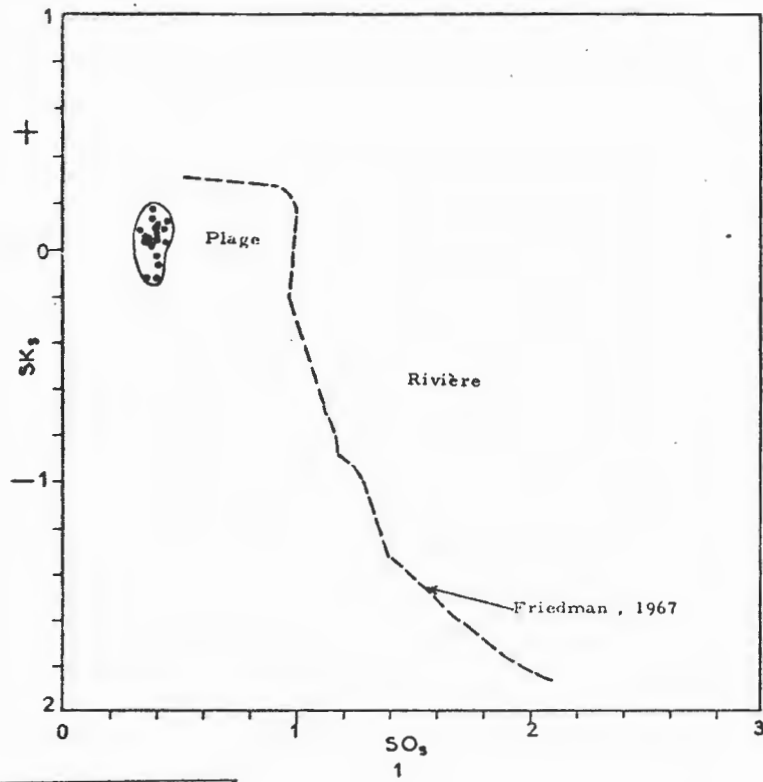


Fig. 87 - Diagramme Q1MdQ3

Figure 86 - Diagrammes SO_3 - SK_s (1) et $C-\%<63\mu$ (2)

PARAMETRES C, %<63 μ , Md, σ , SK, K, SO_S , SK_S (Annexe, tableau 9) :

Les sables de cet affleurement, à caractères granulométriques très homogènes, sont caractérisés par un très bon classement (0,16-0,28), une asymétrie souvent positive (0,02 - 0,18 ; quelques valeurs négatives : -0,28 à -0,01), une acuité comprise entre 0,73 et 1,08, une médiane inférieure à 2ϕ (1,64-1,86 ϕ), un premier percentile se situant entre 1,03 et 1,42 ϕ , et un pourcentage inférieur à 63 microns variant entre 0,05 et 0,33 %.

INDICES C Q1MdQ3 99 % : (Annexe, tableau 9)

DIAGRAMME Q1MdQ3 (Fig. 87) :

Les indices Q1MdQ3 des sables se concentrent dans la moitié inférieure du domaine du sable moyen avec un très bon classement.

- Discussion :

Les sables de cet affleurement présentent, d'après leurs données granulométriques, deux possibilités d'environnements ; plage et dune côtière (tableau 21).

Un rythme formé de sable et de pélites en couche homogènes ou en structure madrée élimine la possibilité de l'environnement dunaire côtier. Cela veut dire que les sables de cet affleurement se sont déposés dans un milieu sous-aquatique dont le courant est de type côtier. Ce courant a été très vraisemblablement à énergie constante étant donné la constance de la granulométrie des sables et de leurs paramètres granulométriques. Cependant, il est devenu plus turbulent et érosif pendant le dépôt du sable de l'unité III (présence des graviers lithiques et des intraclastes de pélites).

- Conclusions :

Le Rhétien inférieur de l'affleurement de Laneuveville-sous-Châtenois est au moins à 15 m du sommet du Keuper supérieur et à 10 m au maximum de la base du Rhétien supérieur. Il est formé d'une alternance de sable moyen et de couches de pélites homogènes ou à structure madrée.

- Le dépôt de cet affleurement s'agence dans la séquence virtuelle locale suivant :

Sable moyen - niveau fin de pélites en lentilles - couche de pélites homogènes.

- La teneur en ZrO_2 dans la fraction légère inférieure à 125 microns est nulle ou très faible. Cela est expliqué par la très faible disponibilité du zircon dans le dépôt et par le fait que le sable moyen ne correspond pas à l'équivalent hydraulique du zircon.

| Unités | Mode de Transport | Environnements | | | Milieux envisagés |
|------------|-------------------|---------------------------|---|----------------|--|
| | Passega (1957) | Friedman (1961,1967) | Moiola et al. (1968) | Doeglas (1968) | |
| I, II, III | Courant tractif | Plage (Fig. 85-1, 86-1-2) | Plage (Fig. 85-2, 85-4) Dune côtière (Fig. 85-3-4) | Plage | Milieu sous-aquatique d'assez forte énergie dont le courant est de type côtier |

TABLEAU 21 - Différentes possibilités d'environnement que présente, d'après les données granulométriques, le dépôt de l'affleurement de Laneuveville-sous-Châtenois, et le milieu envisagé.

- La distribution des minéraux argileux à l'échelle de la formation est le reflet de leur distribution dans leurs lithofaciès respectifs.

- Les sables sont à caractères granulométriques très homogènes. Ils se sont déposés dans un milieu sous-aquatique dont le courant est de type côtier.

AFFLEUREMENT DE POUSSEY : ARGILES DE LEVALLOIS
(Fig. 88) :

Cet affleurement se trouve en bordure gauche de la route D. 55 menant de Poussey à Charmes, et à 1 Km environ de son croisement avec la R.N. 413. Il montre plus de la moitié supérieure du Rhétien supérieur qui fait dans cette région 8 m environ de puissance.

Il est constitué de haut en bas de
(Fig. 89, et pl. 11, photo. 4) :

- 1,08 m de bancs de calcaire et de marnes alternant (Hettangien).
- 0,40 m d'argilites gris-bleuâtre devenant jaunâtres par altération superficielle (Rhétien supérieur).
- 4,00 m d'argilites lie-de-vin bariolées des fines passées verdâtres. Les argilites des deux mètres inférieurs sont masquées par les éboulis de l'Hettangien et des niveaux supérieurs des "Argiles de Levallois".

Dans ce niveau, et à 3 m de l'Hettangien, BATTAREL et al. (1971) ont signalé la présence d'Euestheria minuta Brodieana Jones., et de quelques Ostracodes dont le genre Hungarella.

- Granulométrie des "Argiles de Levallois" (Fig. 90) :

Un certain nombre d'échantillons a été prélevé dans les argilites lie-de-vin et gris bleuâtre. L'analyse microgranulométrique de ceux-ci, d'un échantillon prélevé dans les argilites lie-de-vin affleurant au niveau de la route D.52, à la sortie de Vézelize, et de l'échantillon de l'affleurement de la Haute-Flavigny montre des distributions granulométriques semblables ; de bon classement ($S0 < 2,5$) ⁽¹⁾, et d'asymétrie proche de la valeur normale ($SK = 0,7-1$) ⁽¹⁾.

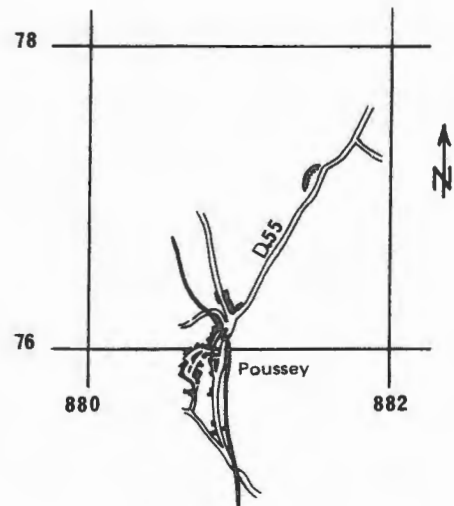


Figure 88 - Situation de l'affleurement de Poussey.
(Feuille, Mirecourt, au 1/50.000)

(1) Ces paramètres ont été calculés d'après les formules suivantes de Trask :

$$S0 = \sqrt{\frac{Q1}{Q3}}, \quad SK = \frac{Q1 \times Q3}{Q2^2}$$

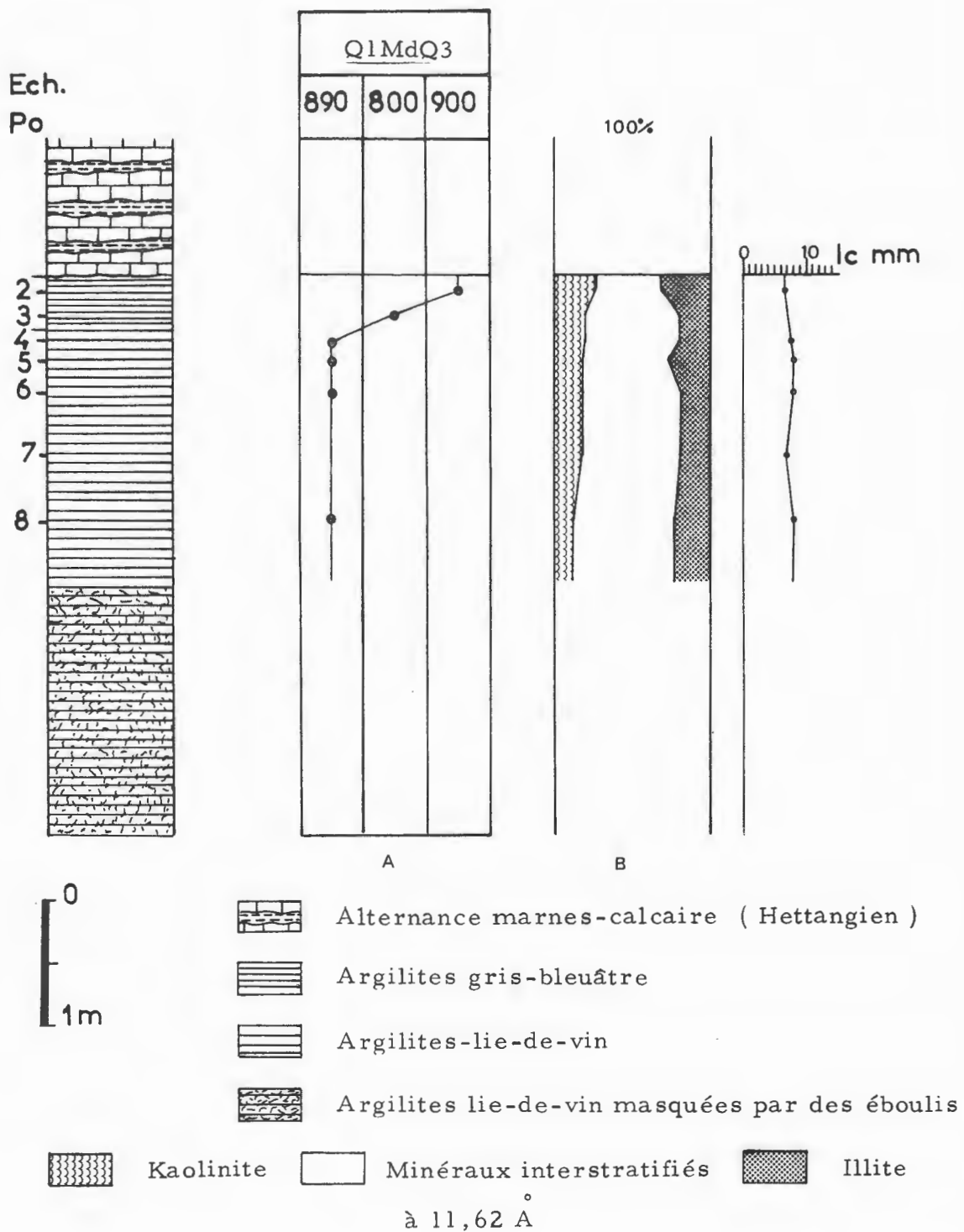
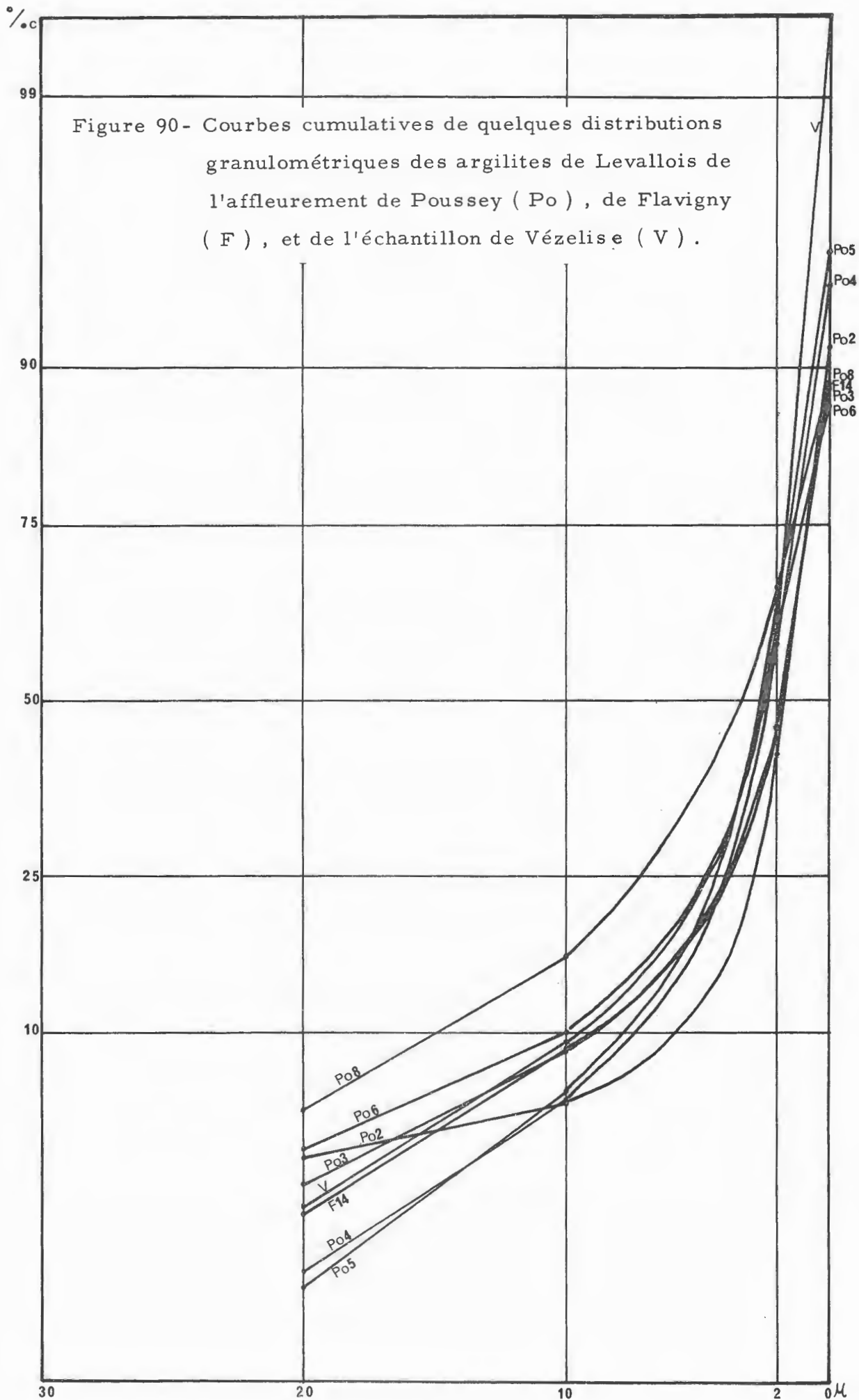


Figure 89 - Evolution granulométrique (A) et des minéraux argileux (B) des argilites de Levallois de l'affleurement de Poussey.



| Localités | Poussey | | | | | | Vézelise | Flavigny |
|--------------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|----------|----------|
| Echantillons | Po2 | Po3 | Po4 | Po5 | Po6 | Po8 | V | F14 |
| Q1MdQ3 | 900 | 800 | 890 | 890 | 890 | 890 | 890 | 800 |

TABLEAU 22 - Indices Q1MdQ3 des "Argiles de Levallois" de différentes localités

- Evolution de la granulométrie des "Argiles de Levallois" à l'échelle verticale (Fig. 89) :

La granulométrie des "Argiles de Levallois" évolue positivement de bas en haut de l'affleurement de Poussey car les argilites lie-de-vin contiennent vers le haut moins de silts (Fig. 90), et les argilites gris-bleuâtre sont les plus fines (Fig. 89).

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 89) :

Les minéraux interstratifiés (I-M) des argilites du Rhétien supérieur de cet affleurement sont organisés et montrent sur les diffractogrammes de R.X. un net pic à 11,62 Å. Ils ont une teneur beaucoup plus élevée que celles de la kaolinite et de l'illite qui se trouvent en presque égale proportion (teneur en illite légèrement plus élevée).

A l'échelle de la formation, ces minéraux ne montrent pas d'évolution particulière sauf au sommet de l'affleurement où la teneur en minéraux interstratifiés des argilites gris-bleuâtre diminue au profit de la kaolinite et de l'illite. Ces minéraux ne montrent pas de pic à 11,62 Å.

- Discussion :

Le seul renseignement que nous pouvons tirer de l'analyse granulométrique c'est que les "Argiles de Levallois" se sont déposées très lentement (bon classement) dans un milieu calme. L'énergie de ce milieu a diminué progressivement pendant la sédimentation des argiles lie-de-vin et elle est devenue la plus faible pendant le dépôt des argiles gris-bleuâtre du sommet du Rhétien supérieur.

Les milieux calmes sont nombreux. Ils peuvent être profonds, peu ou très peu profonds. La possibilité d'un milieu profond est à éliminer car la présence d'Esthéries dans les "Argiles de Levallois" est un indicateur des milieux peu ou très peu profonds. Parmi ces milieux un certain nombre se trouvent dans un domaine continental tandis que d'autres sont marins.

Les Esthéries actuelles peuplent les étendues d'eau douce ou éventuellement saumâtre (in BATTAREL et al., 1971 ; ROGER, 1974). Les Esthéries fossiles sont trouvées dans des formations d'eau douce, dessalée (estuaire, lagune...), et saumâtre, et sont très rares dans des sédiments d'eau de mer normale (in GALL, 1971 ; BATTAREL et al., 1971 ; ROGER, 1974).

Par conséquent, si nous nous référons à la seule présence d'Esthéries sans faire appel aux autres faunes trouvées dans le Rhétien supérieur d'autres régions, nous pouvons considérer que les "Argiles de Levallois" de cet affleurement se sont déposées très lentement dans un milieu calme d'eau douce, dessalée ou saumâtre. D'autre part, BATTAREL et al. (1971), auxquels revient la découverte de cette faune dans cet affleurement, retiennent la possibilité d'un milieu dessalé.

- Conclusions :

L'affleurement de Poussey montre la moitié supérieure des "Argiles de Levallois" et leur contact avec l'Hettangien. Il est formé d'argilites lie-de-vin surmontées d'argilites gris-bleuâtre. Les argilites ont une granulométrie homogène qui évolue positivement de bas en haut de l'affleurement, et sont caractérisées par la présence des minéraux interstratifiés (I-M) à 11,62 Å (argilites lie-de-vin). Elles se sont déposées très lentement dans un milieu calme peu ou très peu profond, d'eau douce, dessalée ou saumâtre.

AFFLEUREMENT DE LAVERNOY (Fig. 91) :

Décrite pour la première fois par LAUGIER (1964), la coupe du ravin de Bois des Euillards, situé au Sud-Ouest de Lavernoy, n'est qu'une succession d'affleurements de part et d'autre du ravin. Cette coupe montre une grande partie du Rhétien qui peut atteindre dans cette région 20 environ de puissance, et son contact avec le calcaire à Gryphées de l'Hettangien car les "Argiles de Levallois" manquent ici.

L'état de conservation des affleurements est mauvais surtout à leur sommet où des éboulis masquent une grande partie du substratum. Cependant, nous avons essayé, tant que possible, de les lever tous. Ce relevé a été plus ponctuel que sur un front de taille ; l'échantillonnage qui l'a accompagné n'a pas été systématique.

Le Rhétien de cette coupe (Fig. 92) est formé à la base d'une alternance des couches de marnes dolomitiques et de pélites contenant entre 1-6 % de carbonate. Plus haut, l'alternance devient différente et correspond à des couches de grès dolomitique et des couches de pélites. Le sommet de la coupe montre, au dessus d'une couche de pélites surmontant une couche de grès silteux, 3 m environ d'éboulis de grès jaunâtre montrant parfois des lentilles de pélites. Ce grès est surmonté au niveau de la route D. 172, par le calcaire à Gryphées.

Le contact avec le Keuper supérieur n'a pas été observé. D'ailleurs, il est difficilement appréciable à cause de la transition continue entre les lithofaciès rhétiens et keuperiens.

- Lithofaciès :

Dans ce paragraphe nous reprenons d'une manière détaillée les caractères des lithofaciès analysés au deuxième chapitre en insistant sur certains qui nous paraissent concluants.

- Marnes dolomitiques (cf. composition chimique au deuxième chapitre) :

Deux types de marnes dolomitiques sont présents ; le premier est une

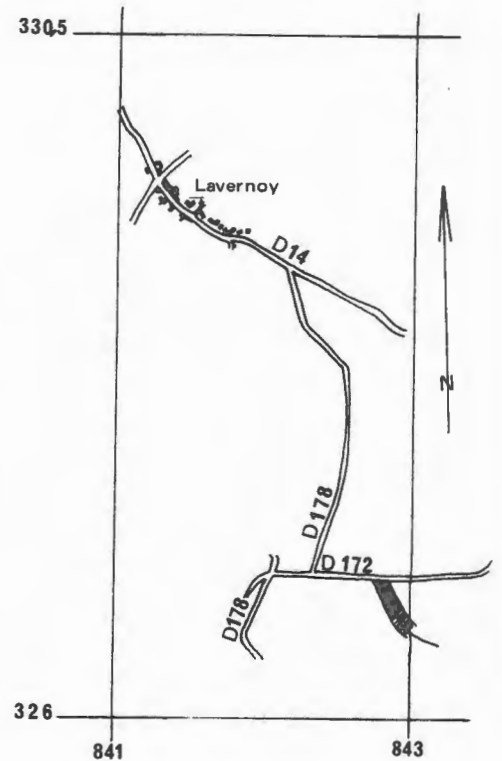


Figure 91 - Situation des affleurements de Lavernoy (Feuille, Bourbones-les-Bains, au 1/50.000)

roche à couleurs variables (verdâtre, jaunâtre, grisâtre, violette ou bariolée de violet ou verdâtre) à cassure conchoïdale, ou admettant un débit en plaquettes ou en feuillets ressemblant à des écorces ; le deuxième est une roche verdâtre ou grisâtre à cassure tranchante.

Le premier type, le plus fréquent, est caractérisé par l'aspect bréchiqne de certains de ces niveaux dû à la fragmentation pénécontemporaine des marnes. Des lithoclastes de différentes tailles à contours irréguliers, clairs ou sombres, sont alors observés soit sur toute la masse du lithofaciès ou à sa base seulement (pl. 12, photo 1). L'aspect bréchiqne est également observé dans les galeries des terriers assez fréquents dans ce lithofaciès (pl. 12, photo 2).

Microscopiquement, le premier type est une marne dolomicritique dont les cristaux de dolomite sont rhomboédriques homogènes, coalescents et de taille inférieure à 10 microns. Elle montre des plages microsparitiques plus ou moins développées et à limite diffuse ce qui lui donne un aspect ressemblant à la texture grumelleuse décrite par Cayeux (1935). Elle montre également des microcavités ayant la texture de "birds eye" (FOLK, 1962), entourées par une auréole d'oxydes de fer. Celles-ci sont remplies complètement ou partiellement par des cristaux de dolomite. Dans le deuxième cas, les cristaux de dolomite occupent les bords des microcavités et sont toujours en contact franc avec la dolomicrite qui est parfois transformée en dolomicrosparite (pl. 12, photo 3). Le centre est occupé par des cristaux du gypse (pl. 12, photo. 3) qui montrent parfois à leur sein des cristaux de dolomite ce qui prouve que leur formation est intérieure à celle de la dolomite. Le remplacement du gypse par de la dolomite est parfois total. Des veines oblitérant la texture de la roche, remplies par de la dolomite sont également présente.

Les lithoclastes ont une texture dolomicritique dans une gangue dolomicrosparitique avec des limites nettes entre les deux.

Ce lithofaciès est très pauvre en grains de quartz et ceux qui sont trouvés ont la taille des silts et sont corrodés par les cristaux de dolomite. En revanche, les grains de quartz, de même taille, sont fréquents dans les galeries de bioturbation où ils sont parfois concentrés dans certaines apophyses latérales de terrier (pl. 12, photo. 2). Une abondante faune d'Ostracodes se trouve également dans ces terriers (pl. 12, photo. 4).

Le deuxième type est une marne dolomicrosparitique (10-20 μ) présentant les mêmes microcavités et les traces de bioturbation que les marnes du premier type.

- Microgrès (taille des grains de quartz comprise entre 100-50 microns) :

- Microgrès dolomitique :

Il se présente en bancs durs montrant parfois des lentilles d'argilites vertes ne dépassant pas 1 mm d'épaisseur.

Microscopiquement, il est formé d'une dolomicrosparite (10-20 microns) dans laquelle les grains de quartz (teneur de 50-80 %) se mettent en lamines ou en bouffées.

La dolomicrosparite est formée des cristaux rhomboédriques homogènes et coalescents. Ces cristaux sont de taille légèrement plus grande dans les zones à forte densité de grains de quartz que dans les zones pauvres.

Les grains de quartz sont généralement corrodés par les cristaux de dolomite. Ils montrent, quand ces grains se touchent, des figures de nourrissage secondaires.

Des fragments d'os et des paillettes de muscovite disposées parallèlement à la stratification sont observés dans ce lithofaciès.

- Microgrès à ciment siliceux :

Le seul niveau examiné est un microgrès finement micacé. Il se débite en petites strates (3 cm d'épaisseur) dont certaines montrent à leur base des empreintes de Bivalves indéterminables. Des tubes de terrier y sont fréquents.

Au microscope, le ciment se manifeste seulement par l'accroissement secondaire plus ou moins développé des grains de quartz.

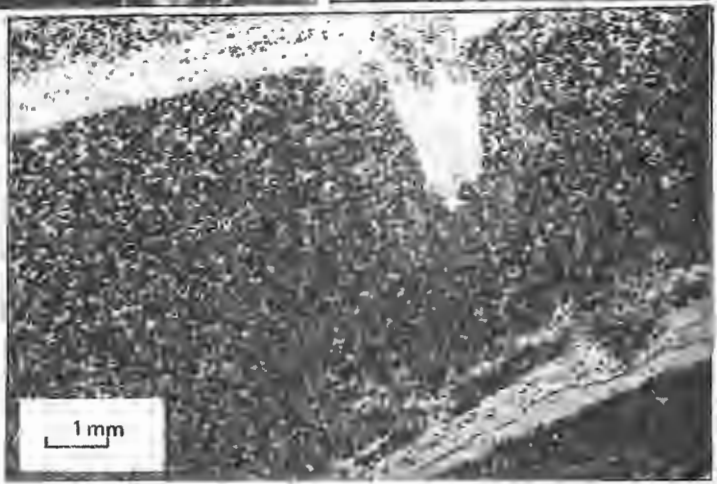
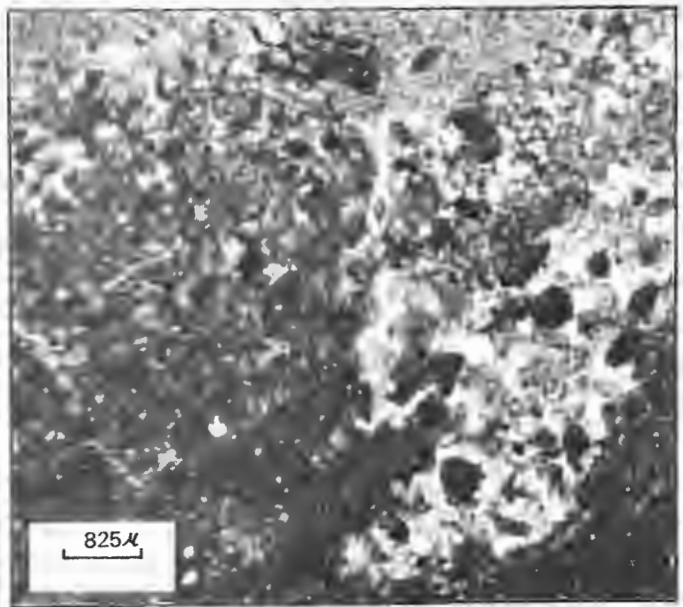
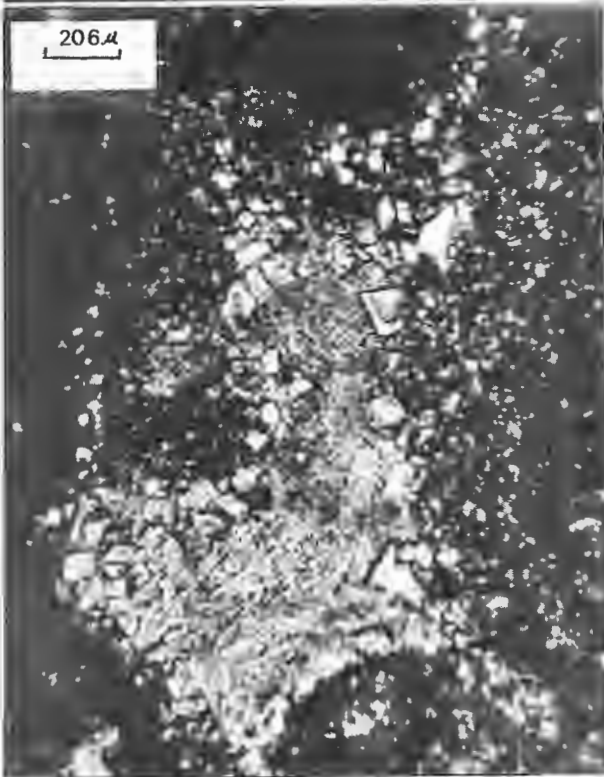
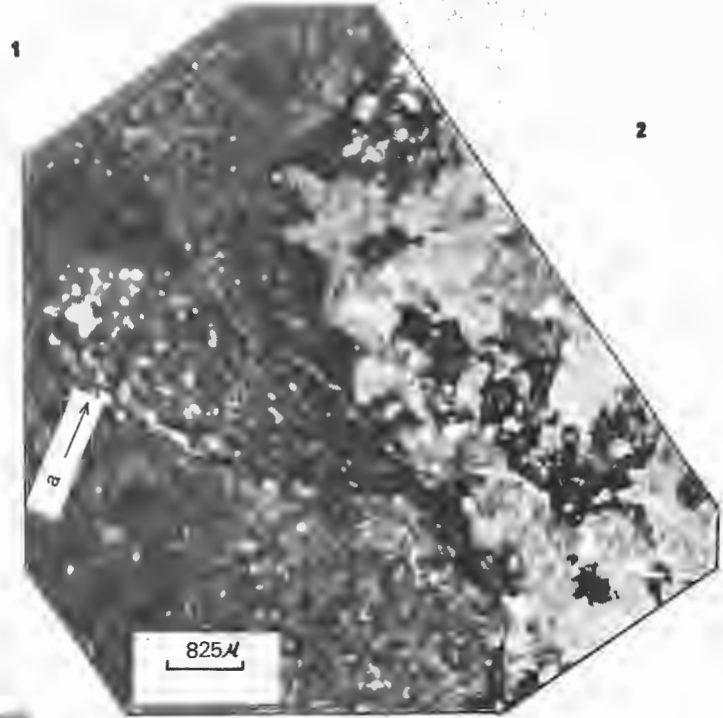
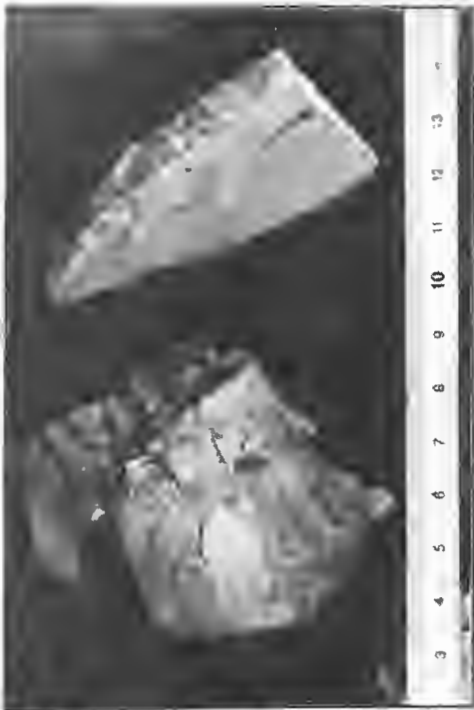
- Pélites :

Ce lithofaciès n'a pas été étudié suffisamment sur le terrain compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement. Néanmoins, il se présente en couches épaisses se délitant en plaquettes ne dépassant pas 1 cm d'épaisseur. Les pélites sont souvent verdâtres et parfois noires.

Au microscope, les feuilletts de pélites sont séparés par des lentilles silteuses de 200-300 microns d'épaisseur.

- PLANCHE 12 -

- Photo 1 - Aspect bréchique du lithofaciès marno-dolomitique.
Affleurement de Lavernoy.
- Photo 2 - Galerie d'un terrier remplie par des fragments de roche ayant un aspect bréchique. Les grains de quartz sont davantage concentrés dans l'apophyse (a) du terrier.
Marnes dolomitiques de l'affleurement de Lavernoy.
- Photo 3 - Microcavité des marnes dolomitiques : le centre est occupé par du gypse tandis que les bords sont occupés par des cristaux de dolomite. Nous constatons également la transformation de la dolomicrite dans laquelle la microcavité se trouve en dolomicrosparite.
Affleurement de Lavernoy.
- Photo 4 - Galerie d'un terrier riche en Ostracodes.
Marnes dolomitiques de l'affleurement de Lavernoy.
- Photo 5 - Grès dolomitiques montrant des zones à forte densité de grains de quartz séparées par des lentilles des marnes dolomitiques bioturbées. Affleurement de Pierrefaites.



3

4

5

- Analyse séquentielle (Fig. 92) :

- Les diastèmes :

DIASTÈME PLAN :

Il se rencontre, dans le cas où il n'est pas caché par une lacune de visibilité, à la base du microgrès à ciment siliceux, du microgrès dolomitique, et des pélites, au contact avec les pélites pour le premier lithofaciès, et les marnes dolomitiques pour les deux autres.

Le contact entre le microgrès dolomitique et les marnes dolomitiques sous-jacentes se fait dans un cas par une surface ondulée tandis qu'il correspond à une surface plane dans les deux autres cas.

- Les séquences :

Trois types de séquence sont observés malgré les lacunes de visibilité.

1 - SEQUENCE PELITES - MARNES DOLOMITIQUES :

Les pélites sont verdâtres et de différentes épaisseurs. Le terme du sommet de séquence est constitué par une alternance de marnes verdâtres et de marnes violettes dont les dernières sont plus riches en argiles que les premières.

2 - SEQUENCES MICROGRES DOLOMITIQUE-PELITES-MARNES DOLOMITIQUES OU MICROGRES DOLOMITIQUE-PELITES :

Le terme microgrès dolomitique de la première séquence contient à sa base une teneur en quartz beaucoup plus élevée (80 %) qu'à son sommet (50 %). Il en contient 67 % dans le seul échantillon analysé de la deuxième séquence. Les pélites sont verdâtres et ainsi que les marnes dolomitiques.

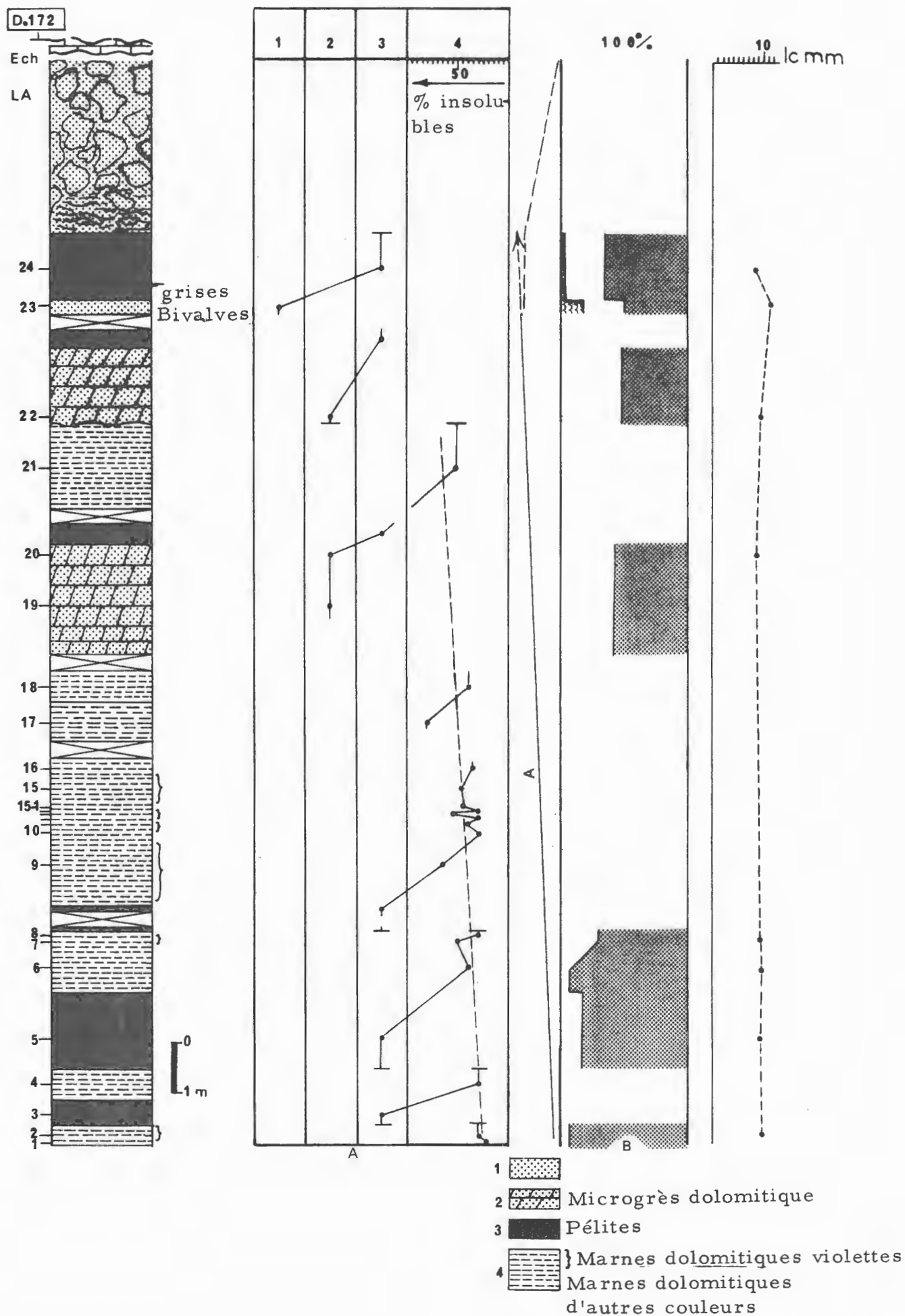
3 - SEQUENCE MICROGRES A CIMENT SILICEUX-PELITES :

Dans la seule séquence rencontrée, c'est un microgrès grisâtre surmonté par des pélites grises dans les premiers 25 cm et noires dans le reste. En conclusion, la séquence virtuelle locale est la suivante : Microgrès à ciment siliceux - microgrès dolomitique - pélites - marnes dolomitiques.

- Dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 92) :

Le passage de bas en haut de l'affleurement d'un ensemble de séquences de type 1 à travers lesquelles la teneur en argiles du terme marneux dolomitique augmente, à un ensemble de séquences de type 2, et finalement

Figure 92 - Evolution séquentielle (A) et des minéraux argileux (B) du Rhétien inférieur de l'affleurement de Lavernoy.



à une séquence de type 3 enregistre une dérive négative (A).

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 92) :

La fraction argileuse examinée dans quelques échantillons appartenant à tous les lithofaciès est principalement formée d'illite. Les minéraux interstratifiés (I-M) sont de faible teneur dans les marnes dolomitiques et les pélites de la base de l'affleurement. Ils deviennent de teneur sensiblement plus élevée dans le microgrès dolomitique et les pélites du sommet de l'affleurement. Le lithofaciès de la séquence de type 3 contiennent de la kaolinite dont la teneur est de 20 % pour le microgrès à ciment siliceux.

- Discussion :

Les cristaux de dolomite des marnes et du grès dolomitique sont d'origine syngénétique vu leur homogénéité de taille et leur forte coalescence. D'après la littérature actuelle (in BATHURST, 1974), une telle dolomite s'est très vraisemblablement formée pendant un stade diagénétique précoce à partir d'une boue aragonitique et / ou calcitique.

La corrosion des grains de quartz s'est très probablement produite pendant la formation et l'accroissement des cristaux de dolomite tandis que le nourrissage des grains jointifs s'est fait tardivement car les grains nourris ne sont jamais oblitérés par les cristaux de dolomite.

La formation du gypse dans les microcavités peut être due à l'oxydation du soufre de la matière organique amenée à la suite de l'activité animale, très probablement créatrice des microcavités. Cela est expliqué par l'auréole brunâtre d'oxydes de fer les entourant. Le gypse a été remplacé tardivement par de la dolomite.

En résumé, les stades suivants sont reconnus :

- Stade syndiagénétique (diagenèse précoce) correspondant à la formation de la dolomite et à la création des microcavités.
- Stade correspondant à la formation du gypse qui peut être considéré comme pénécontemporain ou postérieur au premier stade.
- Stade diagénétique pendant laquelle la dolomite des microcavités s'est formée.
- Stade diagénétique de quartzification des grains de quartz dans les zones de forte densité.
- Stade épigénétique correspondant au remplissage des veines oblitérant la texture de la roche.

La succession marnes parfois bioturbées, pélites, et microgrès suppose que le dépôt du Rhétien dans cette zone se faisait dans un milieu de faible énergie. Ce milieu a été très peu profond et à tendance évaporitique pendant le dépôt des lithofaciès dolomitiques. Cela est très bien établi par la présence d'une dolomite synsédimentaire et par les caractéristiques suivantes du lithofaciès marneux dolomitique qui concordent parfaitement avec celles des carbonates évaporitiques côtiers décrits par LUCIA (1972) :

- Présence d'une texture "birds eye" comblée par de la dolomite et du gypse.
- Présence des lithoclastes qui sont considérés d'après LUCIA (1972) comme le résultat d'une lithification pendant une alternance des périodes sèches et humides.
- Rares fossiles, limités à la présence des Ostracodes.

L'étude séquentielle a montré que le dépôt du Rhétien de cet affleurement évolue négativement et que l'évolution positive ne commence qu'à partir de la masse du grès surmontant les pélites de la dernière séquence. Cette évolution positive continue vers le calcaire à Gryphées de l'Hettangien⁽¹⁾ ; vers un milieu tout à fait marin caractérisé par ses Ammonites. Cela signifie que les dépôts du Rhétien inférieur enregistrant la dérive négative (A) se sont accumulés dans un milieu marginal par rapport à celui de l'Hettangien mais qui restait en communication avec lui d'où la dérive négative (cf. ci-après, stades de sédimentation). La présence d'un dépôt carbonaté évaporitique suggère en ce moment des milieux tels que lagunaire, intertidal ou supratidal. Le dernier milieu explique très bien les caractères pétrographiques des marnes dolomitiques. Ces milieux seront précisés ultérieurement. D'ores et déjà, nous pouvons dégager trois stades majeurs de sédimentation qui se sont succédés et un stade intercalaire.

- 1 - Formation de la phase carbonatée, accompagnée d'un apport périodique d'argiles dont la quantité est à chaque fois différente (variations de la teneur en insolubles en général, et avec la couleur des marnes en particulier) mais dont le taux moyen a augmenté en fonction du temps.
- 2 - Le même stade que précédemment, mais au lieu d'un apport argileux, la formation de la phase carbonatée a été accompagnée par un apport quartzeux très fin (100-50 microns) périodique (disposition en lamines ou en bouffées des grains de quartz).

(1) : L'absence des "Argiles de Levallois" sera discutée plus tard.

- 3 - Arrêt définitif de la sédimentation carbonatée et le commencement d'une sédimentation détritique quartzeuse pendant laquelle une faune de Bivalves s'est installée.

Le stade intercalaire correspond à la sédimentation des pélites amenées alternativement par un courant électrique (pélites à structure lenticulaire).

- Conclusion :

- Le Rhétien de cet affleurement est formé de marnes dolomicritiques et parfois dolomicrosparitiques, de pélites à structure lenticulaire, de microgrès dolomitique et de microgrès à ciment siliceux. L'ensemble de ces lithofaciès s'organise en trois types de séquence dont la séquence virtuelle commence par le microgrès à ciment siliceux et se termine par les marnes dolomitiques. L'ensemble des séquences enregistre à l'échelle verticale une dérive négative (A). Les "Argiles de Levallois" manquent car le calcaire à Gryphées de l'Hettangien repose directement sur le dépôt du Rhétien.

- L'illite est le minéral argileux dominant. Les minéraux interstratifiés sont de teneur variable suivant les lithofaciès. La kaolinite n'est présente que dans le microgrès et les pélites noires.

- D'après les caractéristiques des lithofaciès et la dérive négative qui enregistre l'ensemble des séquences, les dépôts du Rhétien se sont accumulés dans des milieux tels que lagunaire, intertidal ou supratidal dans ces milieux, nous avons reconnu trois stades majeurs de sédimentation et un stade intercalaire:

- 1 - Formation de la phase carbonatée accompagnée par un apport détritique argileux.
- 2 - Le même stade chimique précédent mais l'apport détritique accompagnateur est quartzeux très fin
- 3 - Arrêt de la sédimentation chimique et l'installation d'une sédimentation détritique quartzeuse.

Le stade intercalaire correspond à la sédimentation de pélites à structures lenticulaire.

- AFFLEUREMENT DE PIERREFAITES (Fig. 93) :

Le Rhétien affleure de part et d'autre du ravin du "Bois de la Reine" se trouvant en contre bas de la route N. 460, à 1800 m au Sud de Pierrefaites. Il est constitué de couches de grès homogène, de grès contenant des pélites à structure madrée, de grès dolomitique présentant des marnes dolomitiques à structure madrée, et de pélites. Les lithofaciès sont répartis dans la coupe tout en étant séparés par des lacunes de visibilité liées aux mauvaises conditions d'affleurement (Fig. 94). La coupe montre une bonne partie du Rhétien inférieur qui peut atteindre ici de 20 à 23 m d'épaisseur ⁽¹⁾. Son contact avec le Keuper supérieur et avec les "Argiles de Levallois" n'a pas été observé. D'après les auteurs de la carte géologique au 1/50.000 de FAYL-BILLOT et LAUGIER (1964, Fig. 30), les "Argiles de Levallois" dans cette région ont une épaisseur très réduite (<2m) et peuvent manquer complètement. D'autre part, le sommet de la coupe (niveau de la route) est à 7 m environ du contact Rhétien-Hettangien ⁽²⁾.

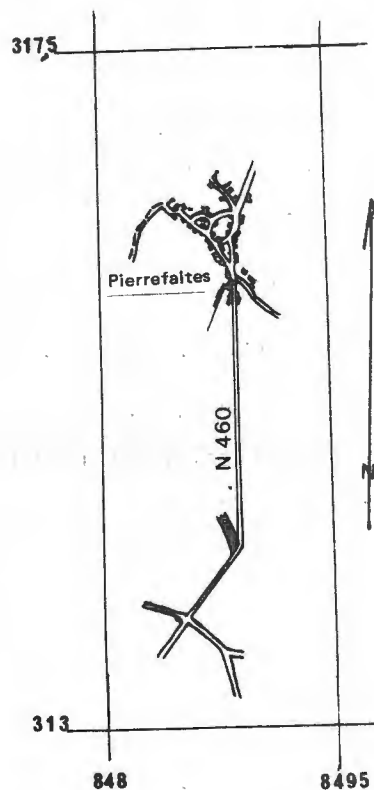


Fig. 93 - Situation de l'affleurement de Pierrefaites.
(Feuille, Fayl-Billot, au 1/50.000).

- Lithofaciès :

- Grès à ciment siliceux.

Quatre variétés du grès à ciment siliceux sont rencontrées :

- quartzique gris dur (pl. 1, photo 5)
- verdâtre finement micacé contenant des lentilles de pélites noires
- blanc grisâtre finement micacé contenant des lentilles de pélites noires à structure madrée, et montrant des empreintes de Bivalves et d'autres traces indéterminables (pl. 1, photo. 3). R. LAUGIER (1964) a signalé

(1) : D'après la notice de la carte géologique au 1/50 000 de Fayl-Billot

(2) : Sur la même carte, une différenciation entre Rhétien inférieur et supérieur n'a pas été signalée.

dans ce type de grès la présence de Myophories.

- jaunâtre homogène dur.

Les deux premières variétés se rencontrent à la base de la coupe (Fig. 94) tandis que la dernière couronne sur 3 m son sommet. La troisième variété se trouve à différents niveaux de la coupe.

L'examen microscopique a montré que les grains de quartz, de taille comprise souvent entre 200-100 microns (3-4 ϕ), sont de bon classement. Ceux-ci montrent surtout dans le grès dur des facettes d'accroissement secondaire ce qui explique la cimentation plus ou moins prononcée du grès.

- Grès dolomitique :

C'est un grès blanc-grisâtre montrant des fréquente lentilles de marnes dolomitiques grisâtres à structure madrée. Il est fortement bioturbé (pl. 1, photo. 4) ce qui a déformé dans beaucoup de cas la structure des marnes (pl. 1, photo 2.). R. LAUGIER (1964) y a signalé la faune suivante :

Nucula sp., Modiola sp., Avicula contorta Portlok., Myophories.

Les grains de quartz ont généralement la même taille que ceux du grès précédent (200-100 microns). Ils forment des zones à forte densité séparées par les lentilles des marnes dolomitiques (pl. 12, photo. 5), ou bien se disposent en bouffées de différentes concentrations dans la phase dolomitique.

Celle-ci est formée d'une dolomicrosparite dont les cristaux de dolomite sont rhomboédriques, de taille très homogène, et coalescents.

- Pélites :

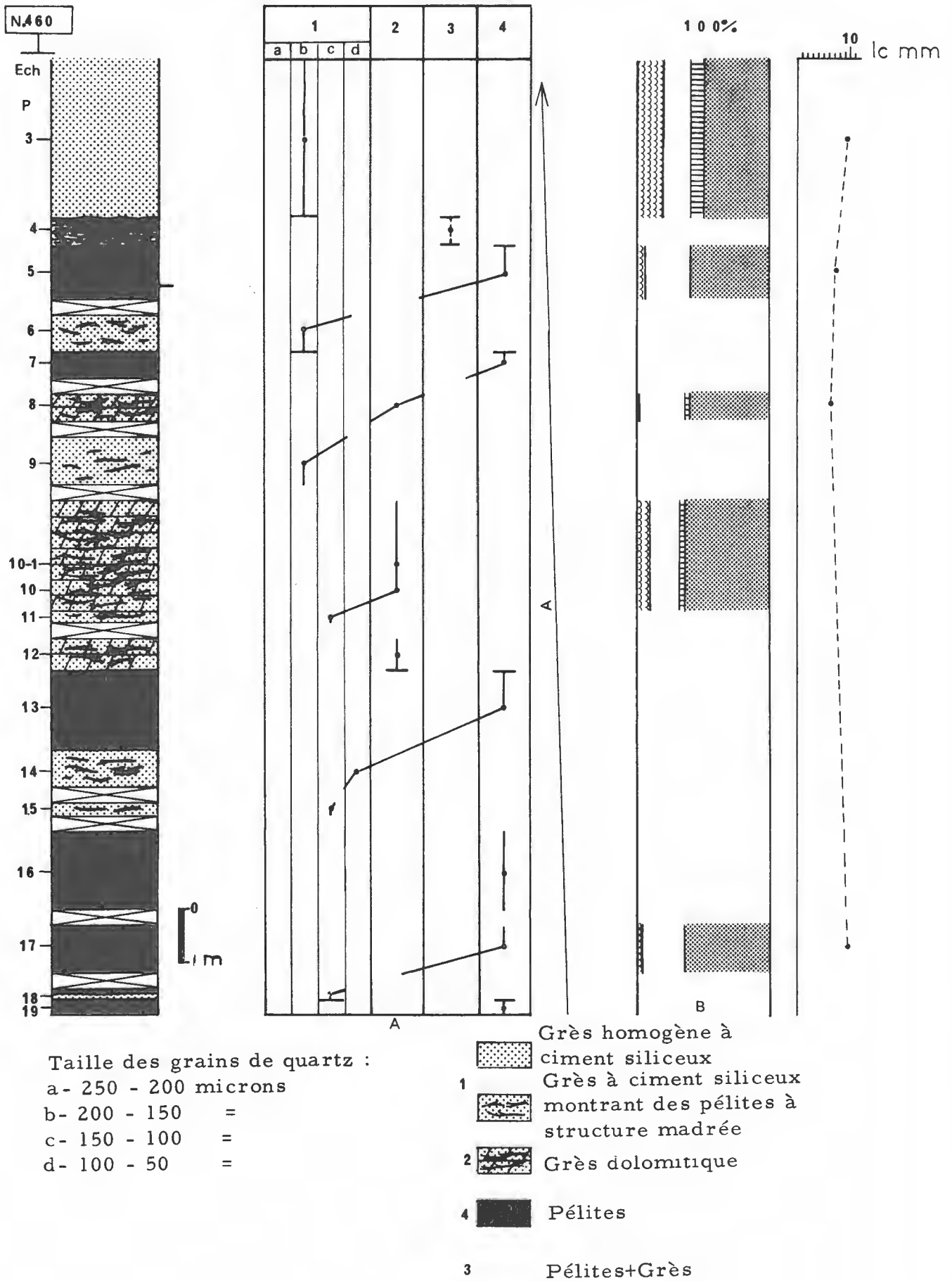
Les pélites sont souvent noires mais elles sont parfois grises (Fig. 94). Elles sont à structure lenticulaire car elles contiennent des lentilles de sables (<500 microns d'épaisseur) dont les grains de quartz sont de taille comprise entre 100-50 microns.

Au sommet de l'affleurement, le niveau de pélites sous-jacent au grès homogène montre des lentilles gréseuses dont l'épaisseur peut atteindre 1 cm. Les grains de quartz y sont de mauvais classement et peuvent avoir 250 microns de diamètre. Ce niveau est figuré sur le schéma de la figure 94 comme pélites + grès.

- Analyse séquentielle et dérives des séquences à l'échelle verticale (Fig. 94) :

Compte tenu des fréquentes lacunes de visibilité, une analyse

Figure 94 - Evolution séquentielle (A) et des minéraux argileux (B) du Rhétien inférieur de l'affleurement de Pierrefaites.



séquentielle continue est difficilement faisable. Toutefois, le nombre réduit d'observation sur le contact entre les lithofaciès montre qu'il s'agit d'un diastème plan se plaçant à la base du grès à ciment siliceux, grès dolomitique, et du niveau de pélites + grès, au contact avec les pélites ou le niveau de pélites + grès (diastème observé à la base du grès homogène seulement). Ainsi, les différentes séquences ou parties de séquences rencontrées sont :

Grès à ciment siliceux - pélites et grès à ciment siliceux - grès dolomitique. D'autre part, bien que le diastème entre le grès homogène et le niveau de pélites + grès soit plan, il est certain que les observations n'ont pas été suffisantes en ce qui concerne ce dernier terme et surtout quant au rapport entre les lentilles gréseuses (fréquence, épaisseur, ...) et les pélites car il n'est pas possible de restreindre la séquence à un seul terme à moins qu'une érosion importante soit intervenue ce qui ne semble pas être le cas. Ce terme sera représenté séquentiellement en pointillé.

En conclusion, la séquence virtuelle locale, qui peut être dégagée à la lumière de ces observations, est la suivante :

Grès à ciment siliceux - grès dolomitique - pélites + grès - pélites.

L'évolution de l'ensemble des séquences enregistre à l'échelle verticale une légère dérive négative (A) due à ce que les grains de quartz du terme "grès" deviennent légèrement plus grossiers vers le haut.

- Evolution des minéraux argileux à l'échelle de la formation (Fig. 94) :

Illite, minéraux interstratifiés de type (I-M), kaolinite, et chlorite sont les minéraux argileux trouvés dans la fraction argileuse des lithofaciès examinés. La teneur en illite est élevée et constante quelque soit le lithofaciès et son niveau dans la formation. La teneur de la kaolinite, très faible dans les pélites, est plus importante dans le grès dolomitique et atteint 20 % dans le grès homogène du sommet de l'affleurement. La chlorite n'est présente que dans le grès dolomitique et le grès homogène où elle fait presque 10 %. La teneur en minéraux interstratifiés varie en conséquence.

En conclusion, à part l'illite et les minéraux interstratifiés qui sont de teneur plus ou moins constante, la présence et la quantité de la kaolinite et de la chlorite dépendent de la nature des lithofaciès examinés.

- Discussion :

La présence dans le dépôt du Rhétien inférieur de cette localité d'une fraction détritique fine (pélites, grès à grains fins, très fins, et silteux) dont le lithofaciès est fortement bioturbé, de pélites et marnes dolomitiques à structure madrée, et d'une faune marine de Bivalves supposent que ces sédiments se sont déposés dans un milieu marin de faible énergie, peu profond. Il a été encore moins profond et à tendance évaporitique pendant la formation de la dolomite considérée comme étant synsédimentaire (cristaux dolomicrosparitiques de taille homogène et coalescents).

Dans ce milieu, la sédimentation s'est déroulée, à notre avis, suivant deux stades majeurs et un stade intercalaire.

- 1 - Stade de formation de la phase carbonatée, accompagnée par un apport détritique fin, très fin, et même silteux. Cet apport se faisait soit en étant essoufflé périodiquement dans les carbonates (grès dolomitique dont les grains de quartz sont distribués en bouffées) ou en étant transporté en masse par un courant hydrodynamique périodique (grès dolomitique à lentilles des marnes dolomitiques à structure madrée : pl. 12, photo. 5).
- 2 - Stade d'apport détritique seulement, par un courant hydrodynamique périodique (grès à lentilles des pélites à structure madrée).

Le stade intercalaire concerne le dépôt de pélites à structure lenticulaire. Ces trois stades se sont succédés l'un à l'autre. Leur évolution à l'échelle du temps correspond au rayement du stade chimique et au développement du stade détritique (présence au sommet de la coupe du grès homogène en couche épaisse, et de pélites à lentilles gréseuses épaisses) dont les grains de quartz sont devenus de taille plus grossière (dérive négative). Cette évolution correspond à celle des deux derniers stades de sédimentation du Rhétien de l'affleurement de Lavernoy ce qui implique des milieux de dépôt identiques.

Dans ce milieu, la présence de la chlorite est difficilement explicable car si nous supposons qu'elle est héritée (parce qu'elle est liée au lithofaciès gréseux), il est normal que nous la trouvions dans le même grès de Lavernoy ce qui n'a pas été le cas. D'autre part, la formation la plus proche de laquelle ce minéral peut être dérivé est celle du Keuper supérieur or la chlorite n'a pas été trouvée dans les lithofaciès rhétiens de nulle part de l'Est du Bassin de Paris même quand ce lithofaciès est au contact du Keuper supérieur et érosif (conglomérat par exemple). La néoformation de la chlorite

est une autre possibilité mais nous ne connaissons pas le minéral à partir duquel cette néoformation s'est faite. En tous cas, ce n'est très vraisemblablement pas l'illite vu son indice de cristallinité peu variable quelque soit le lithofaciès.

- Conclusions :

- Le Rhétien de cette coupe montre principalement une alternance de grès à lentilles de pélites à structure madrée, de grès dolomitique à lentilles de marnes dolomitiques à structure madrée, et de pélites à structure lenticulaire. Il se termine par une couche de pélites à lentilles gréseuses épaisses surmontée par une couche du grès homogène épaisse.

- L'ensemble des lithofaciès s'organise en séquences enregistrant à l'échelle verticale une dérive négative (A).

- La séquence virtuelle locale est la suivante :

Grès à ciment siliceux - grès dolomitique - pélites + grès - pélites.

- La fraction argileuse des différents lithofaciès contient une teneur élevée et constante d'illite, accompagnée toujours par des minéraux interstratifiés de type I-M. La présence de la kaolinite et de la chlorite est liée au lithofaciès gréseux.

- L'ensemble des lithofaciès s'est déposé dans un milieu marin de faible énergie, peu profond et étant alternativement à tendance évaporitique. Dans ce milieu deux stades majeurs de sédimentation (détritico-chimique, et détritico-gréseux) et un stade intercalaire (dépôt de pélites) se sont succédés. Leur évolution à l'échelle du temps se fait dans des milieux identiques à ceux de deux derniers stades de sédimentation de l'affleurement de Lavernoy.

LE RHÉTIEN DE LA HAUTE MARNE D'APRES LA LITTERATURE :

Nous reprenons sur la base des descriptions les coupes décrites du Rhétien de cette région et dont les affleurements ont disparu. Les deux ouvrages de référence sont les thèses de P.L. MAUBEUGE (1955) et de R. LAUGIER (1964). La localisation géographique des coupes citées se trouve sur la figure 95.

- Coupe du puits de Lénizeul (LAUGIER, 1964) :

- Rhétien supérieur (2,80 m d'épaisseur) :

Il est constitué de 2,30 m d'argilites lie-de-vin surmontées de 0,50 m d'argilites grises, lesquelles sont en contact avec le calcaire à Gryphées de l'Hettangien.

- Rhétien inférieur (17,70 m d'épaisseur) ;

Il est formé d'une alternance d'argilites noires à lentilles de grès dont l'épaisseur varie suivant les couches entre moins de 1 mm et 1 cm, de grès à lentilles d'argilites noires ou grises, et de grès blanc dur. Il contient également une couche de marnes plastiques gris-foncé.

Le banc de grès qui couronne le Rhétien inférieur montre des filets dolomitiques et présente à sa surface supérieure des ripple-marks. Les argilites présentent des empreintes végétales à disposition entrecroisée parmi lesquelles on reconnaît des Equisetacées, des Fougères, des Monocotylédons, et des Gymnospermes.

D'après LAUGIER (1964) la limite entre le Rhétien inférieur et le Keuper supérieur est incertaine car des bancs de grès pourraient encore exister sous la dolomie verte (Keuper supérieur ?), la dernière couche transversée.

- Coupe de Provenchères-sur-Meuse (SAUTIER, 1868 ; in LAUGIER, 1964) :

Elle montre de haut en bas :

4,50 m : "Argiles de Levallois"

0,70 m : Grès dolomitique à la base passant au sommet à du grès contenant des lentilles d'argilites et des éléments lithiques.

0,20 m : Bone-bed

0,15 m : Grès à lentilles d'argilites

0,25 m : Bone-bed disparaissant latéralement rapidement.

> 3 = : Grès homogène (grès à meules).

Le dernier niveau de bone-bed contient la faune de Vertébrés suivante⁽¹⁾ :

- Poissons :

Hypodus minor Ag., Hypodus cloacinus Quens., Acrodus minimus Ag., Sargodon tomicus Ag., Saurichtys acuminatus Quens. Ceratodus.

- Reptiles :

Termatosaurus alberti Plien., Ichtyosaurus rhéticus Sauv., Plesiosaurus costatus Owen., Thecodontosaurus elisae Sauv.

- Coupe de Saulxures (SAUTIER, 1868 ; in LAUGIER, 1964) :

0,70 m : "Argiles de Levallois"

0,40 m : Grès dolomitique

1,60 m : Alternance des couches de grès et d'argilites

2,10 m : Grès homogène (grès à meules) passant dessous à une alternance des couches de grès et de marnes bariolées de sorte que la limite Rhétien inférieur-Keuper supérieur est difficile à apprécier.

- Coupe de Rançonnières (LAUGIER, 1964) :

Au dessus des marnes du Keuper supérieur, LAUGIER note une alternance de 4,75 m de couches de dolomie et de pélites noires ou gris-foncé. Une couche de 0,05 m de grès blanc micacé est signalée au sommet de la coupe.

- Coupe de Marcilly (SAUTIER, 1868 ; in LAUGIER, 1964) :

2,00 m : "Argiles de Levallois" au contact avec l'Hettangien

1,00 m : Grès dolomitique contenant des lentilles d'argilites.

2,00 m : Grès homogène (grès à meules)

- Coupe de Hortes (SAUTIER, 1868 ; in LAUGIER, 1964) :

0,20 m : "Argiles de Levallois"

0,30 m : Grès

0,70 m : Grès contenant des lentilles d'argilites

2,00 m : Grès dolomitique

0,40 m : Dolomie

0,60 m : Grès à intercalations argileuses, montrant à sa base un niveau conglomératique.

> 1,40 m : Grès homogène (grès à meules)

(1) : Cette faune est visible au Musée de Sciences de la Terre de l'École de Géologie de NANCY.



Figure 95 - Carte de situation des localités citées.

Le grès dolomitique et la dolomie des coupes se situant entre Provençères et Hortes montrent une fréquente faune de Mollusques (LAUGIER, 1964).

- Coupe du ravin du Bois du Jardinot (N-E de Laneuveville)(LAUGIER, 1964) :

Le Rhétien inférieur de cette coupe est composé principalement de couches de marnes (violette, vertes), et de pélites grises. Une couche de grès est signalée à son sommet.

- Coupe de Montesson (MAUBEUGE, 1955) :

Elle montre une succession de 6 m de :

- grès à grains fins présentant des moules internes de Bivalves indéterminables
- grès très marneux, dur, contenant des lentilles de pélites noires. Présence assez fréquente d'Algues (?) : Cylindrites mosellense Terquem.
- grès identique au premier présentant des moules internes de Bivalves indéterminables, et contenant des débris charbonneux de végétaux, de grande taille.

- Coupe de Bussiè-res-lès-Belmont (MAUBEUGE, 1955) :

Le Rhétien inférieur de cette coupe est formé d'une succession de 5 m de grès à grains fins contenant des lentilles de pélites bioturbées présentant parfois des "Asterias" lumbricalis Schl., des sables et des pélites, et du grès à grains fins au sommet.

- Coupe de Chalindrey (MAUBEUGE, 1955) :

Cette coupe montre les cinq derniers mètres du Rhétien inférieur qui sont formés de grès très dur à lentilles de pélites et de marnes grises et verdâtres. Le grès montre quelques passées sableuses et quelques zones dolomitiques surtout au sommet. Il contient la faune suivante :

Cardium cloacinum Qu., Modiola minuta Goldf., Avicula contorta Portl.,
Chalmys valoniensis Defr., Myophoria.

Son contact avec l'Hettangien se fait par une surface d'érosion profondément ondulée.

GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION DU RHETIEN DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DE PARIS : COMPARAISON ENTRE LES AFFLEUREMENTS ETUDIES :

Au cours de l'étude détaillée de caractérisation du ou des milieux de dépôt de chaque affleurement nous avons constaté que les résultats obtenus à partir desquels cette caractérisation a été possible sont communs sinon comparables pour les dépôts de plusieurs affleurements ou de plusieurs unités de sédimentation tandis que d'autres sont différents. C'est ainsi que le groupement de ces résultats permet d'identifier pour le Rhétien des terrains étudiés (Lorraine centrale et septentrionale, Haute-Marne) six grands ensembles de sédimentation. D'autre part, les dépôts du Rhétien de la Belgique et du Grand-Duché de Luxembourg possèdent des données comparables à celles des grands ensembles. Cela permet de les généraliser au Rhétien de toute la bordure orientale du Bassin de Paris. Les quatre premiers grands ensembles intéressent les dépôts de la majorité des affleurements étudiés (Kédange, Lelling, Bezange, Serres, St.-Nicolas-de-Port, Coyviller, Moriviller, Flavigny, Laneuveville-sous-Châtenois). Le facteur déterminant de leur différenciation est constitué par les données texturales (granulométriques) de leurs rudites et arénites qui forment sur les diagrammes SK- σ , Md- σ , C-%<63 μ , et le diagramme CM (Fig. 96-1-2-3 , fig. 97), à notre avis les plus représentatifs, quatre aires caractéristiques. Ils comprennent également les dépôts du Rhétien inférieur de la Belgique, du Grand-Duché de Luxembourg et une partie de celui de la Haute-Marne

Le cinquième grand ensemble correspond au dépôt d'une partie du Rhétien inférieur de la Haute-Marne caractérisé par la présence d'une dolomie synsédimentaire tandis que le sixième concerne les "Argiles de Levallois".

- Grand ensemble I :

Il concerne les dépôts de l'unité IV de Kédange et de l'unité II de Lelling.

- Grand ensemble II :

Il comprend les dépôts des unités I (Kédange), I (Lelling), II (Serres), III (coupes S0, SR : St.-Nicolas-de-Port), II (Coyviller), I-II-III (Flavigny) et ceux de l'affleurement de Bezange et de M2 de Moriviller.

Sur la figure 96-2, les valeurs de la médiane les plus basses concernent les dépôts de l'unité II de Coyviller et de l'affleurement

M2 de Moriviller, et celles les plus élevées, les dépôts de l'affleurement de Bezange et de l'unité III-SR de St.-Nicolas-de-Port. Parallèlement, le pourcentage en particules inférieures à 63 microns devient de plus en plus élevé (fig. 96-4).

- Grand ensemble III :

Il correspond au dépôt de l'affleurement de Laneuveville-sous-Châtenois.

- Grand ensemble IV :

Il groupe les dépôts des unités II-III (Kédange), I (Serres), II (coupes S0, SR : St.-Nicolas-de-Port), I (Coyviller) et celui de l'affleurement M1 de Moriviller.

Sur les figures 96-1, 96-2, les dépôts de l'affleurement M1 de Moriviller et de l'unité I de Coyviller sont les seuls à ne pas avoir des paramètres granulométriques communs avec ceux du grand ensemble II. Ces dépôts possèdent le pourcentage le plus élevé en particules inférieures à 63 microns (fig. 96-3).

Cette inter-relation entre les dépôts de ces deux grands ensembles est également nette sur la figure 97 ou la moitié inférieure de diagramme CM du grand ensemble IV a exactement la même allure que celle de diagramme CM du grand ensemble II.

Le Rhétien inférieur de l'Est du Luxembourg peut être corrélé avec le grand ensemble I compte tenu du fait que ces argilites ressemblent d'après la description de Müller (1974) (cf. Le Rhétien au Luxembourg), aux argilites et aux pélites à structure lenticulaire et que les paramètres granulométriques de son dépôt sont semblables à ceux du grand ensemble I (dispersion des valeurs de classement et d'asymétrie, pourcentage élevé en particules inférieures à 63 microns, faibles valeurs (en microns) du premier percentile) (cf. fig. 19-1, 19-3).

Au SE du Luxembourg (plateau de Burmerange), le dépôt du Rhétien inférieur, par ses niveaux conglomératiques développés, ses valeurs dispersées de classement et d'asymétrie, et ses valeurs élevées (en microns) du premier percentile (fig. 19-1, 19-2) ressemble aux dépôts de grand ensemble IV.

D'autre part, le Rhétien inférieur du profil Bous-Dalheim peut être considéré comme intermédiaire entre celui de l'Est du Luxembourg et du plateau de Burmerange car il montre des niveaux conglomératiques développés et des couches d'argilites épaisses.

AU NW du Luxembourg (Schwebach, Kapweiler) et dans le sondage d'Arlon, le Rhétien inférieur essentiellement constitué de grès fin bien classé est analogue à celui du grand ensemble II. Ses argilites sont, d'après la description de GULINCK et al., 1973 (sondage d'Arlon), similaires aux argilites à structure madrée et onduleuse (intercalations d'argilites noires groupées en niveaux séparés par des couches de sable pur (cf. Le Rhétien en Belgique).

A l'Ouest d'Arlon et jusqu'à Les Bulles (cf. Fig. 18), le Rhétien montre des couches d'argilites à structure lenticulaire (cf. Le Rhétien en Belgique : Lithofaciès), des couches de sables ou grès fins à très fins, et également un niveau conglomératique. Cela ressemble plus ou moins aux dépôts de grand ensemble IV et de profil Bous-Dalheim (SE du Luxembourg).

En Haute-Marne les séquences grès fin et très fin ou microgrès - pélites ou argilites à structure lenticulaire (Lavernoy, Pierrefaites, Lénizeul) sont semblables à celles du grand ensemble I.

- Grand ensemble V :

Il concerne les dépôts de toutes les séquences de la Haute-Marne comprenant un terme dolomitique. Ce terme peut être représenté par du grès ou du microgrès dolomitique (Lavernoy, Pierrefaites), des marnes dolomitiques (Lavernoy), ou de la dolomie (Raçonnières).

- Grand ensemble VI :

Il correspond à la formation des "Argiles de Levallois" de toute la bordure Est du Bassin de Paris.

DISTRIBUTION DES GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION A L'ECHELLE DU TEMPS ET A L'ECHELLE DE L'ESPACE (fig. 99) :

Grâce à la manière suivant laquelle les grands ensembles ont été présentés nous pouvons nous faire une idée, en fonction des deux échelles, sur leur distribution. Cependant, nous pouvons résumer cette distribution comme suite :

Le grand ensemble I se trouve au NE du Bassin de Paris et en Haute-Marne. Il caractérise tout le Rhétien inférieur (E du Luxembourg, Belgique), sa partie supérieure (Kédange, Lelling) ou se rencontre à différentes hauteurs y compris son sommet (Haute-Marne).

Le grand ensemble II est présent au NE du Bassin de Paris (NW du Luxembourg, Arlon) mais il caractérise surtout la Lorraine centrale et septentrionale où il est signalé dans la partie inférieure du Rhétien inférieur (Coyviller, Moriviller, St.-Nicolas-de-Port, Bezange, Lelling, Kédange) ou dans la partie supérieure (Serres, Flavigny).

Le grand ensemble III apparaît une seule fois au milieu du Rhétien inférieur.

Le grand ensemble IV se trouve surtout au NE du Bassin de Paris et dans la région de Nancy. Il forme la totalité du Rhétien inférieur (SE du Luxembourg), son milieu (Kédange) ou sa base (Coyviller, Moriviller, St.-Nicolas-de-Port, Serres).

Le grand ensemble V se localise à la Haute-Marne à différentes hauteurs du Rhétien inférieur. Le terme dolomitique est également signalé au contact des "Argiles de Levallois" (Saulxures, Marcilly).

Le grand ensemble VI couronne toujours le Rhétien mais l'extension horizontale des "Argiles de Levallois" est beaucoup plus limitée que celle relative aux grands ensembles du Rhétien inférieur (fig. 100).

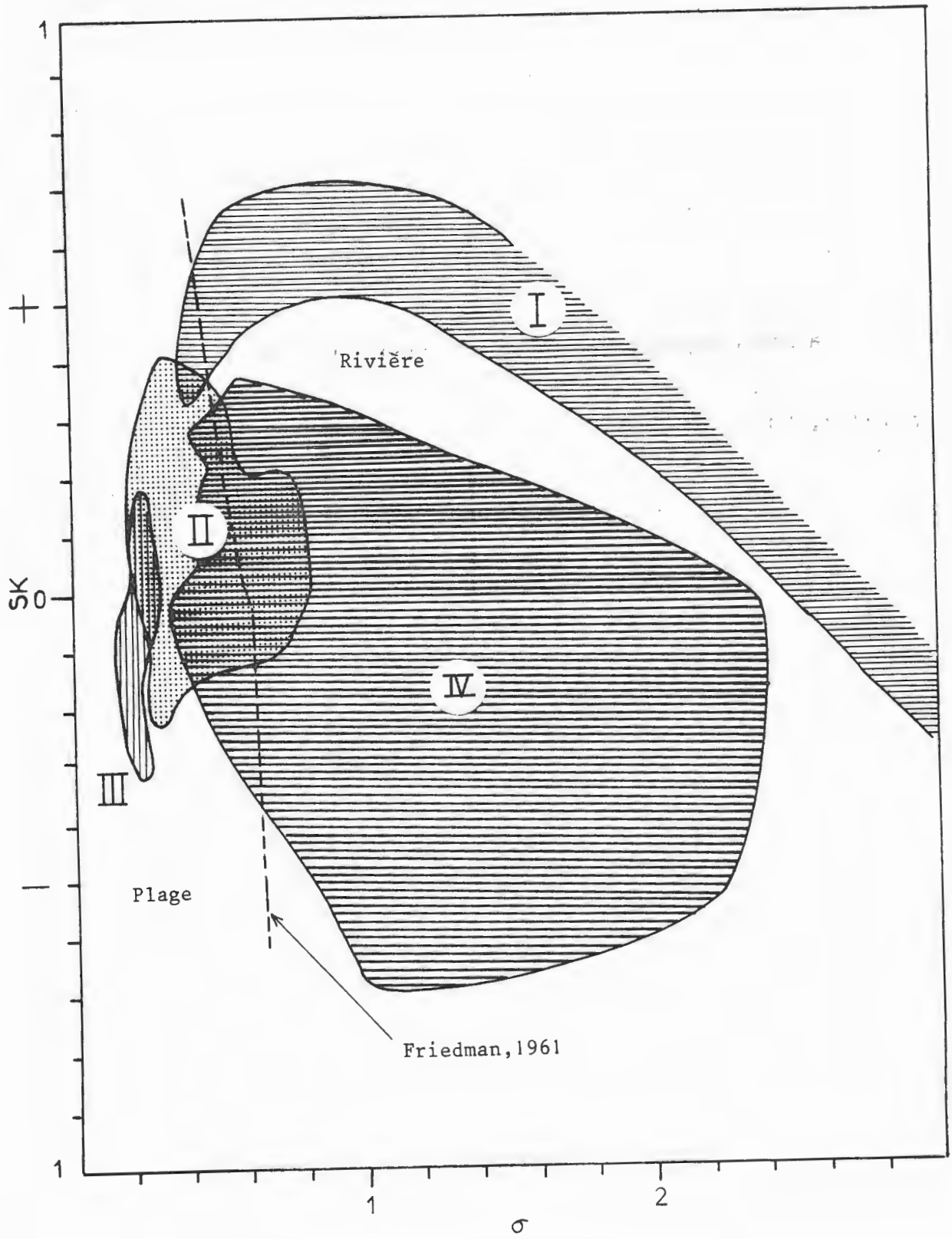


Figure 96-1 - Diagramme SK- σ

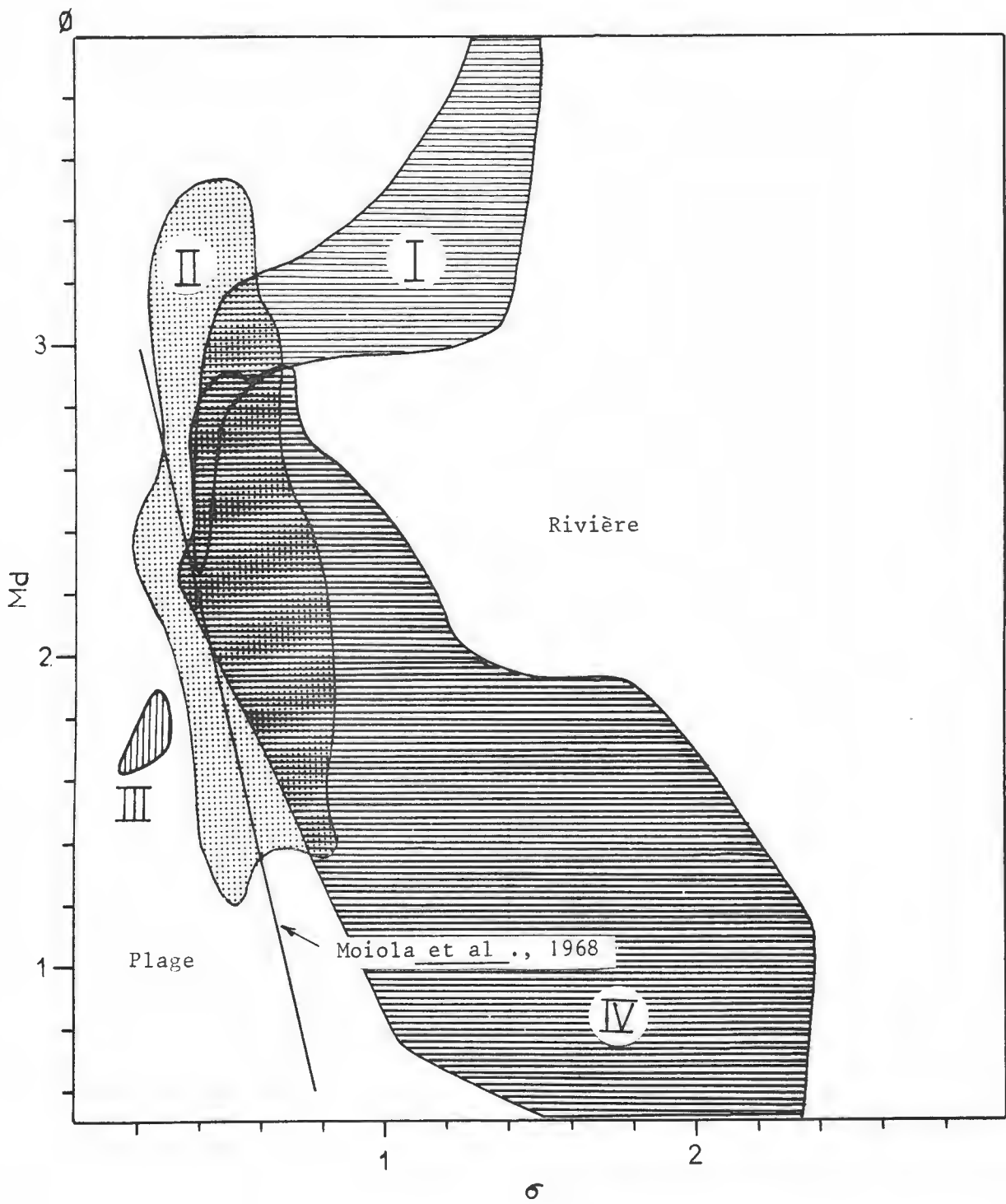


Figure 96-2 - Diagramme Md- σ

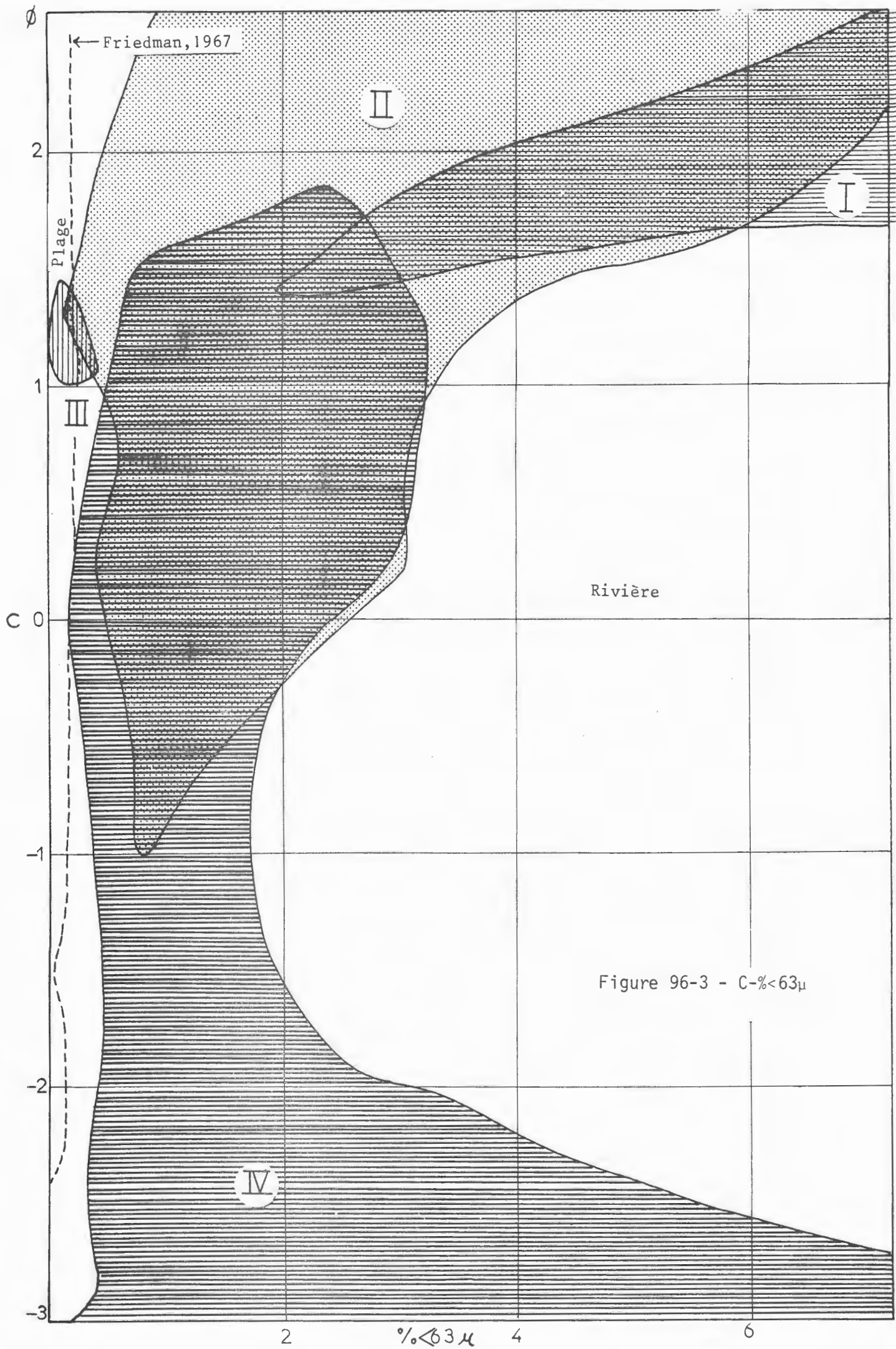


Figure 96-3 - $C_{<63\mu}$

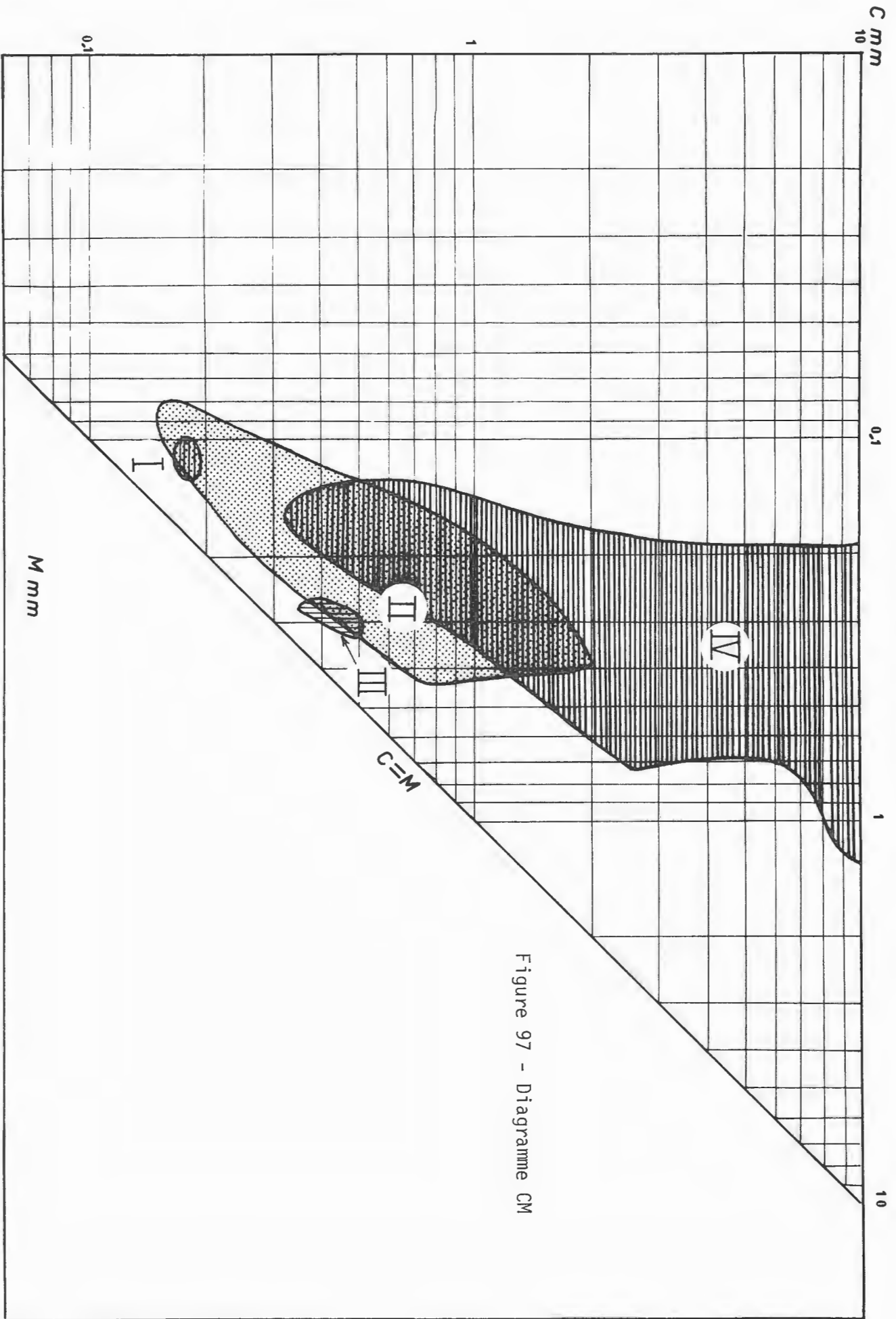


Figure 97 - Diagramme CM

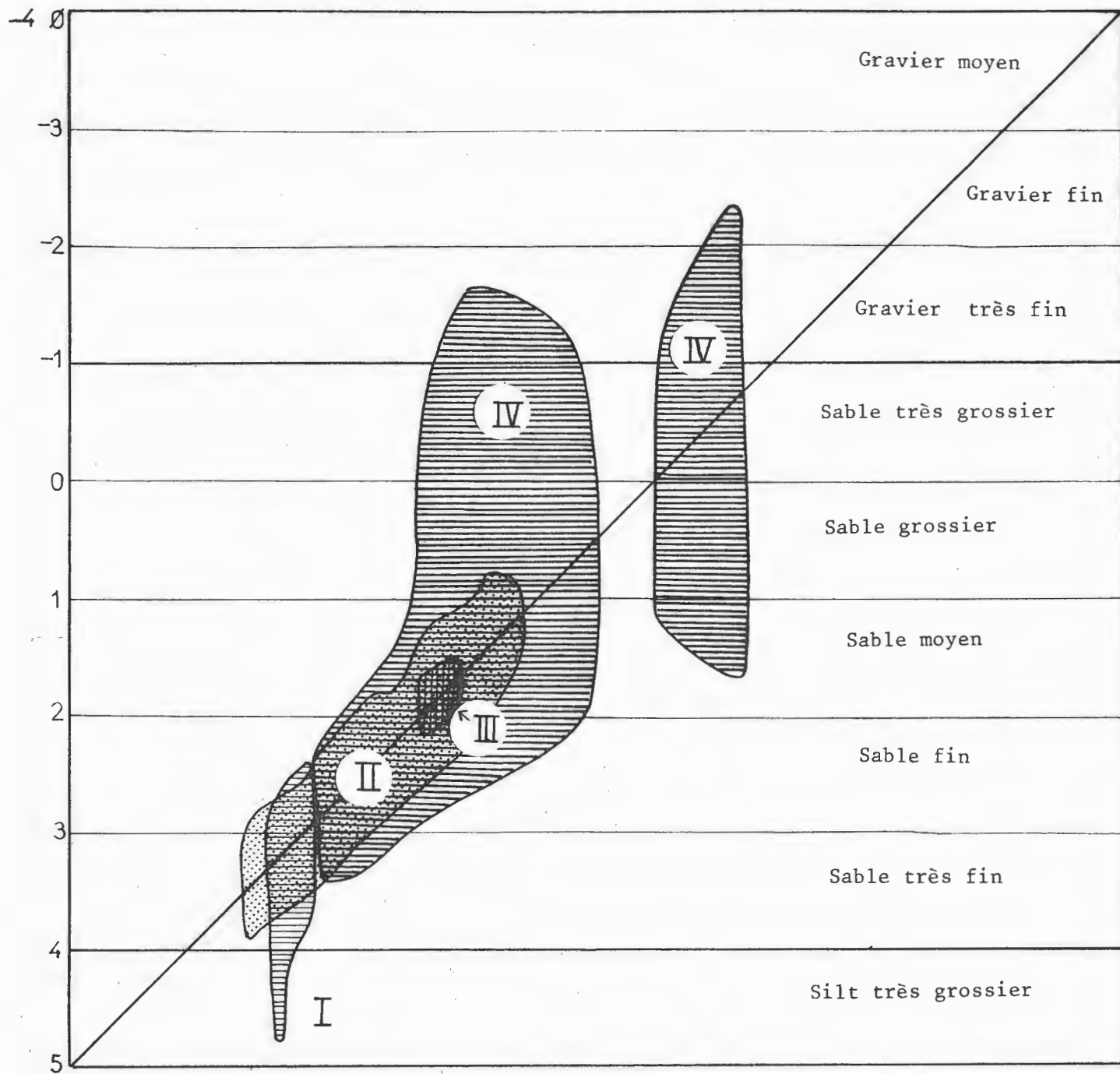


Figure 98 - Diagramme Q1MdQ3

Figures 96-97-98 : Diagrammes groupant les données granulométriques (SK- σ , Md- σ , C- $\% < 63\mu$, CM, Q1MdQ3) des dépôts des grands ensembles de sédimentation du Rhétien inférieur de la bordure orientale du Bassin de Paris.

QUATRIEME CHAPITRE

CONCLUSIONS GENERALES

- CHAPITRE IV -

CONCLUSIONS GENERALES

I.- HISTORIQUE :

L'histoire géologique antérhétienne (RICOUR, 1963 ; POMEROL, 1975) montre que les dépôts du Trias se sont accumulés sur une pénéplaine permienne. Celle-ci tournée vers le Bassin germanique s'est trouvée rattachée à une nouvelle zone de subsidence ; celle du Bassin de Paris esquissé à partir du Keuper supérieur (YAPAUDJIAN, 1963 ; COUREL, 1970 ; DUBOIS et al., 1974). La Lorraine, constituant en ce moment "un seuil en position marginale" par rapport au Bassin de Paris (HAGUENAUER et HILLY, 1975) prenait l'allure d'une vaste pénéplaine concave délimitée au Nord par le massif des Ardennes et au Sud par le suil morvano-vosgien. A la fin du Keuper supérieur, cette pénéplaine a été envahie par la mer rhétienne. Suivant O. HORON (1961), la transgression semble être venue du NE par la depression du Luxembourg. Elle est passée ensuite au dessus des Vosges pour recouvrir en partie l'actuel Bassin de Paris. Une transgression originaire du NE est soutenue également par MÜLLER (1974) qui s'appuie sur le fait que les faciès correspondant à la zone argilo-dolomitique du Luxembourg sont datés en Haute-Marne par Avicula contorta Portlock. Le bassin de sédimentation du Rhétien inférieur montre peu de changement par rapport à celui du Keuper inférieur et du Trias supérieur en général (FOURMENTRAUX et al., 1959) ; le Bassin de Thionville et le seuil correspondant à l'anticlinal sarro-lorrain actuel existent encore (fig. 100). Vers le Nord, le seuil de Sierck, réactivé au Muschelkalk supérieur (BINTZ et al., 1973) induit pendant le Rhétien inférieur une faible épaisseur du sédiment.

Dans le Gutland, la voûte anticlinale dont le point culminant correspond à l'anticlinal de Blaschette, active au Trias (LAUGIER, 1964), a continué à subir des retouches pendant le Rhétien (LAUGIER, 1964) ; l'anticlinal de Blaschette avait tendance à la surrection (MÜLLER, 1974). Cette voûte qui a joué le rôle d'un haut fond (LAUGIER, 1964) est séparée des Ardennes, à l'Ouest, par une zone subsidente déjà ennoyée au Keuper (LAUGIER, 1964). Suivant O. SERRA (1971), le Rhétien inférieur semble se terminer par un retrait quasi général de la mer. Cela explique, d'après le même auteur, la présence au contact du Rhétien supérieur d'une surface rubéfiée surmontant

assez fréquemment un niveau microconglomératique.

Quant au Bassin de sédimentation du Rhétien supérieur, les études antérieures ont montré qu'il est en regression par rapport à celui du Rhétien inférieur (Fig. 100). Les "Argiles de Levallois" manquent en Belgique et l'Hettangien gréseux repose directement sur le Rhétien inférieur. Elles sont également absentes ou réduites sur les seuils ou les hauts-fonds. D'autre part, les études pétrolières (FOURMENTRAUX et al., 1959 ; MAUBEUGE, 1960 ; HORON, 1961 ; POUJOL, 1961) ont révélé que, à l'Ouest de la Lorraine, les argilites lie-de-vin ne sont plus trouvées. Il est difficile en ce moment de savoir si elles ont disparu ou sont passées à des argilites noires ou gris-vert qu'il est difficile de distinguer des formations similaires du Rhétien inférieur (FOURMENTRAUX et al., 1959).

Sur toute la bordure Est du Bassin de Paris, la plupart des auteurs s'accordent à penser que le Rhétien inférieur se serait déposé en milieu littoral à Avicula contorta Portlock. O. SERRA (1971), lui, pense plutôt à un régime fluvio-deltaïque et le rattache au cycle triasique.

P.L. MAUBEUGE (1960) considère que les "Argiles de Levallois" représentent une récurrence lagunaire triasique soumise, néanmoins, à des conditions marines (présence de Myophories). J.M. BATTAREL et al., (1971) retiennent également la possibilité d'un milieu lagunaire mais ils considèrent qu'il a été, à certain moment, dessalé par un apport d'eau douce (présence d'Esthéries). O. SERRA (1971) considère que les "Argiles de Levallois" marquent le début de la transgression hettangienne (présence d'Ostracodes à affinité hettangienne : Hungarella, et remaniement de dépôt du Rhétien inférieur) et correspondent à une remontée assez importante de niveau de la mer. A. MÜLLER (1974) pense, d'après la microfaune marine trouvée, qu'on aurait plutôt, pour ces argilites, un milieu marin avec sédimentation très rapide.

II.- RAPPEL DE SEQUENCES DES GRANDS ENSEMBLES DE SEDIMENTATION DU RHETIEN DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE PARIS :

- Rhétien inférieur :

Parmi les six grands ensembles de sédimentation obtenus pour le Rhétien les cinq premiers concernent le Rhétien inférieur. Leurs séquences sont les suivantes :

- Grand ensemble I :

- Microgrès - pélites à structure lenticulaire.
- Sable fin à grains de sable très fin ou grès fin à très fin - pélites ou argilites à structure lenticulaire.

- Grand ensemble II :

- Sable très fin - pélites homogènes en couche relativement épaisse ou pélites à structure madrée.
- Sable très fin à grains de sable fin - argilites homogènes en couche relativement épaisse.
- Sable très fin à grains de sable fin - pélites homogènes en couche relativement épaisse ou pélites à structure madrée.
- Sable fin à grains de sable très fin - argilites homogènes en couche relativement épaisse ou argilites à structure madrée.
- Sable fin - argilites homogènes en couche relativement épaisse.
- Sable fin - pélites homogènes en couche relativement épaisse, pélites à structure onduleuse ou pélites à structure madrée.
- Sable fin à grains de sable moyen - sable fin - argilites à structure madrée.
- Sable fin à grains de sable moyen - pélites homogènes en couche relativement épaisse ou pélites à structure madrée.
- Sable moyen à grains de sable grossier - sable moyen - argilites homogènes en couche relativement épaisse.

- Grand ensemble III :

- Sable moyen - pélites homogènes en couche relativement épaisse ou pélites à structure madrée.

- Grand ensemble IV :

- Sable moyen à grains de sable fin - sable fin à grains de sable moyen - sable fin - argilites homogènes en couche relativement épaisse.
- Sable moyen à grains de sable fin - argilites à structure madrée.
- Sable moyen à grains de sable fin - sable fin.
- Sable moyen à grains de sable grossier - sable fin à grains de sable moyen.
- (Sable grossier - sable fin) - sable fin.
- Sable grossier à grains de sable moyen - sable moyen ou sable fin.
- Sable très grossier à grains de sable fin - sable grossier à grains de sable fin - sable fin.

- (Sable très grossier - sable moyen) - sable moyen.
- Conglomérats - sable fin à grains de sable moyen - pélites à structure onduleuse.
- Conglomérats - sable fin à grains de sable moyen ou sable moyen à grains de sable fin.
- Conglomérats - pélites homogènes en couche relativement épaisse, pélites à structure onduleuse ou pélites à structure madrée.
- Conglomérats-argilites homogènes en couche relativement épaisse.
- Séquence conglomératique composite à différentes classes de ségrégation de graviers.

- Grand ensemble V :

- Grès dolomitique fin à très fin ou microgrès dolomitique - pélites à structure lenticulaire.
- Microgrès dolomitique - pélites à structure lenticulaire - marnes dolomitiques.
- Pélites à structure lenticulaire - marnes dolomitiques.

L'alternance entre pélites et dolomie comme cela a été signalé à Rançonnières (cf. Le Rhétien de la Haute-Marne d'après la littérature) peut former la dernière séquence.

- Le Rhétien supérieur :

- Grand ensemble VI :

A part que les argilites de Levallois évoluent positivement nous avons signalé, pour le Rhétien supérieur, des séquences du type suivant :

- Conglomérats - argilites vertes.
- Conglomérats - sable fin à grains de sable très fin - argilites vertes et lie-de-vin.

III.- LE RHETIEN INFÉRIEUR DE LA BORDURE EST DU BASSIN DE PARIS : SON ENVIRONNEMENT ET LES DIFFÉRENTS MILIEUX DE SES GRANDS ENSEMBLES DE SÉDIMENTATION.

- Environnement :

Le grand ensemble IV comprend des unités de sédimentation contenant des gouttières d'érosion dont le remplissage, conglomératique ou sableux, représente le terme de base des séquences (cf. séquences : grand ensemble IV).

Lors de l'étude des milieux de dépôt de telles unités nous avons considéré que les gouttières d'érosion n'ont fait que perturber un milieu qui est celui des arénites de leur sommet de séquence, qui se trouvent d'ailleurs dans le terme de base des séquences du grand ensemble II, ou bien un milieu qui est tout simplement celui des arénites des unités de sédimentation des grands ensembles II et parfois I (cf. Affleurements : Kédange, Serres, St.-Nicolas-de-Port, Coyviller, Moriviller).

D'autre part, les séquences du grand ensemble I sont intercalés en Haute-Marne avec celles du grand ensemble V. Leur évolution à l'échelle du temps se faisait dans le même environnement, ainsi que nous le montre l'étude du Rhétien inférieur des affleurements de Pierrefaites et de Lavernoy. Pour tous ces grands ensembles, le terme pélitique ou argileux de sommet de séquence est dans la plupart des cas commun. Son évolution entre structure madrée et lenticulaire correspond à une évolution énergétique du terme et non à une évolution environnementale (cf. ch. 2, structure madrée et lenticulaire).

En conséquence, nous pouvons considérer que les dépôts de tous les grands ensembles de sédimentation du Rhétien inférieur de la bordure Est du Bassin de Paris se sont accumulés dans un même environnement. C'est un environnement sous-aquatique qui n'est ni plage ni rivière (cf. ch. 3).

Lorsqu'il existe des Bivalves dans les arénites et les rudites (Belgique, Kapweiler, Lelling, St.-Nicolas-de-Port, Flavigny, Haute-Marne) ils appartiennent à une faune marine ce qui indique sans doute *un environnement littoral*.

La conjonction des trois causes essentielles : 1) *les paramètres statistiques d'un dépôt de plage, de rivière et d'estran à marée*, 2) *la structure madrée, ondulée et lenticulaire des pélites et des argilites et leur rythmicité*, 3) *la corrélation entre dépôt de faible énergie et faible épaisseur du Rhétien inférieur*, nous permet de considérer que, dans cet environnement littoral, le transport, la distribution et le classement des matériaux aussi bien sableux que pélitiques ou argileux se faisaient en partie par *le courant de marée*.

1) *Les paramètres statistiques d'un dépôt de plage, de rivière et d'estran à marée :*

C'est la conclusion à laquelle nous sommes toujours arrivés pour caractériser le milieu sous-aquatique de dépôt des différentes unités de sédimentation de chaque affleurement (cf. ch. 3), qui forment d'ailleurs les dépôts des quatre premiers grands ensembles de sédimentation.

Ces paramètres statistiques signifient que les matériaux ont été transportés à la fois par un courant oscillatoire et unidirectionnel (cf. ch. 1 : méthodes pour caractériser les environnements sédimentaires par la granulométrie de leurs dépôts). Etant donné l'homogénéité structurale et texturale de dépôt de chaque séquence de ces unités, il ne s'agit pas de supposer qu'à certains moments un transport par un courant oscillatoire s'est substitué à un transport par un courant unidirectionnel ou vice-versa et que s'il y a eu mimétisme il serait dû aux mêmes agents de dépôt. Cela veut dire que ces deux types de courant doivent, d'une part coexister au sein du même environnement littoral et que, d'autre part, leur action doit se faire en même temps. Les courants oscillatoires et unidirectionnels existant au sein de l'environnement littoral sont respectivement les vagues dans toutes leurs formes et le courant de marée qui opère comme étant un mouvement horizontal (LACOMBE, 1971).

La résultante de l'action combinée de ces deux courants explique, à notre avis, l'évolution des paramètres statistiques de dépôt sableux.

2) *La structure madrée, onduleuse et lenticulaire des argilites et des pélites et leur rythmicité :*

Comme nous le constatons, ces pélites et ces argilites caractérisent la plupart des séquences des grands ensembles de sédimentation du Rhétien inférieur. Elles sont, en plus, signalées d'une façon rythmique dans le dépôt de chaque unité de sédimentation.

A part que leurs structures indiquent que cet environnement littoral est peu profond (SINGH, 1969 ; GALL, 1971), cette présence et cette rythmicité sont deux critères certains de l'action de courant de marée (SINGH, 1969 ; KLEIN, 1971 ; WUNDERLICH, 1971 ; RAAF et al., 1971 ; REINECK et al., 1973). Le mécanisme de la formation des telles structures a été décrit au deuxième chapitre (cf. fig. 13).

3) *La corrélation entre dépôt de faible énergie et faible épaisseur du Rhétien inférieur :*

Cette relation a été constatée dans quelques cas seulement :

Au Grand-Duché de Luxembourg, la voûte anticlinale du Gutland induit une faible épaisseur du Rhétien inférieur. Cette épaisseur diminue du Sud vers le Nord ; vers l'anticlinal de Blaschette, et se réduit à quelques centimètres à Graulinster (cf. Fig. 18). Parallèlement à cette diminution d'épaisseur, la

sédimentation argileuse devient plus importante. C'est ainsi qu'à l'Est du Luxembourg le Rhétien inférieur est essentiellement argileux et son dépôt possède des données granulométriques similaires à celles du dépôt du grand ensemble I. Au NE du Luxembourg, à l'approche de l'anticlinal de Blaschette, il est essentiellement argileux et conglomératique. La présence des conglomérats est due à la proximité de cette région de la zone d'apport. Cela va être discuté plus tard.

Au SE du Luxembourg (plateau de Burmerange), le Rhétien inférieur accusant une certaine épaisseur (8 m), est représenté essentiellement par un dépôt tel que celui des séquences du grand ensemble IV.

Etant donné que cette voûte anticlinale a joué pendant le Rhétien le rôle d'un haut fond (cf. ch. 4, historique), il devient claire que l'accumulation des argiles et des particules fines en général se faisait sur les hauts-fonds tandis que le dépôt de sable s'est effectué dans les zones subsidentes. Ce schéma, bien que simpliste car des variations latérales de lithofaciès sont observées même dans les zones très rapprochées (cf. fig. 18), est communément décrit dans un environnement littoral où le transfert et l'accumulation des particules argileuses se font par le courant de marée (cf. travaux de VAN STRAATEN, 1954 ; VAN STRAATEN et KUENEN, 1958 ; EVANS, 1965 ; OTTMANN, 1965 ; LARSONNEUR, 1971 ; LE GALL et al., 1972 ; LANG et al., 1973 ; HOMMERIL, 1972-1974 ; et de REINECK et al., 1973).

Un tel schéma est envisageable au SE du Bassin de Paris ; en Haute-Marne. Ici, à l'approche du seuil morvano-vosgien, les dépôts de faible énergie (dolomie synsédimentaire, argilites ou pélites à structure lenticulaire, sable à granulométrie très fine : grand ensemble I et V) sont développés. Cependant, le Rhétien inférieur n'est pas particulièrement à très faible épaisseur comme c'est le cas au Grand-Duché de Luxembourg car il peut atteindre dans notre secteur d'étude une vingtaine de mètres environ.

Dans cet environnement, le niveau d'énergie traduit par la présence de conglomérats, de sables, de pélites, d'argilites et de dolomie synsédimentaire correspond à des variations conséquentes. Le vannage ou le remaniement des dépôts constaté par la présence des surfaces d'érosion (cf. ch. 3, analyse séquentielle) ou décelé grâce à l'étude des variations de la teneur en minéraux argileux et en ZrO_2 à l'échelle verticale (cf. ch. 3) est un phénomène général. Des figures de courant telles que stratification oblique même à petite échelle, sont fréquentes. Des "flute casts" sont également signalés.

Dans les dépôts de faible énergie, la bioturbation est de règle ce qui a détruit, dans beaucoup de cas, la structure originelle du sédiment.

Au niveau de la sédimentation, à part la rythmicité des pélites et des argilites à structure madrée et lenticulaire, l'alternance entre couches de sables et de pélites (pélites homogènes en couche relativement épaisse) est souvent mentionnée.

Une autre caractéristique de cet environnement est l'inter-relation mer-continent manifestée par les indices suivants :

- la présence d'une faune d'eau douce ou saumâtre (Esthéries) dans les pélites et les argilites ce qui indique que leur milieu dépôt a été, à certains moments au moins, dessalé ou saumâtre,
- la présence d'une faune ichthyologique à caractère marin et continental ou à affinité mixte,
- la présence de morceaux de bois et de restes végétaux.

A quoi correspond cet environnement littoral ?

La comparaison avec les études faites sur un bon nombre de bassins de sédimentation actuels révèle que la plupart des caractéristiques citées plus haut pour la sédimentation détritique correspond, en général, aux faciès bordiers de la plate-forme continentale de la partie Sud de la mer du Nord (in REINECK et al., 1973). Ici, courant de marée et vagues élaborent en même temps les matériaux détritiques.

Cette hypothèse d'une plate-forme continentale concorde assez bien avec ce que nous connaissons sur le bassin de sédimentation du Rhétien inférieur du Bassin de Paris à savoir une pénéplaine dont la sédimentation principalement argileuse, qui correspondrait au dépôt de la plate-forme proprement dite occupe, du Nord au Sud, le SW et l'W de la zone étudiée (cf. cartes de lithofaciès, in FOURMENTRAUX et al., 1959, POUJOL, 1961). D'autre part, les arénites du Rhétien inférieur sont sensiblement de même granulométrie que celles de la mer du Nord car elles sont formées dans les deux cas, principalement de sables à granulométrie moyenne à très fine. Cependant, si par ses dépôts détritiques et leurs caractéristiques la plate-forme du Rhétien inférieur ressemble bien à celle de la mer du Nord, il n'en reste pas moins que les conditions climatiques ne sont pas les mêmes car la présence d'une dolomie synsédimentaire et d'une cimentation dolomitique concrétionnée de type caliche (cf. ch. 2, le grès à ciment carbonaté de la carrière de St.-Nicolas-de-Port) la rapproche de celles des pays chauds ou semi-arides.

- Les différents milieux de dépôt des grands ensembles de sédimentation

Les faciès bordiers de la plate-forme de la partie Sud de la mer du Nord regroupent ceux de la zone de transition et de sables côtiers et la sédimentation argileuse de la zone intertidale.

Sur la plate-forme du Rhétien inférieur de la bordure Est du Bassin de Paris, les dépôts équivalents de ces trois zones peuvent être reconnus. Ils correspondent à ceux des quatre premiers grands ensembles de sédimentation. Le dépôt du grand ensemble V n'a pas d'équivalence dans le mer du Nord. Son milieu de dépôt forme une partie intégrante du paysage de Rhétien inférieur.

Le grand ensemble I comprend un dépôt de faible énergie. Les pélites et les argilites à structure lenticulaire, souvent bioturbées, sont développées. Les arénites sont à granulométrie fine à très fine et leur charge en particules silteuses et argileuses est élevé ce qui a dispersé les valeurs de l'ensemble des paramètres granulométriques (cf. fig. 96-1-2) . Elles renferment également des pélites ou des argilites à structure madrée qui sont dans beaucoup de cas bioturbées.

Un tel type de dépôt concorde en général avec la sédimentation de la zone de transition de la mer du Nord. A. MÜLLER (1974) est arrivé à la même conclusion pour le dépôt du Rhétien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. Cependant, nous pensons que les dépôts du Rhétien inférieur de l'Est et du Nord Est du Luxembourg correspondraient plutôt à une sédimentation faite dans la zone intertidale ou dans un estuaire. Ceci parce que la sédimentation argileuse de ces deux secteurs, considérés comme des hauts-fonds est la plus importante (cf. ch. 4 : corrélation entre dépôt de faible énergie et faible épaisseur du Rhétien inférieur). Le fait que cette sédimentation est mêlée, au NE du Luxembourg, à un important apport conglomératique originaire du NE du Bassin de Paris (cf. ch. 4, apport) nous incite à nous prononcer pour un milieu de type *estuarien*.

Le grand ensemble II est représenté par un dépôt de plus forte énergie que celle de dépôt du grand ensemble I. Les pélites ou les argilites à structure lenticulaire ne sont plus trouvées. Elles sont remplacées par des pélites ou des argilites à structure onduleuse et madrée. L'alternance entre sables et couches de pélites ou d'argilites homogènes est fréquente. Les arénites présentent souvent une stratification oblique. Leur

granulométrie varie entre moyenne et très fine (cf. ch. 4, séquences). Leurs paramètres granulométriques (cf. fig. 96-1-2-3) et leur distribution CM (fig. 97) indiquent l'influence de l'activité des vagues. Cependant, l'activité du courant de marée a laissé également ses empreintes par la charge assez élevée en particules silteuses et argileuses et par les mêmes paramètres granulométriques des arénites qui ne sont pas tout à fait représentatifs d'un dépôt élaboré par la seule action des vagues.

Un tel type de dépôt peut correspondre à la sédimentation de la zone de sables côtiers de la mer du Nord. Cette zone est surmontée dans ce dernier environnement par la zone intertidale.

En Lorraine centrale et, en l'occurrence, dans la région de St.-Nicolas-de-Port et de Vic-sur-Seille⁽¹⁾, cette zone montre un paysage bosselé. Ce bossellement est dû à la présence d'ilôts de sables évoqués pour expliquer la formation du grès dolomitique à ciment encapuchonné et du grès calcaire à ciment concrétionné (cf. ch. 2, le grès à ciment carbonaté de la carrière de St.-Nicolas-de-Port et l'étude de la même carrière au ch. 3) associés à des sédiments de ce grand ensemble. Le battement périodique des eaux responsable de cette formation peut être maintenant très bien assimilé aux mouvements de marées couvrant et découvrant les ilôts. Ces émergences et submersions indiquent également la faible profondeur de cette zone.

Le dépôt du grand ensemble III ressemble à ceux du grand ensemble II. Il ne diffère que par l'extrême homogénéité des arénites, à granulométrie moyenne, (cf. ch. 3, fig. 81) dont les paramètres granulométriques indiquent l'influence de la seule activité des vagues (cf. fig. 96-1-2-3). Par conséquent, nous pouvons imaginer un milieu dont les conditions de sédimentation manifestées par le rythme sables-pélites sont les mêmes que celles de la zone de sables côtiers mais à la seule différence que, pendant le dépôt des arénites, il y a, pour une raison qui n'est pas connue, une canalisation de l'activité des vagues.

(1) : Le calcaire gréseux oolitique de Vic-sur-Seille présente une texture analogue à celle du grès calcaire à ciment concrétionné de St.-Nicolas-de-Port d'où des conditions de formation analogues (cf. ch. 2, calcaire gréseux oolitique).

Le milieu de dépôt du grand ensemble IV n'est que celui de dépôt du grand ensemble II mais qui est perturbé par des gouttières d'érosion dont les courants sont de différentes compétences (remplissage conglomératique ou sableux). Les raisons qui nous ont poussées à adopter une telle conclusion sont explicitement exposées au troisième chapitre, dans les discussions sur les unités de sédimentation entrant dans la construction de ce grand ensemble (cf. affleurements : Kédange, St.-Nicolas-de-Port, Coyviller). D'ailleurs l'inter-relation entre eux est très apparente sur les diagrammes des figures 96 et 97. Sur cette dernière, les distributions CM sont tout à fait semblables sauf que pour le dépôt du grand ensemble IV le segment concernant le transport par roulement apparaît très clairement. C'est donc *une zone de sables côtiers*. Les gouttières d'érosion rencontrées y sont de deux types : côtières dispersées, parcourant toute la sédimentation d'où leur présence individuelle à l'intérieur de toutes les couches (cf. ch. 2, fig. 11, et carrière de Kédange : ch. 3), et gouttières dont le courant est de type fluviatile divagant groupées dans une aire restreinte se recoupant l'une l'autre (cf. ch. 3, affleurements de Coyviller et Moriviller).

Les apports conglomératiques recourent également les dépôts de la zone de transition et du milieu estuarien (Grand Duché de Luxembourg, Kédange).

Le grand ensemble V groupe les dépôts des plus faibles énergies du Rhétien inférieur de toute la bordure Est du Bassin de Paris car leurs séquences contiennent un terme dolomitique. En Haute-Marne et, en l'occurrence, à Lavernoy et Pierrefaites, celles-ci sont associées à des séquences du grand ensemble I. Les modalités de passage se font suivant trois stades majeurs de sédimentation liés l'un à l'autre dans une évolution négative correspondant au développement du stade détritique au détriment du stade chimique (marnes dolomitiques → grès ou microgrès dolomitique → grès ou microgrès) (cf. ch. 3, affleurements de Pierrefaites et Lavernoy). Les pélites à structure lenticulaire sont communes. Cette évolution nous a permis de supposer que les différents milieux de ces séquences sont en inter-communication.

Le milieu de dépôt des séquences grès ou microgrès dolomitique - pélites ne diffère de celui du grand ensemble I que par la présence d'une dolomie synsédimentaire car par leur sédimentation gréseuse fine à très fine bioturbée et pélitique à structure lenticulaire, ils se ressemblent. C'est donc *un milieu à tendance évaporatique rattaché en permanence à la zone de transition de dépôt du grand ensemble I* et ceci pour l'apport détritique.

Un tel milieu peut très bien être *une lagune côtière*. Des telles lagunes sont décrites de nos jours dans presque tous les littoraux actuels. Elles sont dans beaucoup de cas confondues avec la zone intertidale.

Les lagunes côtières passent au milieu de dépôt des séquences pé-lites-marnes dolomitiques que les caractères pétrographiques des marnes rapprochent d'un milieu *supratidal* (cf. affleurement de Lavernoy, ch. 3). Etant donné que les dépôts de ces séquences n'ont été trouvés que localement au milieu d'une sédimentation de type lagunaire ou autre, le milieu supratidal peut être considéré comme *un haut fond*.

Sur ce haut-fond, *des lagunes abritées* induisant une sédimentation dolomitique peuvent être trouvées ce qui expliquerait la présence de la dolomie trouvée à la base du Rhétien de Raçonnières ; localité toute proche de Lavernoy (cf. fig. 95) (séquences pé-lites-dolomie).

IV.- DISTRIBUTION DES DIFFERENTS MILIEUX DE SEDIMENTATION DU RHETIEN INFERIEUR A L'ECHELLE DU TEMPS ET A L'ECHELLE DE L'ESPACE : (Fig. 101)

Cette distribution n'est que la transposition de celle des grands ensembles de sédimentation du Rhétien inférieur traitée en fonction des deux échelles à la fin du troisième chapitre. D'autre part, il faut rappeler que les dépôts des grands ensembles II et IV se sont accumulés dans la même zone de sédimentation mais qu'elle a été parcourue ou non par des gouttières d'érosion.

La zone de sables côtiers s'est installée essentiellement en Lorraine centrale et septentrionale mais également au SE et NW du Luxembourg et à la hauteur d'Arion.

En Lorraine centrale et septentrionale les quelques affleurements étudiés montrent qu'elle occupait la partie inférieure du Rhétien inférieur (Kédange, Lelling, Bezange, St.-Nicolas-de-Port, Coyviller, Moriviller), la partie supérieure (Flavigny) ou sa totalité (Serres). Dans les autres régions, elle occupait la totalité du Rhétien inférieur.

Dans cette zone, les gouttières d'érosion sont concentrées dans la région de Nancy et au NE du Bassin de Paris (SE du Luxembourg, Kédange). Mais elles sont signalées dans les autres régions (NW du Luxembourg, Arion). Elles ont accompagné en partie (Kédange, Serres, St.-Nicolas-de-Port) ou entièrement (SE du Luxembourg) la sédimentation de cette zone ou elles ne se sont installées qu'à sa base. Dans le premier cas, il s'agit des gouttières d'érosion côtières dont le remplissage évolue à l'échelle du temps négativement (Kédange, SE du Luxembourg, St.-Nicolas-de-Port). Ce fait indique une accrétion continentale ressemblant à l'évolution d'un appareil deltaïque.

Dans le deuxième cas, il s'agit des gouttières dont le système de divagation de courant ressemble à celui de divagation fluviatile (Coyviller, Moriviller).

La sédimentation de la zone de transition s'est accumulée essentiellement au NE de Bassin de Paris et en Haute-Marne. Dans la première région, elle occupait tout le Rhétien inférieur (Belgique, SE, et W du Luxembourg) ou sa partie supérieure (Kédange, Lelling). En Haute-Marne, elle occupait la totalité du Rhétien inférieur de Lénizeul. Au Sud de cette localité, elle alternait avec la sédimentation des lagunes côtières ou d'autres milieux qu'il est difficile de préciser vu l'insuffisance d'informations. D'autre part, dans les deux affleurements étudiés, cette sédimentation passe au sommet du Rhétien inférieur à un dépôt sableux homogène qui pourrait appartenir à la zone de sables côtiers. Les gouttières d'érosion sont signalées au NE du Bassin de Paris.

Les lagunes côtières se sont installées seulement en Haute-Marne ; au Sud de Lénizeul. Elles étaient en communication avec la sédimentation de la zone de transition. D'autre part, la sédimentation dolomitique est signalée également au contact des argilites de Levallois (Saulxures, Marcilly).

Le milieu estuarien envahissait pendant tout le Rhétien inférieur le NE, l'E et le N du Luxembourg.

En Lorraine septentrionale et centrale, la distribution, à l'échelle du temps, des milieux de sédimentation semble indiquer une évolution positive. Celle-ci est manifestée à Kédange et à Lelling par le passage de la sédimentation de la zone de sables côtiers à celle de la zone de transition. Cela est également net en Lorraine centrale ou dans beaucoup de localités (Brin-sur-Seille, Serres, Vézelize, Gironcourt : cf. ch. 2, positions des pélites dans le Rhétien) le Rhétien inférieur se termine par une couche de pélites qui est parfois très épaisse (8 m à Gironcourt). A Serres, l'évolution positive de la sédimentation de la zone des sables côtiers a été mise en évidence.

En Haute-Marne, cette évolution n'est pas nette vu le manque de données de terrain, cependant, dans les deux affleurements étudiés, la sédimentation évolue négativement vers un milieu de plus forte énergie.

De par la distribution de ces milieux de sédimentation tant à l'échelle du temps que de l'espace et à cause de l'étroite bande d'affleurements étudiés, il est difficile d'envisager les modalités de la transgression

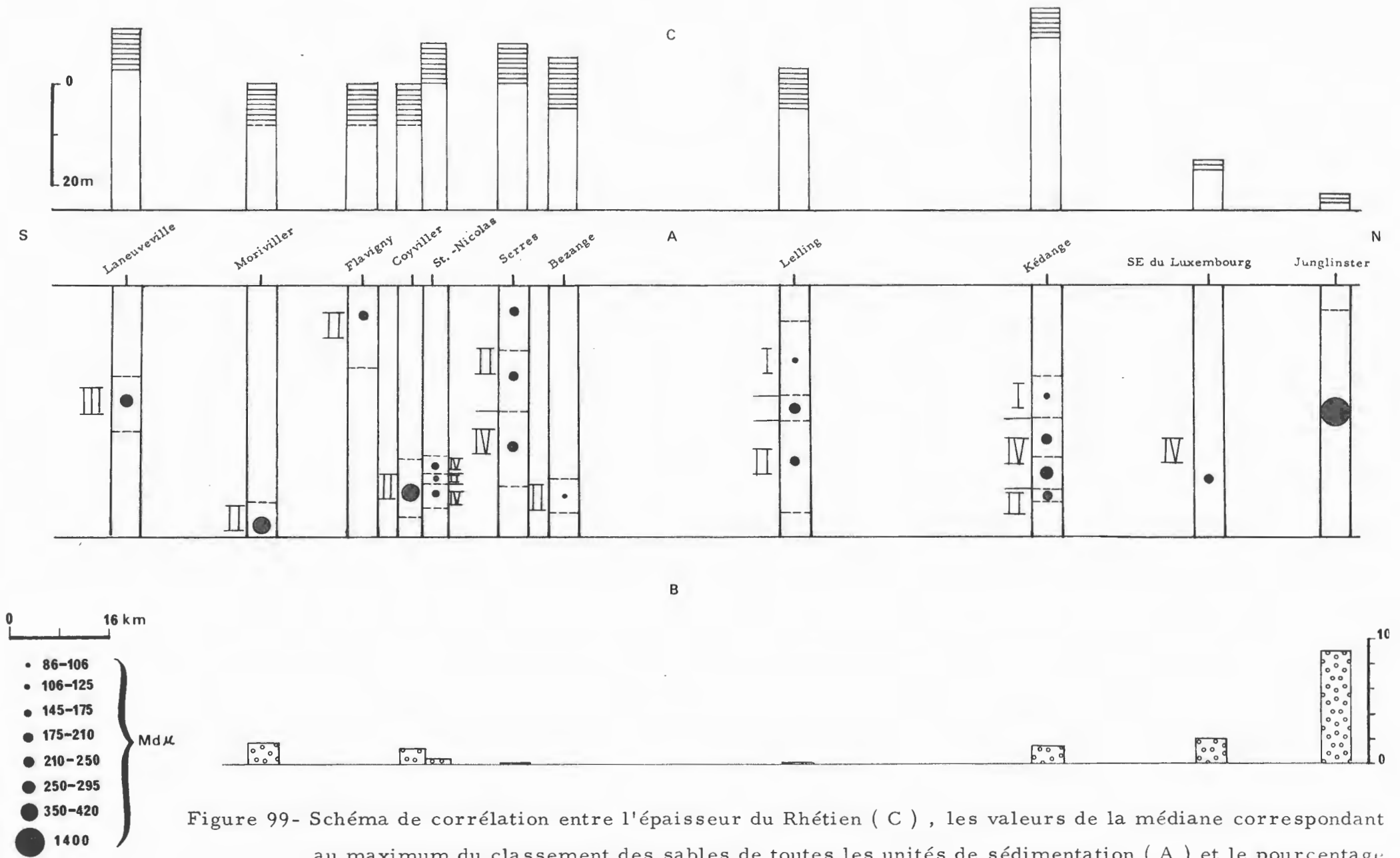


Figure 99- Schéma de corrélation entre l'épaisseur du Rhétien (C) , les valeurs de la médiane correspondant au maximum du classement des sables de toutes les unités de sédimentation (A) et le pourcentage des conglomérats par rapport à l'épaisseur du Rhétien inférieur (B)

I, II, III, IV : Grands ensembles de sédimentation

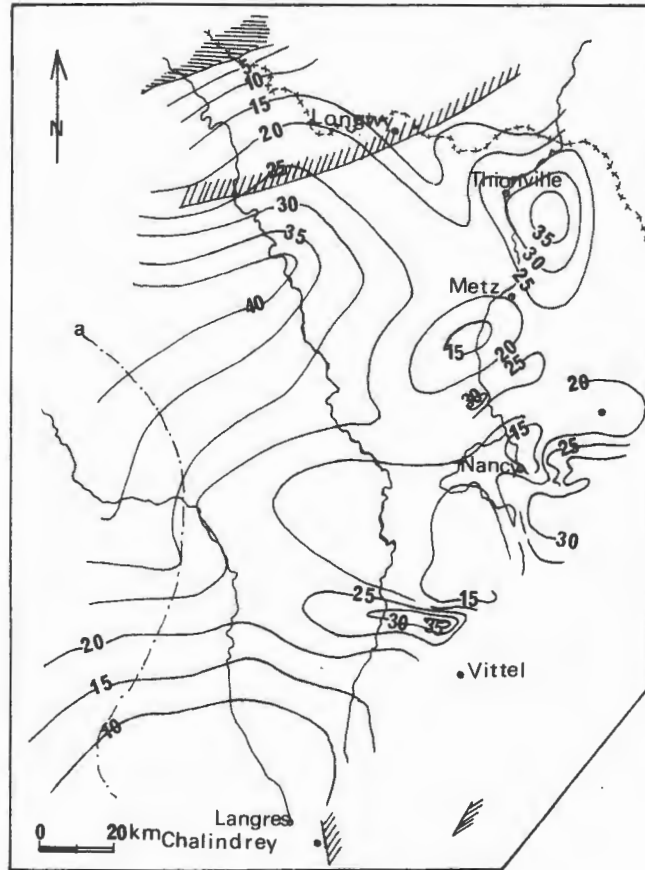




Figure 100- Carte d'isopaques du Rhétien inférieur (d'après Fourmentaux et al., 1959)

-  Terre émergée pendant le Rhétien inférieur
-  Terre émergée pendant le Rhétien supérieur
- a : Limite occidentale d'extension ou changement de faciès des " Argiles de Levallois "

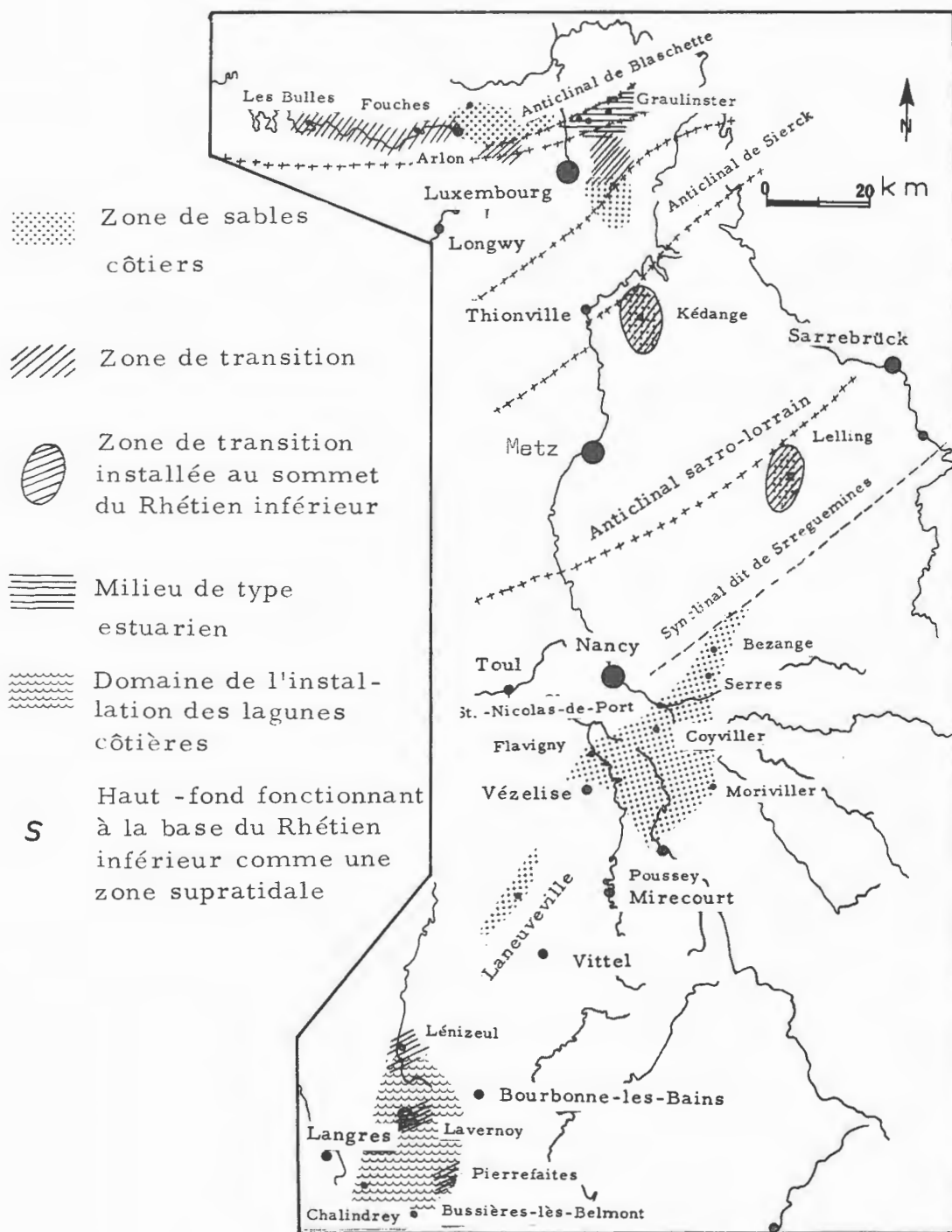


Figure 101- Carte de distribution des différents milieux de sédimentation du Rhétien inférieur de la bordure orientale du Bassin de Paris .

rhétienne sur la bordure Est du Bassin de Paris. Néanmoins, les lithofaciès du Rhétien inférieur de la Haute-Marne ressemblent au "faciès bourguignon classique" "argiles aleuritiques noires à débit schisteux et grès fins micacés à ciment calcaire ou dolomitique" décrit par COUREL (1970). Ce dernier transgresse sur la bordure NE du Massif-Central. Cela confirmerait l'hypothèse d'une transgression en direction SW de la zone étudiée.

V.- MILIEU DE DEPOT DU RHETIEN SUPERIEUR : "ARGILES DE LEVALLOIS".

Il est possible de cerner ce milieu sur la base d'une comparaison entre les argilites du Rhétien supérieur et celles du Rhétien inférieur. Les argilites du Rhétien supérieur ont montré la présence d'une faune d'eau douce ou saumâtre (Esthéries, BATTAREL et al., 1971) et d'une faune marine (Myophoria : MAUBEUGE, 1960 ; Foraminifères : MÜLLER, 1974). Cette faune indique, comme pour les argilites du Rhétien inférieur, un milieu qui a été à certain moment dessalé ou saumâtre.

D'autre part, deux principales caractéristiques sont différentes entre ces deux lithofaciès :

- Argilites du Rhétien inférieur :

- Présence des lentilles sableuses
- Le minéral argileux dominant est l'illite

- Argilites du Rhétien supérieur :

- Absence des lentilles sableuses et bon classement des argiles (cf. ch. 3, affleurement de Poussey)
- Les minéraux argileux caractéristiques sont les interstratifiés à 11,62 Å et de type (10-14_M)-14_M (MÜLLER et al., 1973) et parfois la montmorillonite.

Du point de vue milieu cette différence de caractéristiques est interprétée comme suivant :

Les argilites du Rhétien inférieur se sont déposées sous des conditions de courant périodique ; actif et calme, devenant toujours calme pendant le dépôt des argilites du Rhétien supérieur. Parallèlement, les conditions climatiques tendaient vers le confinement.

Cela veut dire, à notre avis, que les conditions de milieu de dépôt des "Argiles de Levallois" ont évolué positivement par rapport à celles de

milieu de dépôt des argilites du Rhétien inférieur et que cette évolution s'est accompagnée par une évolution climatique.

En outre, les argilites lie-de-vin, bien qu'elles soient constamment présentes sur toute la bordure Est du Bassin de Paris, sont associées dans beaucoup de cas (cf. ch. 2, les argilites du Rhétien supérieur) à des argilites d'autres teintes (noires, grises, gris-bleuâtre...). A l'Ouest de la Lorraine, elles disparaissent ou passent à des argilites noires ou gris-vert montrant des cristaux de pyrite, qu'il est difficile de distinguer de celles du Rhétien inférieur.

Cette ambiguïté d'appartenance des argilites soit au Rhétien supérieur ou inférieur et cette présence d'argilites d'autres teintes n'est pas sans rappeler une certaine continuité des conditions de milieu de dépôt des argilites des deux formations. Celle-ci s'est également manifestée par la présence dans les "Argiles de Levallois" des gouttières d'érosion trouvées aussi bien au NE du Bassin de Paris que dans la région de Nancy.

En conclusion, le milieu de dépôt des argilites du Rhétien supérieur n'a pas subi un changement radical par rapport à celui des argilites du Rhétien inférieur. Le seul changement intervenu dans le bassin est d'ordre hydrodynamique ; courant devenant plus calme. Sur le continent, les conditions climatiques ont favorisé davantage la dégradation des argiles (sens minéral du terme).

C'est donc un milieu qui se rattache à l'environnement du Rhétien inférieur en montrant le maximum d'évolution des matériaux détritiques. Cette évolution s'est poursuivie pendant le dépôt des argilites elles-mêmes qui dérivent positivement (cf. affleurement de Poussey et le Rhétien supérieur au Grand-Duché de Luxembourg). Le fait que l'extension des argilites de Levallois est restreinte par rapport aux lithofaciès du Rhétien inférieur signifie que *l'installation de ce milieu s'est accompagnée par une régression marine au sens spatial du terme*. A la suite de cette régression et sur les hauts-fonds ce lithofaciès est réduit ou absent (Lavernoy, Chalindrey, Graulinster).

IV.- APPORTS

Liée à la présence des gouttières d'érosion, la concentration du matériel conglomératique s'observe principalement au NE du Bassin de Paris (Belgique, Grand-Duché de Luxembourg, Kédange) et dans la région de Nancy, avec une fréquence beaucoup plus élevée dans la première région et en l'occurrence au NE du Luxembourg (Fig. 99). A Graulinster, le Rhétien

inférieur est essentiellement conglomératique.

D'autre part, la comparaison entre le pourcentage des conglomérats par rapport à l'épaisseur du Rhétien inférieur, la valeur en microns de la médiane correspondant au maximum du classement des matériaux sableux et l'épaisseur du Rhétien inférieur montre qu'il existe, du NE du Luxembourg et vers le Sud (Fig. 99), une relation étroite entre ces trois variables : pourcentage des conglomérats le plus élevé, matériaux sableux les plus grossiers, épaisseur du Rhétien inférieur la plus faible. Une telle relation existe également dans la région de Nancy mais l'épaisseur du Rhétien inférieur ne montre pas une corrélation conséquente. En outre, les études antérieures sur le Rhétien du Bassin de Paris et notamment celles concernant la distribution des faciès (FOURMENTRAUX et al., 1959 : POUJOL, 1961) montrent que le caractère détritique du Rhétien inférieur s'atténue du NE et vers le S et le SW ; les matériaux les plus grossiers sont davantage localisés au NE.

L'ensemble de ces données converge donc pour indiquer l'importance du caractère détritique et surtout grossier (conglomérats) du Rhétien inférieur de la bordure NE du Bassin de Paris et l'atténuation de ce caractère vers le S et le SW ce qui plaide en faveur d'un *apport venant de la première région.*

L'étude granulométrique des rudites a souligné, sauf dans de rares cas, l'absence de toute bimodalité de distribution. D'autre part, le type de différenciation R+S (rudites), S (arénites) et la dépendance du classement et de l'asymétrie des conglomérats du premier percentile et de la médiane (cf. fig. 29-1-2) révèlent que dans cet environnement littoral, les courants ont distribué les matériaux détritiques par simple différenciation : les rudites se sont différenciées en arénites (R+S → S) en larguant, lors de la décroissance de l'énergie des courants, leurs éléments les plus grossiers ; les arénites se sont différenciées ensuite en toutes leurs classes granulométriques. Pour les rudites, cette différenciation se situe principalement au niveau du premier quartile dont l'écart par rapport aux autres quartiles est élevé (Fig. 98).

Absence de bimodalité et simple différenciation impliquent, dans le cas où les conglomérats sont mélangés ou non avec les dépôts qu'ils recouvrent, que les matériaux détritiques sont dérivés d'un *stock sédimentaire*

unique dans lequel les différents rapports des diamètres de grains sont constants. Cela a été démontré par la différenciation du "conglomérat de base" du Rhétien de St-Nicolas-de-Port qui a donné une courbe "A" ; la même que celle du sable le plus fin de la formation. Le type de la différenciation T obtenu pour les sables les plus fins résulte de l'effet de l'accumulation des particules fines liée à la diminution de l'énergie du milieu et à la particularité du transport dans cet environnement (courant de marée).

Le cortège des minéraux lourds présents dans les sables et les conglomérats est composé essentiellement des ubiquistes. Ceux-ci ne permettent pas de rattacher le stock sédimentaire à une source donnée. Cependant, A. MÜLLER et al., (1973) considèrent, sur la base des minéraux argileux qui sont d'ailleurs les mêmes que ceux du Rhétien du reste de la bordure Est du Bassin de Paris (cf. ch. 2, analyse des minéraux argileux), que la zone d'apport des sables et des argiles des couches de passage du Trias au Lias du Grand-Duché de Luxembourg dont le Rhétien serait à rechercher dans les terrains carbonifères de la Sarre émergés à l'époque triasique et liasique. Les mêmes auteurs n'excluent pas de plus la possibilité d'un apport en provenance des sédiments paléozoïques et du Buntsandstein des Ardennes.

DEUXIEME PARTIE

LE "CALCAIRE A GRYPHEES" DE LA REGION DE NANCY

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Le Calcaire à Gryphées de la région de Nancy a été étudié sur la carrière de la cimenterie de Xeulley et sur cinq sondages effectués par la société Fondasol dans la région de Laneuveville-devant-Nancy, à 16 km au NE de Xeulley (fig. 2-1-a).

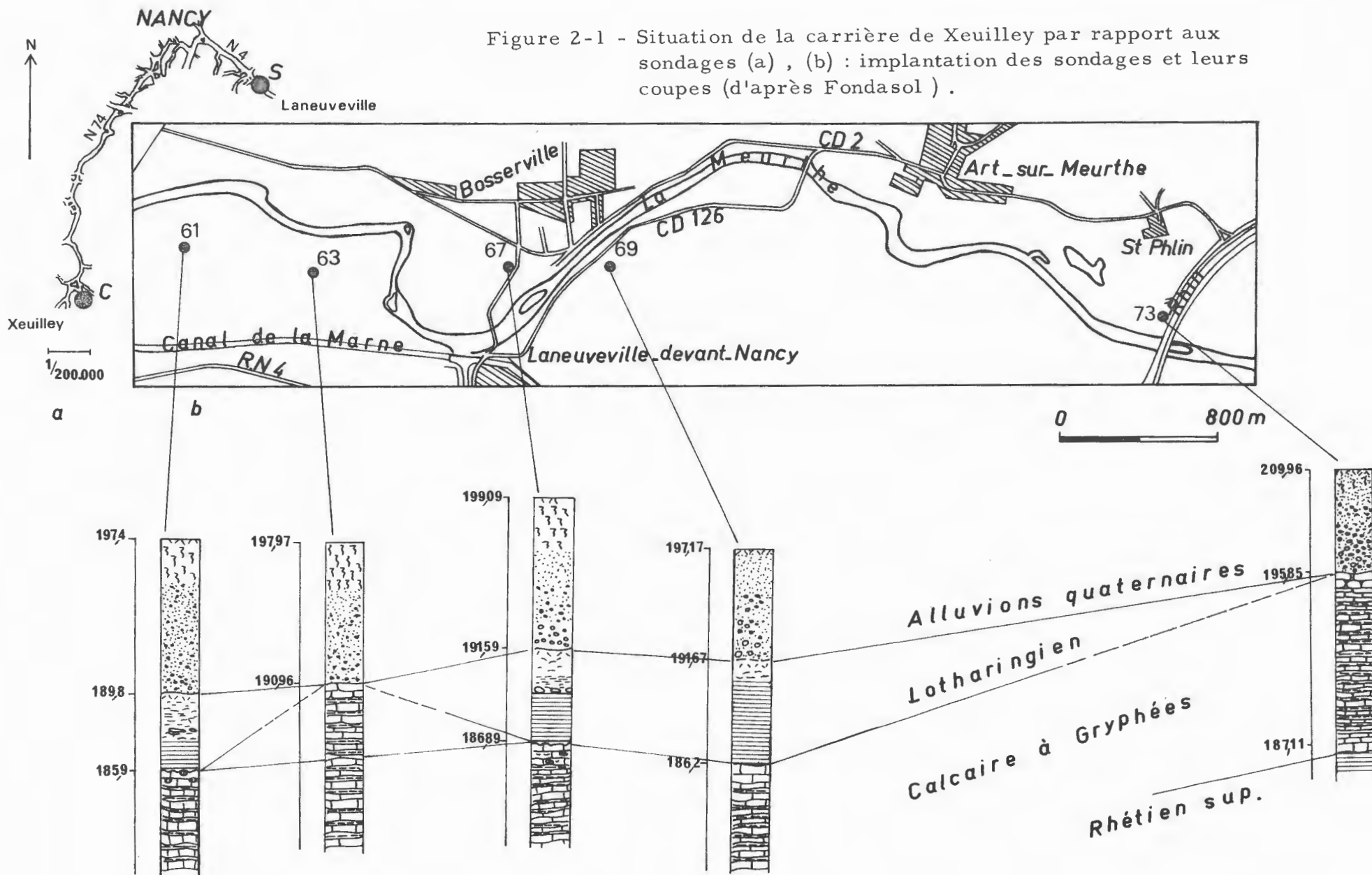
Les sondages s'alignent suivant une direction E-W (fig. 2-1-b). Le Calcaire à Gryphées y est surmonté par du Lotharingien (S. 69, 67, 61) ou par des alluvions quaternaires (S. 73, 63). Le contact avec les "Argiles de Levallois" n'est observé que dans le sondage 73.

La carrière de Xeulley exploitée sur 7,50 m ne montre pas de contact direct avec les "Argiles de Levallois". Celles-ci sont très probablement à moins de 1 m du plancher de la carrière.











Faute d'un échantillonnage fait par Fondasol et d'une perte de quelques carottes, nos observations sur les sondages n'ont pas toujours été continues à 100 %. Par contre, l'alternance entre bancs de marnes et bancs calcaires a été suivie à Xeulley sur un large front de taille.

Le but de notre étude est d'élucider le rythme de la sédimentation du Calcaire à Gryphées et d'envisager par la suite son évolution verticale et latérale et finalement sa genèse. Pour cela, nous avons entrepris une étude des principaux lithofaciès rencontrés, des principales figures de bioturbation et des différentes modalités de passage entre les lithofaciès. Le rythme étant établi au troisième chapitre, son évolution et sa genèse sont envisagées au quatrième chapitre.

Figure 2-1 - Situation de la carrière de Xeulley par rapport aux sondages (a) , (b) : implantation des sondages et leurs coupes (d'après Fondasol) .



LEGENDE COMMUNE

| | |
|--|---|
|  Calcaire  Marnes grises  Calcaire très bioturbé  Calcaire bioturbé horizontalement  Marnes noires de bioturbation  Marnes noires de dépôt ou marnes noires en général (planches)  Marnes noirâtres  Terrier et chondrites bleuâtres  Terrier et chondrites blanchâtres |  Phosphates |
|--|---|

Planches 22- 27

Colonnes :

Types de bioturbation : cf. figures 2-6 à 2-17

Fréquence : TF: très fréquent ; F : fréquent ; AF: assez fréquent

FL: faible fréquence

Orientation : //: parallèle ; \/: oblique ; ⊥: verticale

Contacts entre lithofaciès : cf. figures 2-18 à 2-23

Gryphées et Bioclastes : ★: riche ; ☆: assez riche ; ☆: pauvre ;

☆: très pauvre

Phosphates : N: nodules ; P: niveaux

Séquences : S: simples ; Bi: bioturbation interne

Abréviation :

Ter : Terrier ; Ch : Chondrites ; Ku : Kulindichnus langi ;

Gr : Gryphées ; Bio : Bioclastes ; Ph : Phosphates

PREMIER CHAPITRE

ETUDE DES LITHOFACIES

- CHAPITRE I -

ETUDE DES LITHOFACIES

I.- DESCRIPTION DES LITHOFACIES

Trois principaux lithofaciès sont reconnus dans l'Hettangien-Sinémurien de la région de Nancy. Ce sont le calcaire, les marnes grises et les marnes noires.

Les accidents phosphatés rencontrés aussi bien dans le calcaire que dans les marnes sont considérés comme un lithofaciès d'accompagnement.

- Description des lithofaciès à l'affleurement et sur carottes :

1 - Calcaire :

A l'affleurement le calcaire se présente en bancs et en nodules.

- Bancs de calcaire :

- Bancs épais :

Ils ont une épaisseur de plus de 25 cm et sont constitués de miches de calcaire de différent diamètre séparées l'une de l'autre par des marnes grises (cf. pl. 22). Le calcaire montre parfois des fissures remplies par de la calcite recristallisée.

- Bancs moyennement épais :

Ils sont continus et légèrement ondulés dont l'épaisseur dépasse le plus souvent 15 cm. Ces bancs forment des panneaux très reconnaissables à l'affleurement.

- Bancs peu épais ondulé :

Le banc ne dépasse pas 15 cm d'épaisseur. L'ondulation est due à la différence de l'épaisseur maximum et minimum par rapport à l'épaisseur moyenne. Ce banc peut être par endroit interrompu.

- Bancs peu épais boudinés :

Ils sont formés de la juxtaposition des miches plus ou moins longues plus ou moins éloignées l'une de l'autre.

Les bancs de calcaire peu épais et à un degré moindre ceux moyennement épais sont les plus fréquemment observés. L'ondulation est parfois davantage observée sur l'une ou l'autre surface. Ce sont des surfaces mamelonnées à relief très accentué.

Dans les sondages, il est impossible de connaître les variations d'épaisseur des bancs de calcaire le fait qu'il nous a amené à relever leur épaisseur maximum seulement. D'après nos observations, ces bancs ont fréquemment une épaisseur entre 5-15 cm, ce qui concorde avec l'épaisseur relevée à l'affleurement.

- Nodules de calcaire :

Ils sont de tailles et de formes variées. Ils peuvent être très allongés, très aplatis ellipsoïdaux ou franchement ronds. Ils sont assez souvent ondulés. Leur diamètre maximum varie entre >15 - <5 cm d'épaisseur (cf. pl. 22).

Aussi bien à l'affleurement qu'en sondage, le calcaire est d'une couleur gris-bleuâtre. A l'affleurement, il prend parfois une couleur gris-orangé surtout quand il est entouré par des marnes jaunâtres. Cette couleur s'étend uniformément jusqu'à un certain niveau à l'intérieur du banc. Le milieu du banc reste souvent à sa couleur habituelle. Cette coloration épigénétique est due certainement à l'oxydation de la pyrite en oxydes de fer. En lame mince cette oxydation s'observe nettement. Le calcaire est bioturbé. La bioturbation s'installe surtout au sommet du banc. A Xeuilley, les nodules et les bancs boudinés sont bioturbés de la même façon que les bancs continus (cf. pl. 22). La bioturbation est un phénomène descendant suivant lequel les sédiments du banc inférieur sont remplis par les sédiments du banc supérieur.

2 - Marnes grises :

Les marnes sont gris-bleuâtre, généralement plus épaisses que le calcaire. A Xeuilley l'épaisseur varie entre 10-30 cm et peut atteindre 50 cm dans les niveaux contenant des nodules. Dans les sondages, elle varie entre 3-60 cm et plus souvent entre 3-30 cm. Les marnes grises, surtout dans les sondages, sont entrecoupées par des marnes noires. Elles sont bioturbées comme le calcaire mais la bioturbation est, en général, moins fréquente. Quand les marnes sont altérées, elles deviennent jaunâtres (oxydation).

3 - Marnes noires :

Elles se divisent en marnes noires de dépôt et marnes noires de bioturbation.

- Marnes noires de dépôt :

C'est un lithofaciès rencontré surtout dans les marnes grises des sondages. Il forme des couches d'épaisseur comprise entre 3-5 cm. Les limites inférieures et supérieures sont planes.

Les marnes noires sont composées des fins feuillets traversés par un réseau de chondrites fins blanchâtres.

- Marnes noires de bioturbation :

Les marnes noires de bioturbation sont différentes de celles de dépôt parce qu'elles sont formées de passées plus ou moins serrées arrivant parfois à former des couches d'une certaine épaisseur. Elles ne sont jamais feuilletées et n'ont jamais de limites planes. Quelle que soit leur épaisseur, la bioturbation est développée à leur base et les chondrites de type (A) sont largement représentés au sommet du lithofaciès sous-jacent (cf. ch. 2, traces-fossiles).

Les marnes noires de dépôt et de bioturbation ne sont pas particulièrement riches en matière organique car elles ont donné au dosage une teneur en carbone semblable à celle des autres lithofaciès.

Ces teneurs sont données ici à titre indicatif :

| Lithofaciès | Marnes noires de dépôt | Marnes noires de bioturbation | Marnes grises | Calcaire |
|-------------|------------------------|-------------------------------|---------------|----------|
| Carbone % | 1,01 | 1,12-1,29 | 0,74-0,93 | 1,08 |

4 - Lithofaciès d'accompagnement : les accidents phosphatés :

Les accidents phosphatés se présentent principalement sous deux aspects : niveaux et nodules.

Les niveaux phosphatés se rencontrent seulement dans le calcaire en précédant un niveau bioturbé horizontalement (fig. 2-2a). Ils sont de couleur beige-grisâtre. Leurs limites sont toujours diffuses et progressives à partir d'une zone très phosphatée (Fig. 2-2a). Ils peuvent être étendus sous tout le niveau bioturbé ou localisés dans une zone donnée seulement.

Les nodules se rencontrent aussi bien dans le calcaire que dans les marnes. Ils prennent des formes très variables (fig. 2-2-b-c) ; plus ou moins rondes, irrégulières, discoïdes, allongées à contours supérieur et inférieur très ondulés...etc. Ils ont une épaisseur ne dépassant pas 1 cm et une longueur variable allant jusqu'à 8 cm.

Les nodules sont d'une couleur terreuse. Leurs limites au contact des lithofaciès encaissants sont franches mais elles peuvent être diffuses (fig. 2-2-c). Ils sont traversés, dans le cas échéant, par des chondrites ou par d'autres terriers. Leur creusement par ces derniers semble être difficile car quelques terriers préfèrent les contourner que les traverser (cf. ch. 3, fig.2-20). En outre, ils sont rarement traversés complètement par les terriers.

Les phosphates sont trouvées aussi sous forme d'un moule de Bivalve ou d'un manchon du terrier Kulindrichnus langi (HALLAM, 1960) (cf. ch. 2, traces-fossiles).

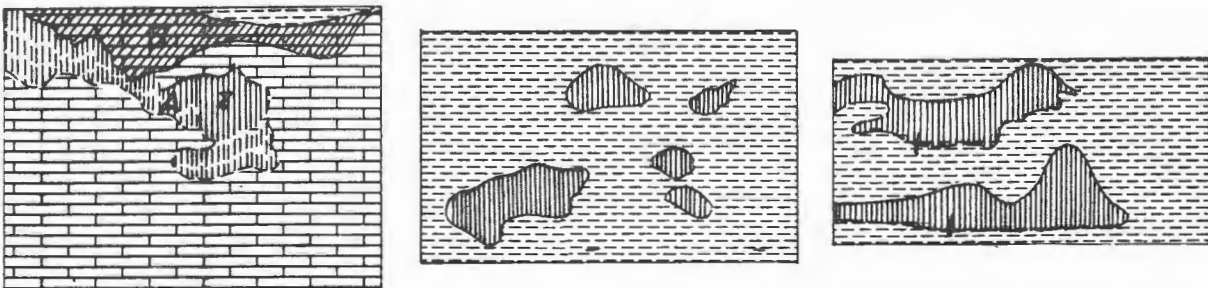


Figure 2-2 : - Les accidents phosphatés :

- a) niveau phosphaté A précédant un niveau bioturbé horizontalement B, z : zone très phosphatée
- b-c) nodules phosphatés, l : limite diffuse.

- Description pétrographique des lithofaciès :

1 - Les éléments :

- Eléments d'origine intra-bassin :

- Gryphées :

Les Gryphées ne sont pas rencontrées systématiquement dans tous

les bancs car elles sont parfois rares ou absentes. C'est le cas à Xeuilley où elles sont presque absentes à la base de la carrière (cf. pl. 22).

D'autre part elles peuvent caractériser par leur abondance quelques niveaux marneux à Xeuilley (cf. pl. 22) et dans le sondage 73 (cf. pl. 23). Elles se trouvent à la base, au milieu ou au sommet des bancs. Parfois, elles se rencontrent collées contre la surface inférieure des bancs de calcaire. Quand elles sont fréquentes dans les marnes, elles se trouvent souvent en groupe parfois aggloméré par de la calcite en formant ainsi un nodule dur de Gryphées.

Les Gryphées se rencontrent sans ou avec opercule même dans le même banc. Quand elles sont collées contre la surface inférieure d'un banc de calcaire ou en groupe dans les marnes, elles ont souvent leur valve operculaire vers le haut. Toutefois, nous les trouvons à différentes positions.

Les Gryphées sont beaucoup plus fréquentes dans les marnes que dans le calcaire.

- Lima :

Elle est représentée par Lima gigantea présente souvent partout et surtout à la base de la carrière de Xeuilley. Elle se rencontre entière dans les marnes tandis que dans le calcaire elle n'est représentée que par l'une ou l'autre valve. Quand la valve se trouve à l'intérieur du calcaire, c'est son côté concave qui est vers le haut tandis que quand elle est à la base du banc de calcaire, c'est son côté convexe qui est vers le haut. Dans ce dernier cas, la base du banc prend exactement la forme de la valve.

- Pholadomya :

Quelques Pholadomya ont été trouvées à la base de la carrière de Xeuilley aussi bien dans le calcaire que dans les marnes.

- Rhynchonella :

C'est le seul Brachiopode trouvé. Elle est fréquente surtout à la base de la carrière de Xeuilley.

- Gastéropodes :

Les Gastéropodes trouvés ont souvent une taille microscopique. Cependant quelques sections de Gastéropodes de taille macroscopique ont été rencontrées dans le calcaire.

Bien qu'ils soient présents dans tous les bancs de calcaire, ils caractérisent par leur abondance quelques bancs de la carrière de Xeuilley.

- Echinodermes :

Les Oursins sont représentés par des plaquants, les Crinoïdes par des articles de tiges. En plus des Crinoïdes presque entiers sont trouvés.

- Foraminifères :

Les Foraminifères sont surtout abondants dans la fraction entre 710-63 microns de tous les bancs marneux sans exception. Ils caractérisent aussi quelques bancs de calcaire. Ils sont représentés par plusieurs genres plus ou moins fréquents :

Lingulina, Nodosaria, Planularia, Frondicularia, Astacolus (assez rare)
Dentalina (rare), Berthelinella ? (rare), Marginulinopsis ? (rare).

- Ostracodes :

Comme pour les Foraminifères, ils sont fréquents dans la fraction entre 710-63 microns et sont plus abondants qu'eux. Les quelques genres trouvés sont les suivants :

Baidria, Cytherelloïdea, Procytheridea, Ogomoconcha.

- Bioclastes :

Les Bioclastes sont de taille variable et leur test est à différente épaisseur. Ils sont généralement anguleux à cassure fraîche et conservent leurs détails de structure les plus fins. Ils sont souvent percés par les terriers; des trous sont ainsi observés au sein de leur test.

Ils sont formés de fragments de tous les fossiles présents. Les fragments de Lamellibranches sont majoritaires dans la fraction supérieure à 710 microns tandis que les fragments d'Echinodermes le sont en dessous de cette limite.

Dans les fractions fines, des fragments d'Ostracodes s'observent également. Les bioclastes de Lamellibranches sont formés de fragments de Lima et de tous les autres Lamellibranches non identifiables. Les Gryphées participent plutôt, et le plus souvent, par leur opercule. Les Echinodermes sont représentés par des plaques, fragments des plaques, et des tiges de Crinoïdes. Microscopiquement, les éléments de Mollusques, de Brachiopodes et d'Annélides sont divisés en deux sortes : les éléments conservant leur structure primaire comme ceux de Brachiopodes et certains Lamellibranches (Gryphées par exemple) et les éléments recristallisés appartenant surtout aux Lamellibranches, aux Gastéropodes et aux Annélides. Les éléments recristallisés sont à test fin et à test épais.

La première sorte est surtout abondante dans les marnes tandis que la deuxième est abondante dans le calcaire.

Les bioclastes, soit dans les marnes ou dans le calcaire, sont souvent redistribués par les terriers or ils y sont généralement rattachés soit en les remplissant ou en les accompagnant (fig. 2-3-g). De ce fait résulte la concentration en zones des bioclastes. Cette concentration est aussi observée même quand la bioturbation est invisible (fig. 2-3-b-c-f). Les bioclastes fins et très fins sont souvent alignés en traverses de Rhizocorallium même quand ce terrier n'est pas visible (cf. ch. 2, traces-fossiles). D'autre part, ils peuvent prendre différentes autres formes suivant le sens de la bioturbation et son intensité.

Les bioclastes se mettent également indépendamment des lithofaciès et sans aucune polarité (Fig. 2-3-a-d-e). Ce sont généralement des gros éléments de Lamellibranches. Ils ont une distribution lenticulaire ne dépassant parfois le diamètre du sondage (8 cm) et une épaisseur limitée à la superposition de quelques bioclastes seulement.

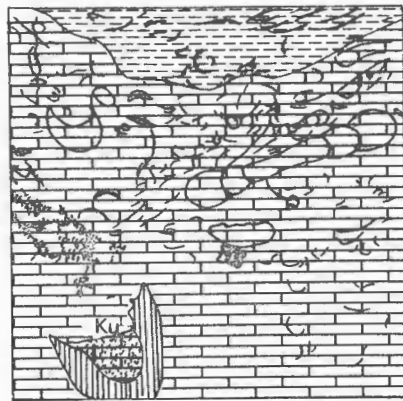
Ils sont parfois en structure de type entrecroisée (Fig. 2-3-h). Dans le seul cas observé, la concentration des bioclastes est indépendante des lithofaciès. Dans le calcaire noduleux examiné, les bioclastes sont surtout concentrés dans les creux de nodule et épousent parfaitement sa forme ce qui donne l'impression de boules collées les unes aux autres (Fig. 2-3-h).

L'assemblage fossilifère des marnes et du calcaire est homogène. Néanmoins, des variations de teneur d'un fossile par rapport à l'autre sont mises en évidence et ainsi que les variations de teneur d'une taille par rapport à l'autre (cf. microfaciès).

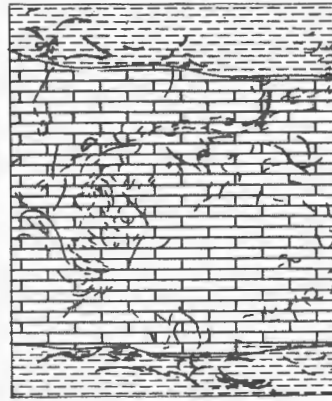
- Teneur et granulométrie des bioclastes dans les différents lithofaciès :

- Marnes grises :

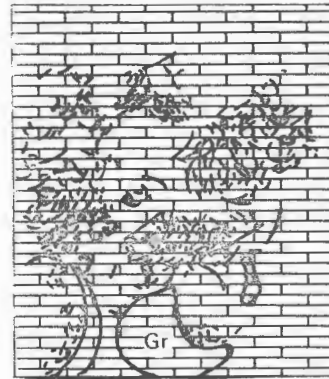
Le pourcentage en bioclastes aussi bien à Xeuilley que dans les sondages varie entre 10-30 %. Ils ont une distribution granulométrique semblable quelque soit le niveau stratigraphique des bancs, et quelle que soit leur position à l'intérieur d'un même banc (Fig. 2-4). C'est une distribution très étalée dont le classement calculé suivant la formule de FOLK et al. (1957) varie entre bioclastes mal classés ($\sigma = 1,69$) et



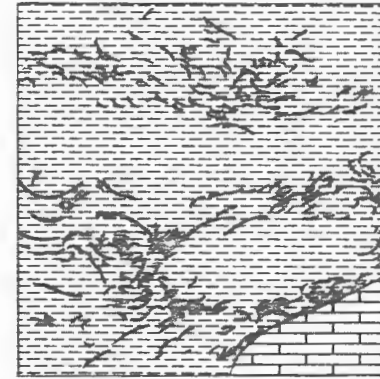
a



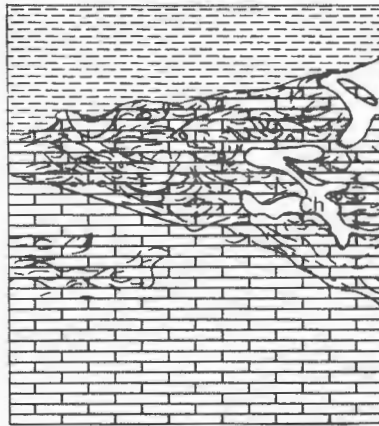
b



c



d



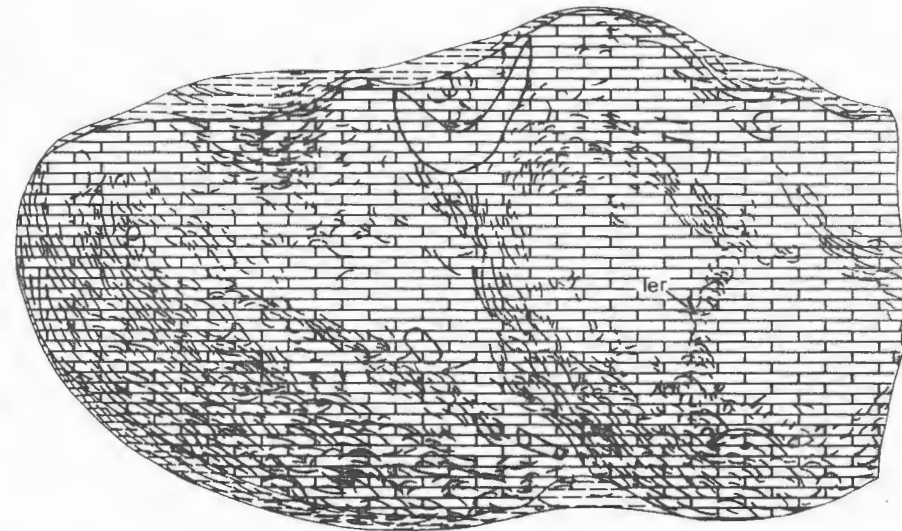
e



g



f



h

0
[1cm

Figure 2-3 - Différents modes de distribution des bioclastes.

Pour explication cf. texte.

Figure 2-4 - Courbes cumulatives de la distribution granulométrique des bioclastes dans les marnes

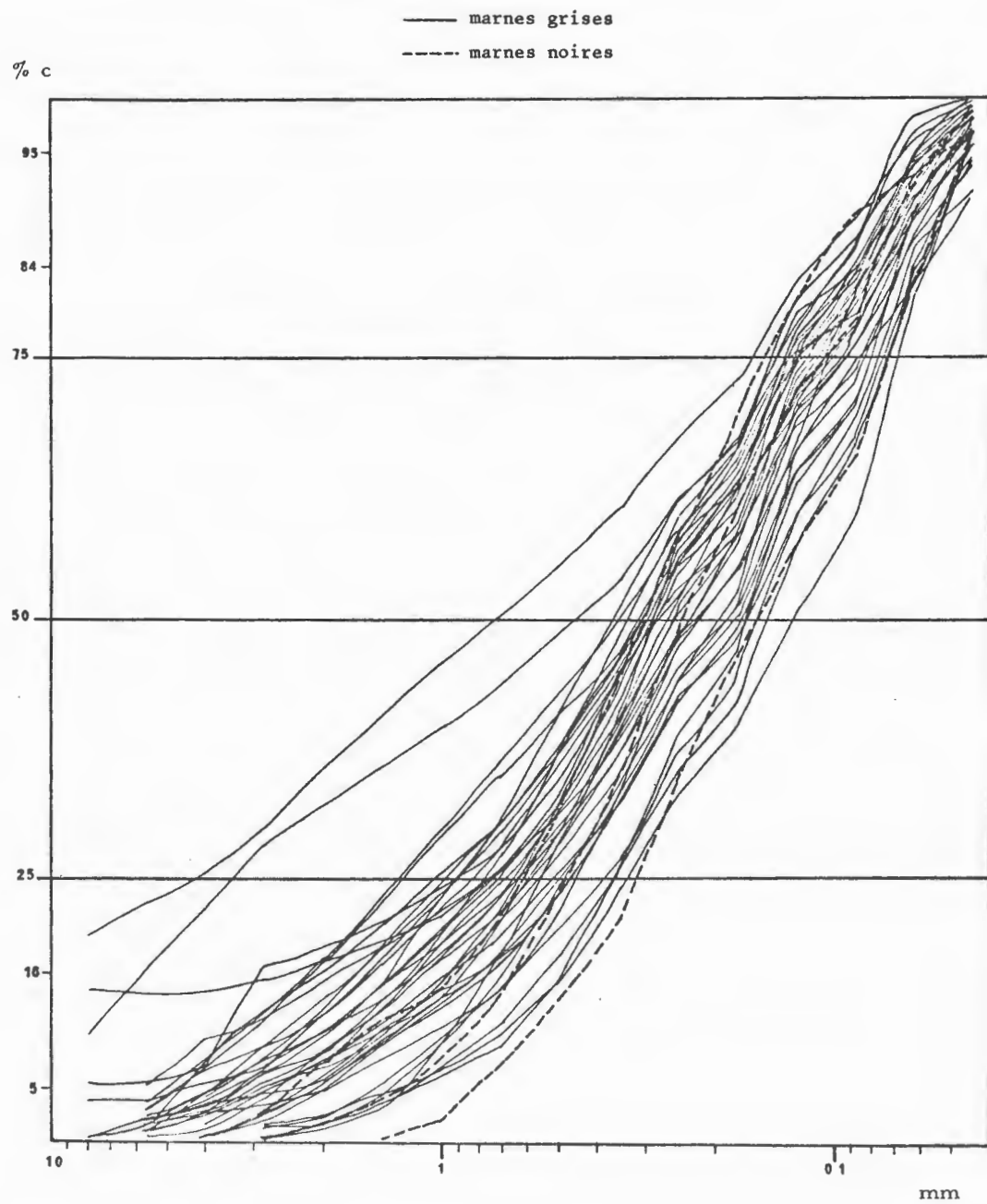
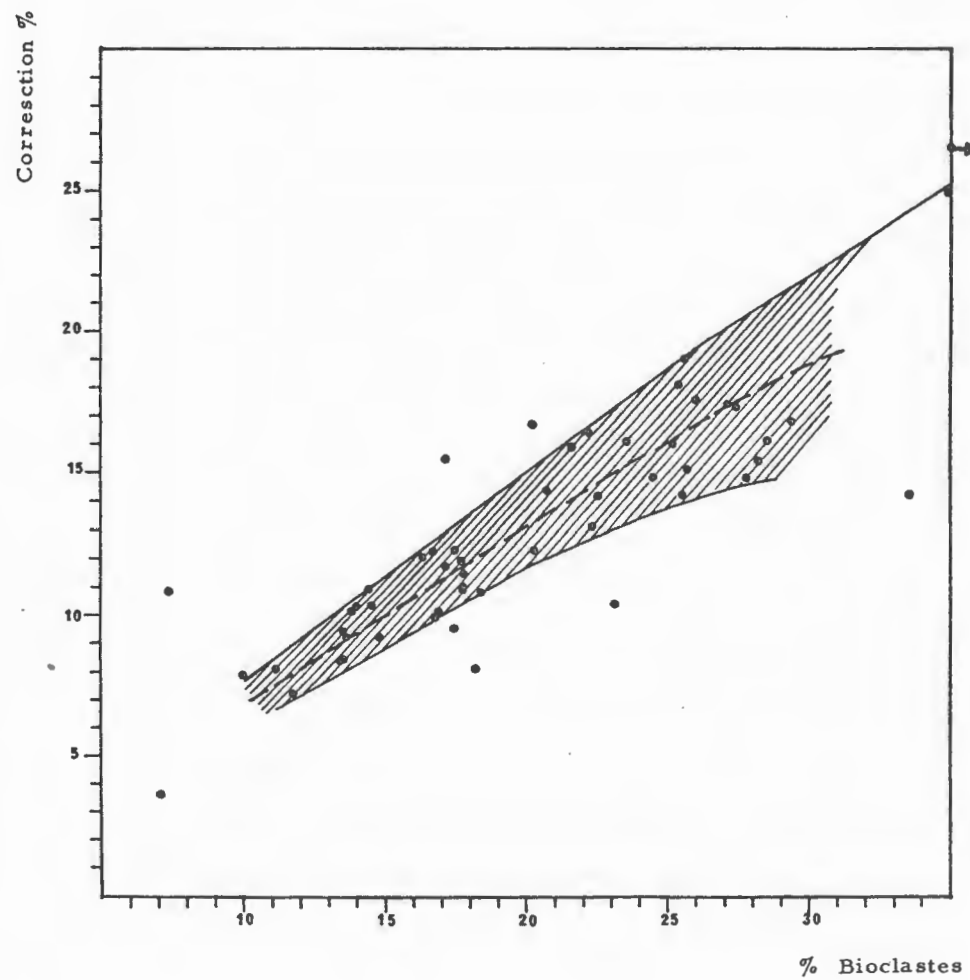


Figure 2-5 - Diagramme de correction dont il faut tenir compte pour la teneur en insolubles dans les marnes lorsque les bioclastes ne sont pas éliminés.



très mal classés ($\sigma = 2,27$). Notons que dans le calcul de la granulométrie, les éléments entiers (valves) n'ont pas été considérés tandis que les Foraminifères et les Ostracodes n'ont pas été éliminés. D'autre part, la granulométrie présentée ici représente la moyenne de la granulométrie des bioclastes car, comme il a été signalé, la distribution en zones des bioclastes fait que des endroits sont plus riches que d'autres et des éléments plus grossiers ou plus fins sont concentrés dans des endroits plutôt que dans des autres.

- Calcaire :

Le pourcentage des bioclastes dans le calcaire a été estimé en lame mince en utilisant la charte de SHVETZOV (1954) (*in* CHILINGAR (édit.), 1967). Ce pourcentage est divisé en trois grandes classes : 30-15 %, 10-5 % et <3 %. Des pourcentages entre 30-40 % sont signalés également.

La granulométrie des bioclastes est vraisemblablement la même que dans les marnes car nous avons montré que leur distribution est semblable dans les deux lithofaciès. Néanmoins, une légère différence peut exister à cause de la bioturbation plus fréquente dans le calcaire.

- Marnes noires :

Trois couches de marnes noires ont été analysées. Elles ont montré une teneur en bioclastes entre 8-13 %. Les bioclastes présentent la même distribution granulométrique que celle des marnes grises (fig. 2-4).

- Ammonites et Belemnites :
.....

Les Ammonites sont à la base de la zonation de l'Hettangien et du Sinémurien (cf. p. 2, tableau 1). Ils n'ont jamais été rencontrés en place.

Les Belemnites se rencontrent rarement et celles trouvées ne sont jamais entières.

- Eléments d'origine extra-bassin : Insolubles : quartz et argiles :

Quartz et argiles seront traités premièrement en tant que teneur dans les différents lithofaciès tandis que les argiles seront traitées ensuite en tant que minéraux argileux.

- Les insolubles en tant que teneur :
.....

- Les insolubles dans les marnes grises :

La teneur en insolubles calculée après l'élimination des bioclastes supérieurs à 44 microns varie le plus souvent entre 60-70 % et à un degré

moindre entre 50-60 %. Les teneurs inférieures à 50 % ou supérieures à 70 sont rares. Nous avons remarqué que les variations de la teneur en insolubles deviennent plus faibles en général, et beaucoup plus faibles surtout à l'intérieur d'un même banc de marnes par rapport aux variations obtenues quand les bioclastes ne sont pas éliminés.

Il est possible de corriger la teneur en insolubles obtenue en n'éliminant pas les bioclastes et en partant d'un échantillon brut broyé, car une relation directe existe entre le pourcentage en bioclastes et la teneur en insolubles qui doit être ajoutée pour obtenir la teneur relativement réelle en insolubles. Ceci peut-être obtenu du diagramme % en bioclastes - Correction en % (fig. 2-5) où la correction est calculée d'après la différence entre la teneur en insolubles après et avant l'élimination des bioclastes. La déviation du diagramme par rapport à une relation directe se situe entre 4-16 %. Cette valeur peut représenter les différences extrêmes entre les différentes teneurs en insolubles des marnes en général.

Les marnes contiennent des grains de quartz de taille silteuse souvent inférieure à 44 microns. Les grains de quartz d'une taille comprise entre 63-44 microns sont rares.

La teneur en quartz est souvent inférieure à 3 %. Toutefois, des teneurs plus élevées sont trouvées (5 %). Cette teneur se distribue d'une façon homogène à l'intérieur des marnes.

- Les insolubles dans les marnes noires :

La teneur en insolubles calculée après l'élimination des bioclastes est tout à fait identique à celle des marnes grises. (52-67 %). La teneur en quartz entre 63-44 microns est rare. Elle est de 3 % dans la fraction inférieure à 44 microns.

- Les insolubles dans le calcaire :

La teneur en insolubles dans le calcaire quelle que soit sa nature et l'endroit dont l'échantillon provient (extrémité du banc, base, milieu, ou sommet) varie généralement entre 7-20 %.

Ce pourcentage obtenu après un broyage d'un échantillon du calcaire n'est pas tout à fait exact et ceci pour deux raisons :

Premièrement à la suite de la bioturbation, qui est un phénomène spatial, les marnes supérieures sont certainement infiltrées dans le calcaire ce qui augmente nécessairement la teneur en insolubles. Deuxièmement, la présence des bioclastes, surtout fins, augmente la teneur en carbonates. Les grains de quartz sont de taille silteuse et oscillent le plus souvent autour de 30 microns. Des grains plus grossiers et plus fins sont trouvés (10-100 microns). Ce sont des grains anguleux ne dépassant pas au maximum 3 % (appréciation en lame mince). Toutefois des variations de teneur entre rares et 3 % existent. Ils sont généralement uniformément distribués.

- Minéraux argileux :

- Composition :

Les minéraux argileux présents dans le calcaire, les marnes grises, et les marnes noires sont la kaolinite, l'illite et les minéraux interstratifiés.

- Kaolinite :

C'est une kaolinite bien cristallisée. Elle se présente sur les diffractogrammes au naturel par un pic 001 symétrique. Ce pic ne résiste pas au chauffage à 490° C contrairement à certaine kaolinite du Rhétien (cf. première partie, ch. 2, minéraux argileux).

- Illite et minéraux interstratifiés :

L'illite se présente sur les diffractogrammes des R.X. par un pic 001 ayant souvent un indice de cristallinité compris entre 6-7 mm quelque soit le lithofaciès ; c'est une illite à pic large (TRAUTH et al., 1968). Sur les diffractogrammes au naturel, l'illite est bien dégagée des minéraux interstratifiés sur une bonne partie de son flanc du côté des petits angles. Les minéraux interstratifiés sont souvent mal individualisés et se présentent parfois par des pics entre 12-16 Å.

Sur les diffractogrammes glycolés, les minéraux interstratifiés se dégagent bien du pic d'illite. Ils montrent une nette tendance au gonflement représenté par un palier culminant entre 15-17 Å.

Sur les diffractogrammes chauffés toutes les réflexions supérieures à 10 Å se rabattent à 10 Å. Cependant, un pic à 16 Å est systématiquement trouvé. Un tel pic a été déjà signalé sur les diagrammes chauffés des minéraux

argileux du Rhétien et la signification nous en échappe pour le moment.

En conclusion, l'illite est accompagnée par des minéraux interstratifiés de type I-14 Å dont le minéral gonflant a un comportement de monmorillonite.

- Minéraux argileux et lithofaciès :

Illite, kaolinite et minéraux interstratifiés présentent dans les différents lithofaciès les pourcentages suivants :

| Lithofaciès | Minéraux argileux % | | | Indice de cristallinité de l'illite en mm |
|--------------------------------|---------------------|--------|--------------------------------|---|
| | Kaolinite | Illite | Minéraux interstratifiés (I-M) | |
| Calcaire | 15-20 | 75-85 | Traces - 10 | 6-7 |
| Marnes grises | 15-20 | 70-80 | Traces - 10 | 7-8 |
| Marnes noires | 20-25 | 70-75 | Traces - 5 | 7 |
| Marnes noires de bioturba-tion | 15 | 85 | Traces | 7 |

Il en résulte que l'illite est le minéral argileux dominant et que ces trois minéraux sont en proportion constante.

- Matrice - Ciment :

- Matrice :

R.G.C. BATHURST (1971) utilise le mot "matrice" pour désigner des matériaux sédimentaires déposés mécaniquement entre les grains, et ceci pour la distinguer du ciment de précipitation. Donc, la matrice comprend la micrite (FOLK, 1959), la microsparite (FOLK, 1965) et la sparite de néoformation (pseudosparite : FOLK, 1965).

La limite supérieure de la micrite varie suivant les auteurs : 4 microns (FOLK, 1959), 20 microns (DUNHAM, 1962), 10 microns (CAROZZI et al., 1972). Dans notre étude, nous l'avons considérée de 4 microns. D'après cette taille la micrite est absente dans le calcaire de l'Hettan-gien-Sinémurien de la région de Nancy. Elle a été remplacée par de la micros-parite dont la taille a été fixée par FOLK (1965) entre 4-(30-40) microns.

- PLANCHE 13 -

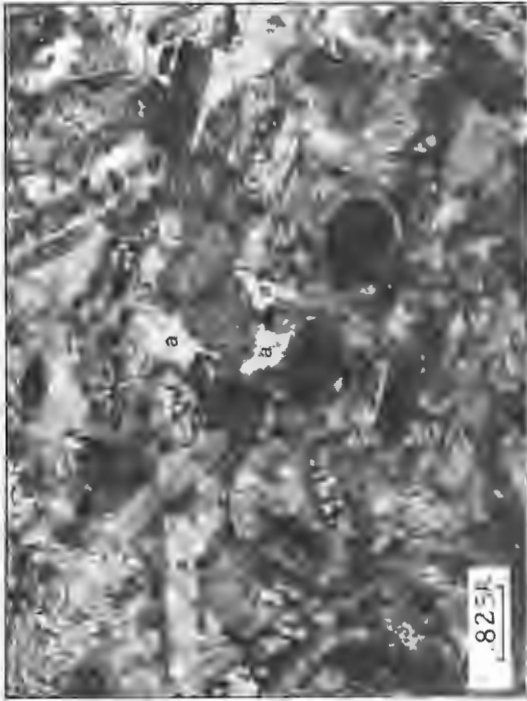
Photo 1 - Couche de calcite fibreuse entourant, dans une matrice pseudosparitique, des bioclastes conservant leur texture primaire. Constaté la présence de cette couche d'un seul côté des bioclastes.

Photo 2 - Croissance syntaxiale (a) des cristaux d'Echinodermes dans une biomicrosparite fortement bioturbée.

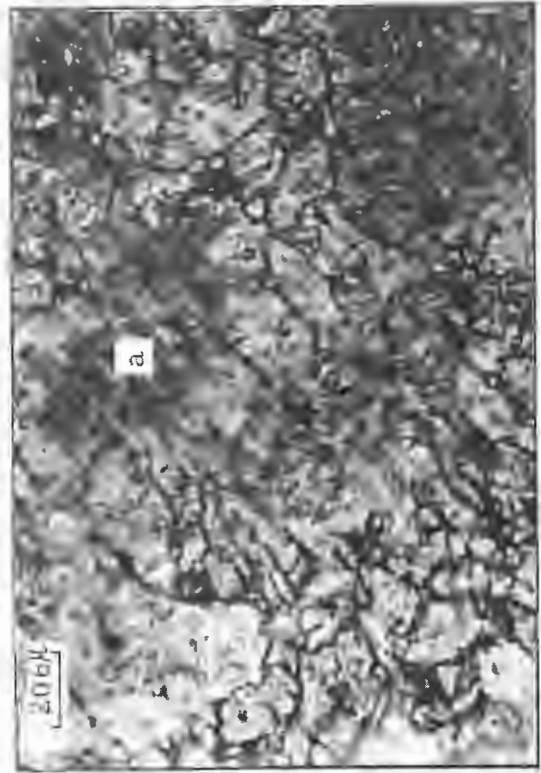
Photo 3 et 4 - Dégradation des cristaux d'Echinodermes (a)

3 - en mosaïque de petits cristaux,

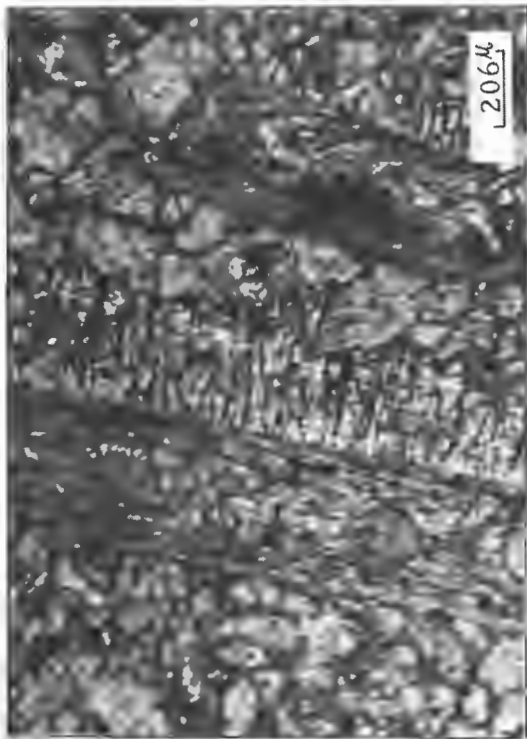
4 - en cristaux fibreux ; constater ici la disparition progressive (a) du cristal d'Echinoderme.



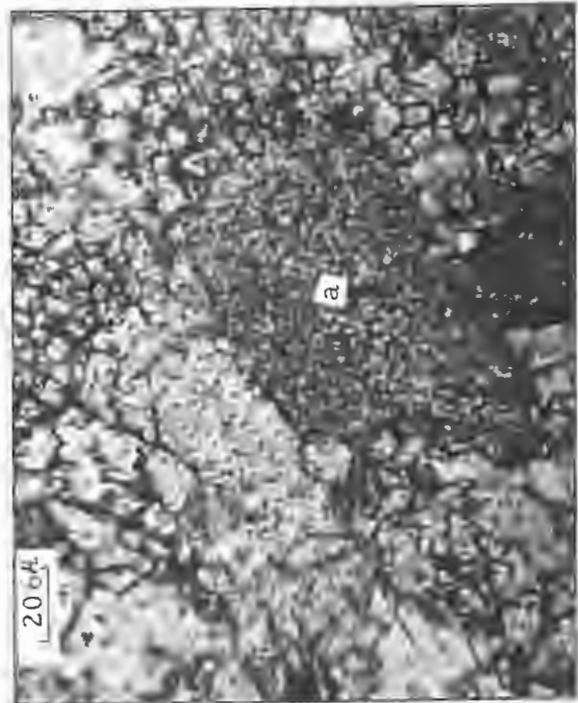
2



4



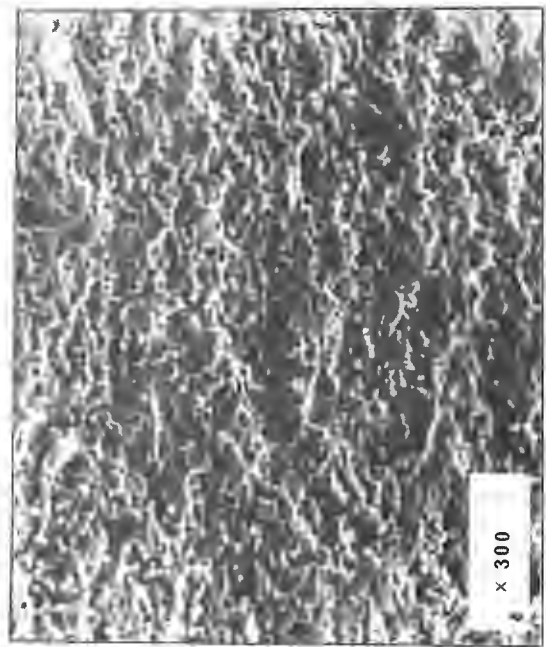
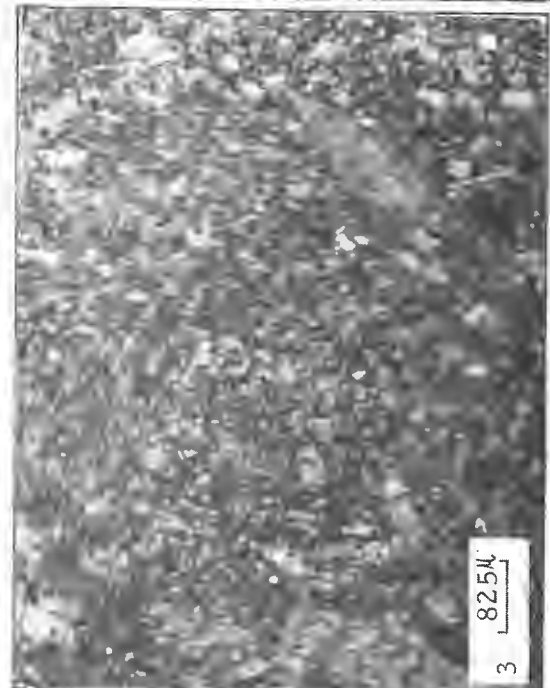
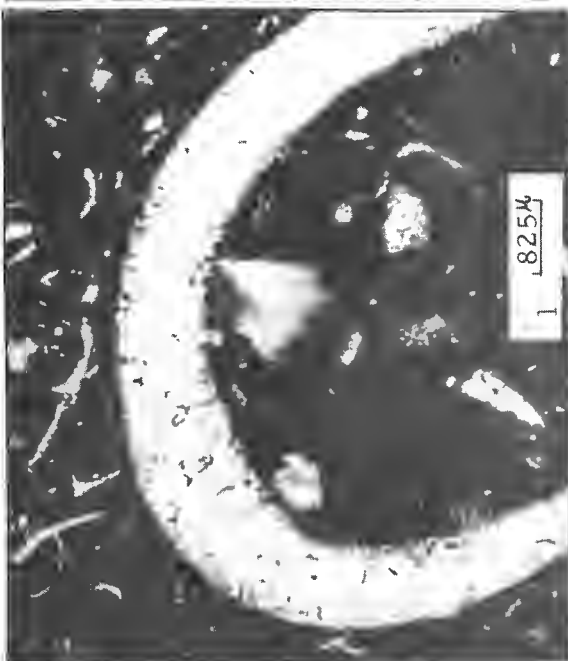
1

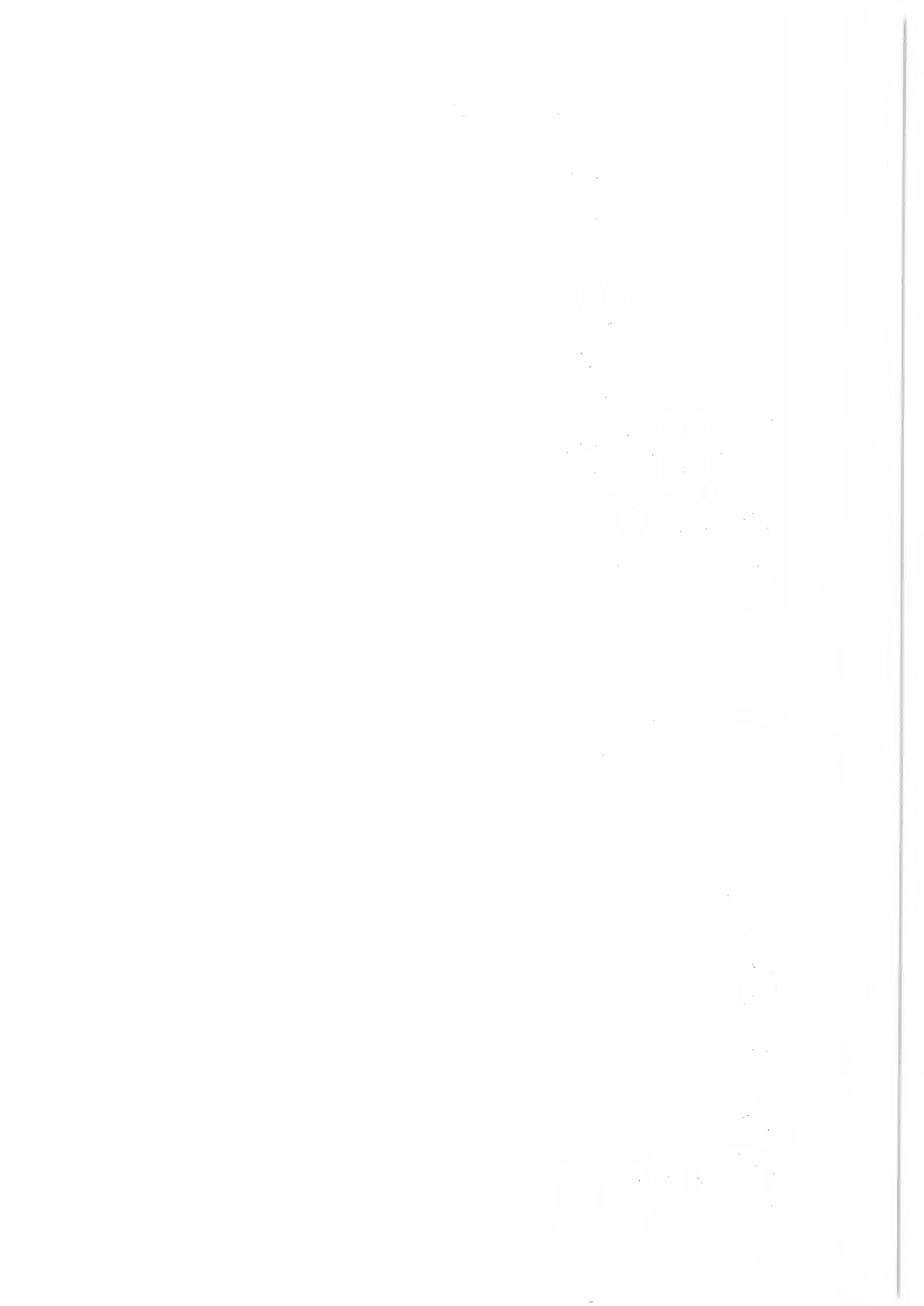


3

- PLANCHE 14 -

- Photo 1 - Deux temps de recristallisation d'une valve de Lamellibranche ;
le premier temps correspond à la formation de fins cristaux
qui occupent d'une façon incomplète les bords intérieurs de la
valve, le deuxième à la formation de gros cristaux.
- Photo 2 - Matrice microscopique.
Constater l'aspect en relique des grains
- Photo 3 - Matrice pseudosparitique montrant le même aspect en relique
que la microsparite
- Photo 4 - Microsparite vue au microscope électronique à balayage.
Constater l'aspect stratifié de la microsparite.
- Photo 5 - Croûte pyriteuse des marnes grises vue au microscope électronique
à balayage.





La pseudosparite dont la taille est au dessus de 40 microns (FOLK, 1965) a été trouvée dans quelques cas seulement.

- Ciment :

R.G.C. BATHURST (1971) a donné un ensemble de 16 critères pour reconnaître le ciment. Celui-ci est une précipitation passive, dans une cavité, de cristaux de calcite qui se sont accrus en restant attachés à des surfaces libres.

Dans la série que nous étudions, le ciment existe seulement dans les zones fortement bioturbées où il remplit les espaces intergranulaires.

- Diagenèse :

Nous discutons dans ce paragraphe la diagenèse dans les éléments et dans la matrice. Un aperçu sur la dolomitisation et la pyritisation sera donné également.

- Recristallisation des éléments :

Les éléments recristallisés sont abondants dans le calcaire et les nodules phosphatés. Ce sont des éléments de Mollusques (Lamellibranches, Gastéropodes) et des tubes et fragments d'Annélides. Leur recristallisation se fait suivant deux types :

- Recristallisation géodique :
.....

Dans ce type, la paroi inférieure du bioclaste est occupée par une couche fibreuse plus ou moins épaisse des cristaux de calcite ou par de fins cristaux à contours irréguliers. Le centre est occupé par des gros cristaux à contours irréguliers dont le passage aux fins cristaux peut être progressif ou brutal. Dans ce dernier cas, une différence notable de taille existe entre fins et gros cristaux.

La recristallisation géodique se fait parfois pendant deux temps de recristallisation : fins cristaux pendant le premier temps et gros cristaux pendant le deuxième (pl. 14, photo 1).

- Recristallisation uniforme :
.....

Ce type de recristallisation caractérise surtout les éléments de Gastéropodes et d'Annélides où le bioclaste est occupé par des cristaux sensiblement de même taille à contours irréguliers.

Dans les deux types de recristallisation, le contact entre les cristaux périphériques de bioclastes et la matrice encaissante est généralement franc même quand celle-ci est formée de pseudosparite.

- Calcite fibreuse :

Quelques bioclastes conservant leur texture primaire sont longés d'un seul côté (pl. 13, photo 1) par une couche de cristaux de calcite fibreuse ayant une extinction syntaxiale ou roulante. Celle-ci se rencontre quelle que soit la texture du calcaire. Cependant, elle s'observe fréquemment quand la matrice est de la pseudosparite (pl. 13, photo 1), la bioturbation est développée et les éléments sont serrés.

Quand la paroi des bioclastes est perforée par la bioturbation, aucune couche fibreuse n'est observée à ce point. D'autre part, dans le cas des bioclastes cassés son développement se fait sur la paroi où elle est habituellement rencontrée et jamais sur les surfaces cassées. Cette couche est absente sur les bioclastes des marnes.

L'épaisseur de cette couche est variable. Elle peut dépasser dans beaucoup de cas la largeur des bioclastes comme elle peut être également très faible. Dans ce dernier cas, la calcite fibreuse prend un aspect prismatique difficile à différencier de la couche fibreuse des bioclastes.

Toutes ces observations suggèrent qu'une partie de bioclastes a probablement participé à la formation de la calcite fibreuse. Compte tenu de l'absence de tout indice de cimentation, cette formation se faisait très vraisemblablement suivant un processus de néoformation.

- Diagenèse des cristaux d'Echinodermes :

Quand les cristaux d'Echinodermes flottent dans une matrice microsparitique faiblement bioturbée, quelques uns sont entourés par une couche très mince de calcite en extinction syntaxiale avec le cristal d'Echinoderme. Par contre, quand ces cristaux se trouvent dans un zone fortement bioturbée et à bioclastes serrés, ils sont entourés, le plus souvent d'un seul côté, par un cristal de calcite en extinction syntaxiale dont la taille dépasse parfois la taille du cristal d'Echinoderme (pl. 13, photo 2). L'autre côté est entouré ou non par une couche très mince comme celle décrite plus haut.

En comparaison avec l'étude faite par LUCIA (1962) sur la croissance des Entroques dans le sédiment, la calcite syntaxiale du premier cas s'est très probablement formée par une néoformation de la micrite ou de la microsparite tandis que la croissance avec orientation préférentielle du deuxième cas milite en faveur d'une cimentation syntaxiale du cristal d'Echinoderme. Quelques cristaux d'Echinodermes sont dégradés (FOLK, 1965) soit en mosaïque de petits cristaux (pl. 13, photo 3) ou en cristaux fibreux (pl. 13, photo 4).

- Diagenèse de la micrite :

Nous avons placé, d'après FOLK (1965), la limite supérieure de la micrite à 4 microns. Toutes les lames examinées de tous les bancs et nodules calcaires quelle que soit leur nature (bancs épais, peu épais, boudinés,...) et l'endroit dont elle a été taillée la lame (base de banc, sommet, extrémité d'un nodule,...) ont montré que la micrite s'est convertie en microsparite. Le fond brunâtre de la micrite est remplacée par un fond plus ou moins blanchâtre dont les limites des grains s'observent même avec un faible grossissement.

Deux textures de microsparite se sont dégagées. La première est en relique dont les cristaux sont plus ou moins allongés (taille autour de 7 microns) et entourés par un film d'argiles (pl. 14, photo 2). La deuxième est grenue dont la taille des grains est proche de celle de la micrite (4-5 microns).

Dans les deux cas, les grains de microsparite sont très homogènes ce qui est un bon critère de la néoformation de la microsparite.

Au microscope électronique à balayage la microsparite est toujours stratifiée (pl. 14, photo 4).

La pseudosparite a été rencontrée dans un seul cas. Elle est formée de grains plus ou moins allongés à contours irréguliers et moins isogranulaire que la microsparite (pl. 14, photo 3).

D'autre part, nous n'avons pu vérifier la relation entre le pourcentage en argiles et la taille des cristaux de microsparite établie par HALLAM (1960) à savoir pourcentage en argiles plus élevé cristaux plus larges.

- Dolomitisation :

La dolomitisation est une diagenèse réservée principalement aux marnes. Ce sont des cristaux de dolomite de taille sensiblement homogène, se dispersant à différentes concentrations dans les marnes.

La dolomitisation est parfois polarisée car elle s'observe plus fréquemment au sommet du banc de marnes qu'à sa base. Le passage des marnes au calcaire sus-jacent s'accompagne par la disparition des cristaux de dolomite.

- Pyritisation :

La présence de la pyrite est un phénomène général caractérisant aussi bien le calcaire que les marnes. C'est une croûte très finement recristallisée (pl. 14, photo. 5) se rencontrant autour des éléments et dans la matrice. La pyrite est épigénétiqument oxydée ce qui donne au calcaire et aux marnes une teinte jaunâtre.

II.- INTERPRETATION DES LITHOFACIES : MICROFACIES :

- Classification des roches carbonatées utilisées :

Trois classifications ont été utilisées. Ce sont celles de FOLK (1959, 1962), de DUNHAM (1962) et de PLUMLEY et al. (1962). Un aperçu sur la classification de PLUMLEY et al. (1962), beaucoup moins utilisée dans la littérature récente, fera l'objet du paragraphe suivant.

- Classification de PLUMLEY et al. (1962) (cf. tableau 1, in PLUMLEY et al., 1962, pp. 88-89) :

C'est une classification tout à fait génétique. Elle est basée sur l'énergie existante dans l'environnement de dépôt.

Chaque type de calcaire est classé suivant son indice d'énergie (IE). Le spectre d'énergie varie entre eau calme et eau fortement agitée. Il est indépendant de la profondeur d'eau car nous pouvons avoir du calcaire déposé dans une eau très peu profonde mais de basse énergie.

La reconnaissance de niveau de l'énergie et la classification suivant l'indice de l'énergie dépendent largement de la mise en évidence du transport effectué par les vagues et l'action des courants. Cela peut être bien connu par l'étude de la texture des éléments. D'autre part, avant toute classification la part due à la diagenèse dans une roche donnée doit

être complètement connue.

Dans cette classification, les données texturales sont du premier ordre (taille, classement, arrondissement, matrice) tandis que les données minéralogiques sont supplémentaires et ainsi que la nature des fossiles, leur abondance et leur association.

La matrice est définie comme le matériel dans lequel les particules sont enrobées. Elle peut être microcristalline ou granulaire.

La matrice microcristalline résulte de la précipitation inorganique ou biochimique ou encore de la recristallisation de la boue carbonatée. Elle est formée de cristaux très bien classés de taille inférieure à 60 microns.

La matrice granulaire devient de mauvais classement quand la taille des cristaux augmente.

Suivant l'indice de l'énergie (IE) cinq types majeurs de calcaire sont obtenus. Ils constituent un gradient énergétique entre l'eau calme et l'eau fortement agitée. Chaque type est divisé en trois sous types qui sont utilisés pour indiquer la similitude génétique entre calcaire de propriétés texturales différentes d'une part, et la différence génétique entre calcaires de propriétés texturales similaires.

- Type I (Eau calme) :

Il est caractérisé par l'absence des éléments transportés mécaniquement. Les éléments sont anguleux cassés seulement par la bioturbation ou la désarticulation de l'animal après sa mort. La teneur en quartz détritique est faible (inférieure à 5 %) et l'assemblage fossilifère est simple. La matrice est microcristalline de bon classement.

Le sous type I-1 est caractérisé par la teneur élevée en argiles (15-50 %) et l'absence des fossiles.

Les sous types I-2, I-3 sont largement calcitiques peu ou pas fossilifères. (I-2) et fossilifère (I-3).

- Type II (Eau alternativement calme et agité) :

La teneur élevée en matrice microcristalline (supérieure à 50 %) représente le milieu d'eau calme tandis que un mélange de moins de 50 % d'éléments clastiques est considéré comme une évidence d'eau agitée intermittente.

Dans ce type, à la suite du transport, les éléments deviennent subanguleux à arrondis et l'assemblage fossilifère plus complexe ce qui le différencie du type I. La teneur en quartz détritique devient importante (inférieure à 50 %).

Les éléments transportés ont une taille entre silt et sable très grossier dans les sous types II-1 et II-3. Le sous type II-2 est une alternance rythmique entre matrice microcristalline et calcaire à éléments grossiers.

- Types III, IV, V (Eau devenant de plus en plus agitée) :

Dans ces types, les éléments deviennent respectivement de plus en plus arrondis et l'assemblage fossilifère de plus en plus complexe. Les éléments dans le type V sont de mauvais classement et davantage anguleux compte tenu de la forte agitation de l'eau.

La matrice (inférieure à 50 %) est microcristalline dans les deux premiers sous types II. Elle devient granulaire de plus en plus grossière de plus en plus mal classée dans les autres types.

La teneur en quartz augmente (supérieure à 50 %) mais elle devient plus faible (inférieure à 25 %) dans le type V en cédant la place aux particules graveleuses. Dans le type V, un certain pourcentage d'argiles (inférieure à 5 %) apparaît. Il est dû à leurs piègeages entre les particules grossières. Chaque type est divisé en sous types d'après la taille des éléments allant du silt jusqu'aux graviers. Le sous type V-3 concerne les roches construites.

- Microfaciès du calcaire, des marnes et des accidents phosphatés de l'Hettangien - Sinémurien de la région de Nancy (pl. 15-21) :

Les principaux microfaciès rencontrés sont présentés sur les planches 15-21. Ils sont commentés en s'inspirant de la méthode suivant laquelle CAROZZI et al. (1972) ont présenté les microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. Toutefois, la diagenèse n'est pas donnée car les figures diagénétiques du calcaire et des marnes sont systématiques.

Les microfaciès du calcaire sont divisés suivant la classification de DUNHAM (1962), et dénommé suivant celle de FOLK (1962). Le niveau d'énergie est celui de l'indice d'énergie (IE) de PLUMLEY et al. (1962).

- Microfaciès du calcaire (pl. 15-19) :

Le calcaire est divisé en deux microfaciès : mudstone et wackestone. Dans ces deux microfaciès, l'assemblage fossilifère, bien qu'il se différencie dans quelques cas, reste toujours le même et correspond exactement à l'assemblage général à l'échelle de tous les bancs de la formation (carrière et sondage). Les bioclastes ont partout les mêmes caractéristiques physiques (éléments bien conservés et parfois sains). Leur concassage se fait essentiellement par la bioturbation qui les concentre ici et là aussi bien dans le mudstone que dans le wackestone car ils sont rarement distribués d'une façon homogène. Les grains de quartz, de taille silteuse, se présentent en quantité très peu variable. Cela suppose donc une certaine homogénéité dans le dépôt des bioclastes et des conditions de sédimentation presque constantes. Ces conditions sont traduites par l'indice d'énergie IE qui montre le type I ce qui veut dire que le calcaire s'est déposé dans un milieu de faible énergie. La différenciation en énergie I-2 et I-3 revient à la distribution des éléments par la bioturbation.

Le wackestone dont les bioclastes sont disposés en structure entrecroisée (pl. 18, photo.2) ne présente aucune particularité par rapport à ce même microfaciès d'autre niveaux (pl. 18, photo. 1-3-4). Donc, il s'est déposé sous les mêmes conditions d'énergie de milieu qu'eux. La disposition de ces bioclastes en telle structure ne peut pas être envisagée d'une façon précise étant donné qu'elle n'a été rencontrée qu'une seule fois.

La biomicrosparite à Gastéropodes et éléments d'oxydes de fer (pl. 19, photo. 1-2) caractérise exclusivement le calcaire épais de la base de la carrière de Xeuilley (Hettangien ?) et le premier banc de calcaire de la base du sondage 73 appartenant à l'Hettangien. Il peut être donc utilisé comme un niveau repère régional.

La forme des éléments d'oxydes de fer imprégnant dans la plupart des cas les éléments de Lamellibranches suppose que ces derniers ont été enveloppés, comme c'est le cas dans la plupart des microfaciès, par de la pyrite et qu'ensuite cette pyrite a été oxydée et transformée en oxydes de fer. Cette oxydation peut être diagénétique ou épigénétique.

Le fait que ce microfaciès soit rencontré dans le sondage éloigne la possibilité d'une oxydation épigénétique et favorise celle d'une oxydation diagénétique. L'oxydation diagénétique pourrait être envisagée par une émergence du calcaire ou un arrêt de sédimentation sous-marine.

- Microfaciès des marnes (pl. 20-21) :

Les microfaciès des marnes présentent des textures similaires à celles du calcaire ; l'assemblage fossilifère, sa distribution et ses caractéristiques sont presque les mêmes. Cependant, il contient une quantité un peu plus élevée d'éléments d'Echinodermes. Les grains de quartz ont la même taille tandis que leur quantité est légèrement plus élevée.

Cette ressemblance de texture en plus de la similitude de la granulométrie des bioclastes supposent des conditions de milieu semblables ce qui veut dire que les marnes se sont déposées, comme le calcaire, dans un milieu de faible énergie.

Le microfaciès des marnes noires de dépôt ne diffère de ceux d'autres marnes que par la présence de chondrites (pl. 21, photo. 2). Le feuilletage observé macroscopiquement n'est traduit par aucune alternance de feuillets que ce soit.

- Microfaciès des accidents phosphatés (pl. 19, photo. 3, pl. 21,
photo 3) :

Les microfaciès des niveaux phosphatés rencontrés dans le calcaire ne diffèrent en aucun cas de ceux du calcaire dans lequel ils se trouvent. Cette ressemblance en plus de l'absence des limites entre ces microfaciès supposent que les phosphates sont autochtones ce qui est prouvé par l'exemple de la photo. 3, planche 19 où les éléments d'oxydes de fer sont communs entre les deux microfaciès. Cette autochtonie suppose que les phosphates se sont formés en place. Cette formation peut être due à leur précipitation à partir d'une boue riche en phosphore, ou à une migration des matériaux phosphatés à partir des terriers comme c'est le cas pour le manchon phosphaté du Kulindrichnus langi (HALLAM) (cf. Ch. 2, traces-fossiles). Le fait que ces niveaux soient liés aux niveaux bioturbés horizontalement (cf. fig. 2-2a) favoriserait la deuxième hypothèse.

Les microfaciès des nodules de phosphates sont tout à fait différents de ceux des marnes encaissantes (pl. 21, photo. 3). Par contre, ils ressemblent à ceux des niveaux phosphatés de calcaire. Dans le cas des limites diffuses entre ces deux microfaciès aucun mélange ne s'observe au contact. L'origine de tels nodules n'est pas très claire. Leur microfaciès et leur difficile creusement par les terriers qui suppose qu'ils étaient plus ou moins consolidés avant leur mise en place, les rapprochent des intraclastes. Par contre leurs différentes formes et leur non mélange avec

les marnes (cas des limites diffuses) supposent qu'ils n'ont pas subi de transport ce qui les éloigne de la définition des intraclastes. D'autre part, la ressemblance de ce microfaciès avec celui des niveaux phosphatés fait penser à un processus de formation similaire.

III.- CONCLUSIONS :

- L'Hettangien-Sinémurien de la région de Nancy sont formés de calcaire de marnes grises et noires et d'un lithofaciès d'accompagnement ; les accidents phosphatés.
- Le calcaire, quelle que soit sa nature, est formé d'une matrice microsparitique et d'éléments bioclastiques dont l'assemblage fossilifère est homogène et simple. Les bioclastes sont redistribués par la bioturbation. Matrice et éléments ont définis deux microfaciès. Ceux-ci sont déposés dans un milieu de faible énergie ; la plus faible que nous pouvons avoir.
- Toutes les marnes ne se différencient du calcaire que par leur teneur en argiles beaucoup plus élevée. Leurs caractéristiques structurales et texturales sont les mêmes que pour le calcaire bien qu'elles soient généralement plus riches en éléments d'Echinodermes. Leur milieu de dépôt a très vraisemblablement la même énergie que celle du milieu de dépôt du calcaire.
- Les marnes noires de dépôt, à aspect macroscopique feuilleté, ne présentent microscopiquement aucune alternance de feuillets. Leur teneur en carbone est faible et correspond généralement à celle d'autres lithofaciès.
- Les niveaux phosphatés du calcaire présentent les mêmes microfaciès du calcaire encaissant. Ils seraient formés grâce à une migration des matériaux phosphatés à partir des terriers avec eux ils sont en contact.
- Les nodules phosphatés des marnes présentent un microfaciès différent de celui des marnes encaissantes et similaire à celui des niveaux phosphatés. Leur origine n'est pas claire. Il pourrait s'agir d'intraclastes ou d'une concentration des phosphates produite par un processus de formation semblable à celui des niveaux phosphatés.
- L'illite est le minéral argileux dominant de la fraction argileuse du calcaire et des marnes grises et noires. Elle est associée dans la même proportion à la kaolinite et aux minéraux interstratifiés de type (I-M). L'ensemble de ces minéraux présente toujours les mêmes propriétés ce qui est en faveur de leur héritage du continent.

Leur présence en proportion constante suppose que, durant le dépôt des marnes et du calcaire, les conditions de milieu sur le continent étaient constantes et toujours en équilibre. C'est un milieu très modérément dégradant (faible teneur en interstratifiés).

MICROFACIES DU CALCAIRE

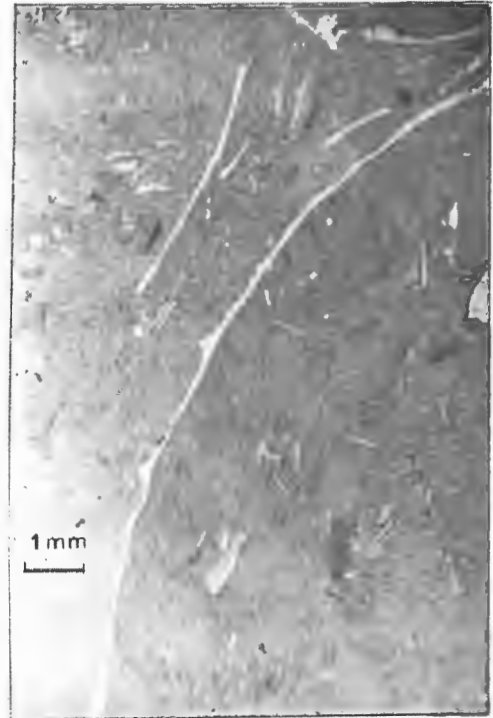
- Mudstone :

- PLANCHE 15 -

- Photo 1 - *Dismicrosparite* contenant quelques éléments entourés ou non par de la pyrite.
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
Indice d'énergie (IE) : I (I-2)
Référence : X52-1
- Photo 2 - *Microsparite fossilifère* : sections de fins *Gastéropodes*, éléments de *Lamellibranches* et d'*Echinodermes*, quelques sections d'*Ostracodes*.
Bioturbation : taches claires de *chondrites blanchâtres*
Quartz : grains de taille silteuse ; 3-4 % au maximum
IE : I (I-2)
Référence : X33
- Photo 3 - *Microsparite fossilifère* : quelques longs éléments de *Lamellibranches*, quelques fragments de cristaux d'*Echinodermes*, quelques fins éléments recristallisés groupés ensemble.
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
IE : I (I-2)
Référence : X55-A
- Photo 4 - *Microsparite fossilifère* : valve longues et petits éléments de *Lamellibranches*, éléments d'*Annélides*, quelques éléments d'*Echinodermes* et d'*Ostracodes*.
Bioturbation : taches claires de *chondrites*
Quartz : grains de taille silteuse ; 4 % au maximum
IE : I (I-2)
Référence : X77-B
- Photo 5 - *Microsparite fossilifère* : éléments de *Lamellibranches* entourés parfois par de la pyrite, quelques sections de petits *Gastéropodes*, d'*Annélides* et d'*Ostracodes* ; les éléments sont regroupés dans une partie de la lame seulement.
Quartz : grains de taille silteuse ; 4 % au maximum
IE : I (I-2)
Référence : X13



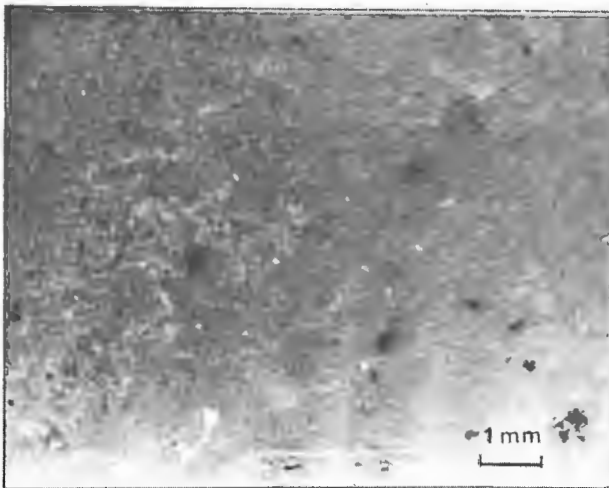
1



4



2



3

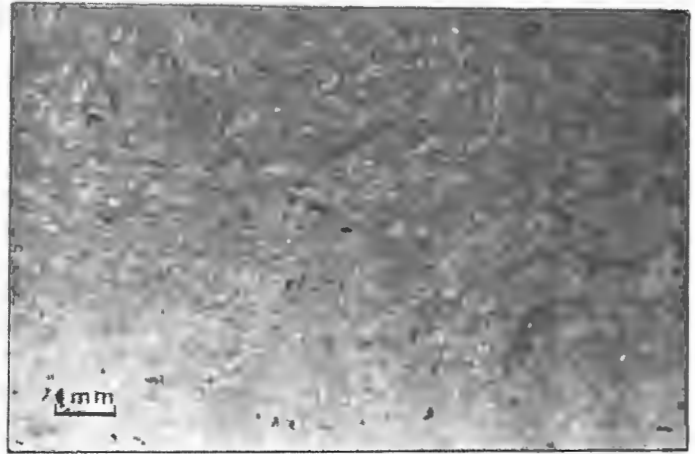


5

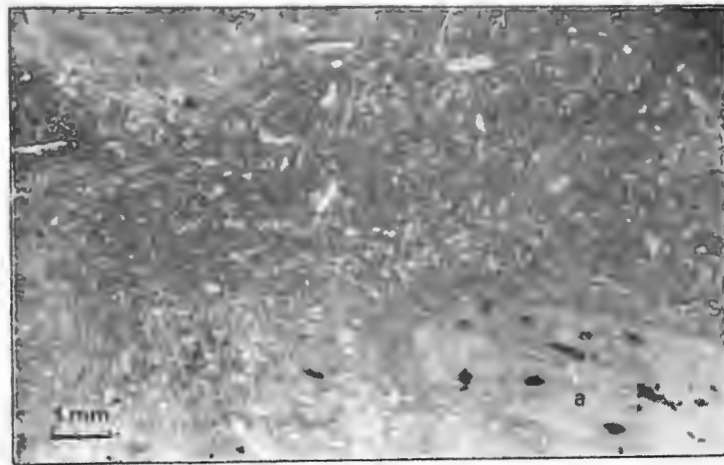
- Wackestone :

- PLANCHE 16 -

- Photo 1 - Biomicrosparite très bioturbée : éléments bien classés de Lamelli-branches et d'Echinodermes, quelques sections d'Ostracodes et de Foraminifères ; les éléments à test fin se mettent à différentes orientations à la suite de la bioturbation. Constater le groupement des éléments autour du terrier (a) qui est, lui, pauvre en bioclastes.
Bioturbation : terrier
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
I.E. : I (I-3)
Référence : S63-20-5.
- Photo 2 - Biomicrosparite très bioturbée : petits éléments de Lamellibranches, fragments de cristaux d'Echinodermes, quelques sections d'Ostracodes et de Foraminifères.
Bioturbation : terrier (a)
Quartz : grains de taille silteuse ; 3-4 % au maximum
IE : I (I-3)
Référence : S63-20-2
- Photo 3 - Biomicrosparite très bioturbée dont les éléments se mettent en traverses de Rhizocorallium : éléments de Lamellibranches, fragments et éléments entiers d'Echinodermes, quelques sections d'Ostracodes.
Bioturbation : terrier de Rhizocorallium
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
IE : I (I-3)
Référence : X 62-A



1



2

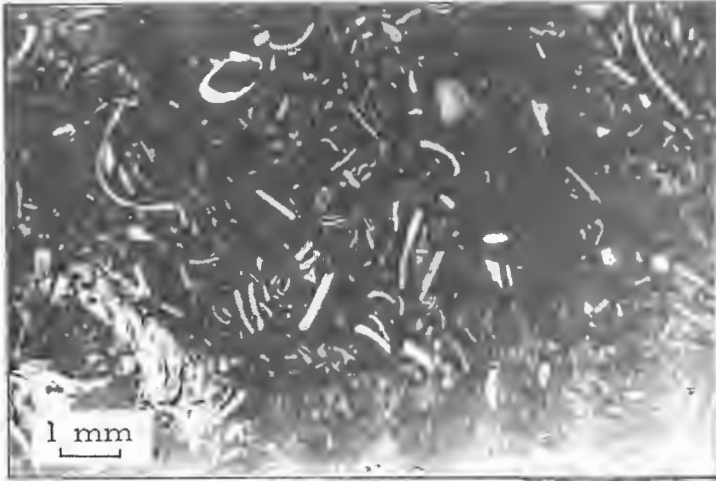
3



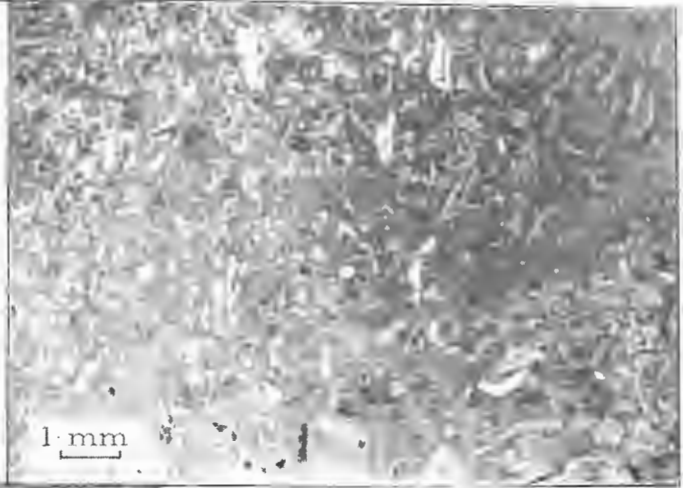
- Wackestone :

- PLANCHE 17 -

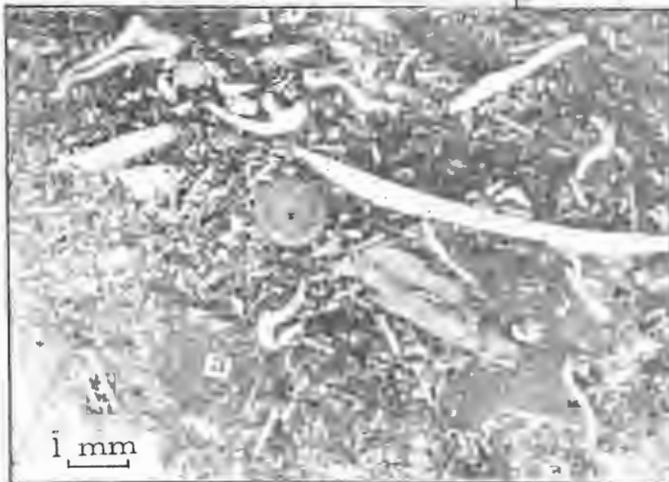
- Photo. 1 - *Biomicrosparite à éléments d'Annélides, sont trouvés également des éléments de Lamellibranches et des fragments d'Echinodermes; les éléments sont groupés par endroits à la suite de la bioturbation.*
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum.
IE : I (I-3)
Référence : X77-A
- Photo. 2 - *Biomicrosparite à Gastéropodes, sont présents également des sections de Foraminifères planispiralés, des éléments de Lamellibranches et des fragments de cristaux d'Echinodermes.*
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
IE : I (I-3)
Référence X3-B
- Photo. 3 - *Biomicrosparite à éléments mal classés : petits et longs éléments de Lamellibranches, fragments des cristaux d'Echinodermes, plaques d'Oursins, quelques éléments de Gastéropodes.*
Bioturbation : tache de chondrites (a) pauvre en bioclastes.
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
IE : I (I-3)
Référence : X1-C
- Photo. 4 - *Biomicrosparite bioturbée : fragments et valves de Lamellibranches, quelques sections de petits Gastéropodes, quelques fragments d'Echinodermes, sections d'Ostracodes ; les éléments sont redistribués par la bioturbation représentée par les zones sombres pauvres en bioclastes (a).*
Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum
IE : I (I-3)
Référence : X27



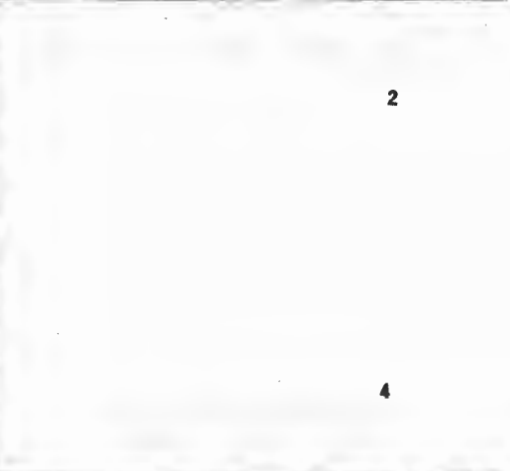
1



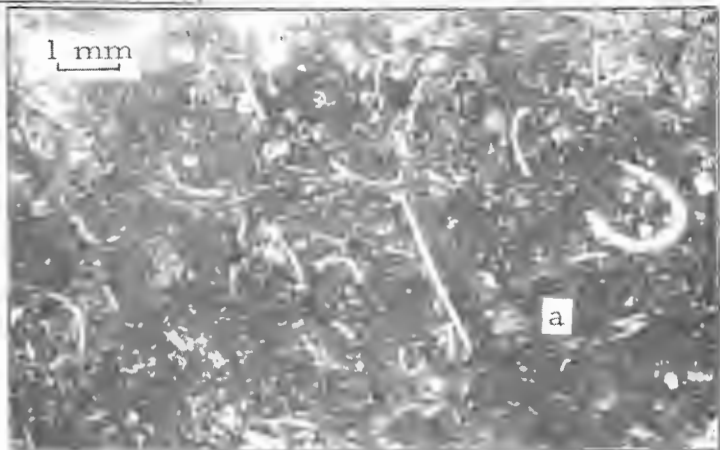
2



3



4



a

- Wackestone :

- PLANCHE 18 -

Photo 1 - Biomicrosparite à grands cristaux d'Echinodermes, sont présents également des éléments de Lamellibranches et de Gastéropodes et quelques sections d'Ostracodes ; quelques éléments sont perforés par les terriers.

Bioturbation : taches claires de chondrites

Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum

IE : I (I-3)

Référence : X 32

Photo 2 - Biomicrosparite contenant de grands éléments de Lamellibranches parallèles à la stratification, quelques plaques d'Oursins et rares Gastéropodes ; les éléments sont perforés par les terriers.

Quartz : grains de taille silteuse ne dépassant pas 2 %

IE : I (I-3)

Référence : X 72 (microfaciès du calcaire noduleux dont les bioclastes sont à structure entrecroisée)

Photo 3 - Biomicrosparite : grands éléments de Lamellibranches se mettant sans ordre, quelques fragments d'Annélides, éléments d'Echinodermes, rares Ostracodes.

Quartz : grains de taille silteuse ne dépassant pas 4 %

IE : I (I-3)

Référence : X63-B

Photo 4 - Biomicrosparite bioturbée à éléments mal classés : valves et grands et petits éléments de Lamellibranches, sections de petits Gastéropodes ; les éléments sont groupés par endroits et dispersés par d'autres

Bioturbation : terrier (a)

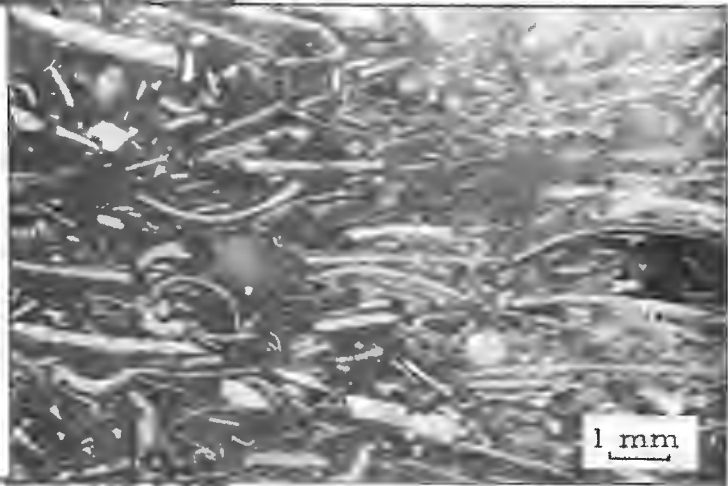
Quartz : grains de taille silteuse ; 4 % au maximum

IE : I (I-3)

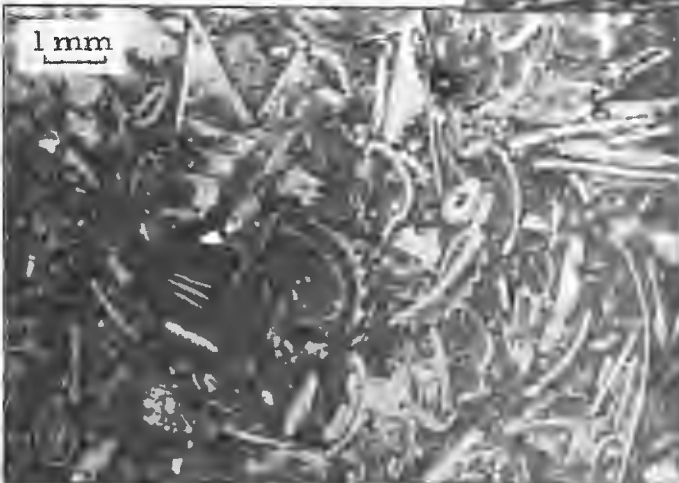
Référence X19



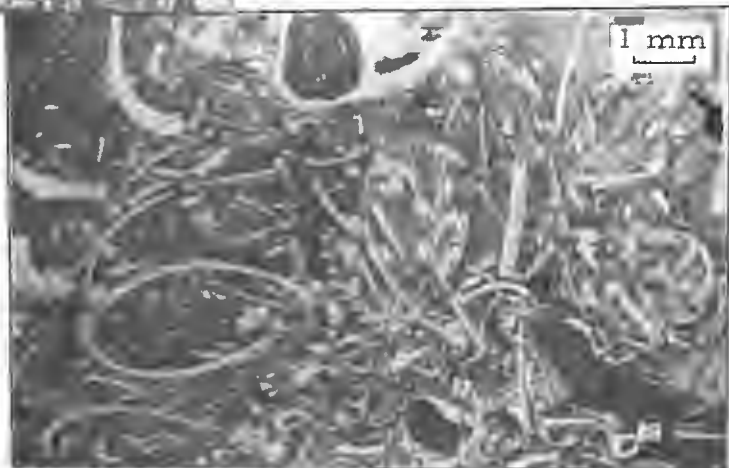
1



2



3



4

- Wackestone :

- PLANCHE 19 -

Photo 1-2 - *Biomicrosparite à Gastéropodes et éléments d'oxydes de fer, sont présents également des éléments de Lamellibranches, d'Echinodermes et quelques sections de Foraminifères*
Quartz : grains de taille silteuse ; 3 % au maximum
IE : I (1-3)

Référence : photo. 1 : X2-C

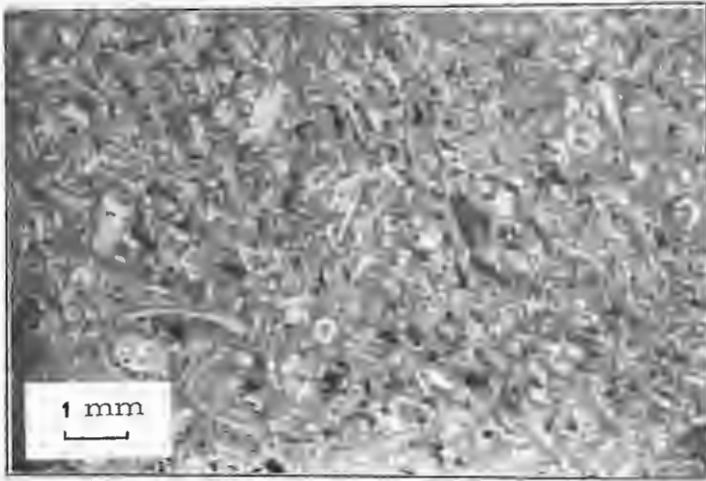
photo. 2 : S73-52-12

Photo 3 - *Microfaciès d'un niveau phosphaté (a). Constater la parfaite homogénéité de texture entre le microfaciès des phosphates et celui du calcaire et les limites diffuses entre les deux.*

Le microfaciès du calcaire est le même que celui de 1 et 2

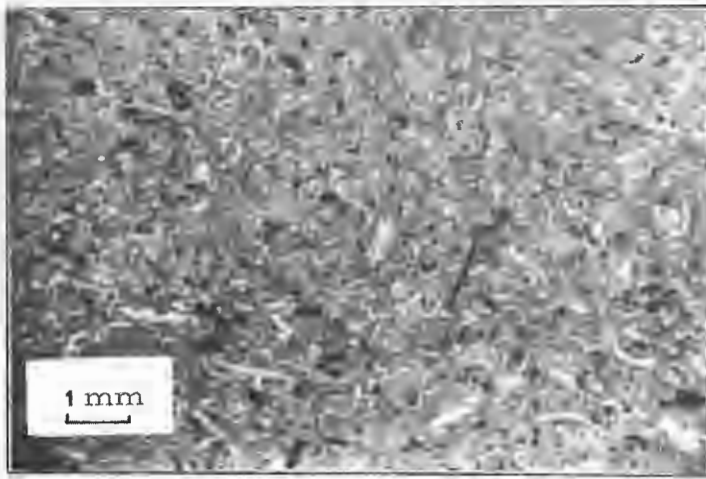
Référence : X2-C

L.P.



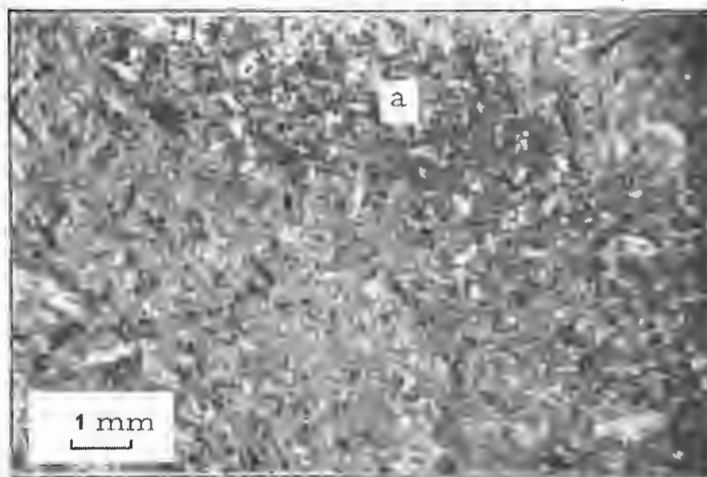
1

Micrograph showing a dense field of small, dark, irregularly shaped particles. A scale bar in the bottom left corner indicates 1 mm.



2

Micrograph showing a dense field of small, dark, irregularly shaped particles. A scale bar in the bottom left corner indicates 1 mm.

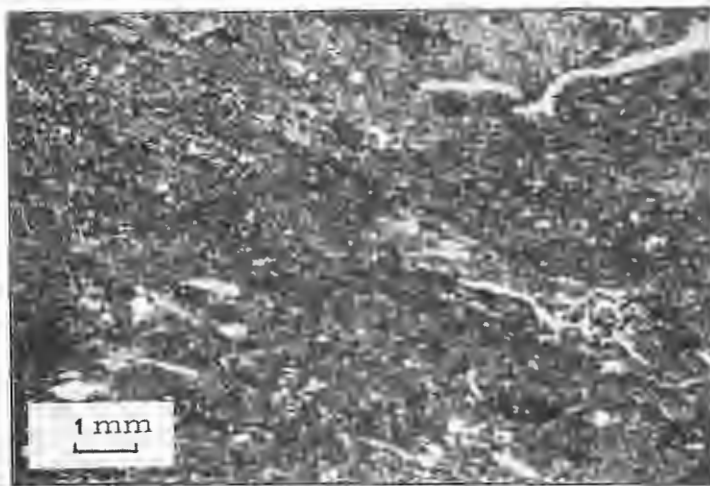


3

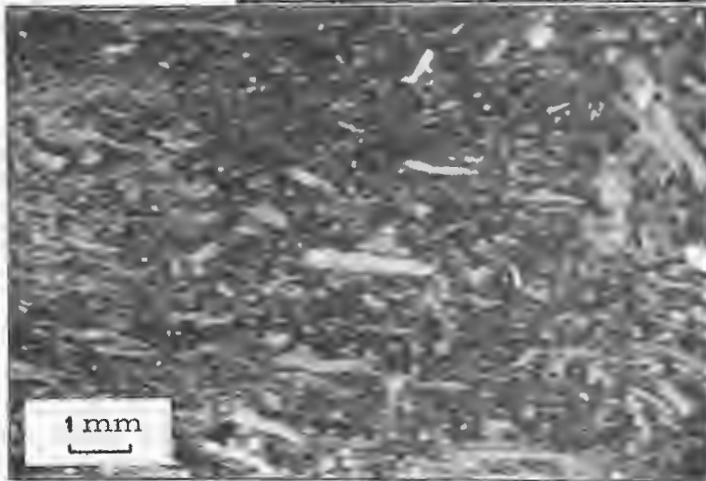
MICROFACIES DES MARNES

- PLANCHE 20 -

- Photo 1 - Marnes grises contenant essentiellement de fins fragments de Lamellibranches, d'Echinodermes, d'Ostracodes et de rares Foraminifères et valves d'Ostracodes.
Quartz : grains de taille silteuse ; 3 % au maximum
Référence : X30
- Photo 2 - Marnes grises bioturbées riches en gros et petits éléments de Lamellibranches et d'Echinodermes groupés par endroits à la suite de la bioturbation, sont présents aussi des fragments et valves d'Ostracodes et quelques Foraminifères.
Quartz : grains de taille silteuse ; 3-5 % au maximum
Référence : S63-25-17
- Photo 3 - Marnes grises à éléments d'Echinodermes, sont présents également des éléments de Lamellibranches de différentes tailles, d'Ostracodes et des rares Foraminifères.
Quartz : grains de taille silteuse ; 3-5 % au maximum
Référence : S63-25-16
- Photo 4 - Marnes grises à forte densité de bioclastes : éléments de Lamellibranches à majorité de Gryphées, de différentes tailles, concassés et se mettant parallèlement à la stratification, éléments d'Echinodermes, quelques fragments et valves d'Ostracodes, rares Foraminifères.
Quartz : grains de taille silteuse ; 2-3 % au maximum
Référence : X5-1

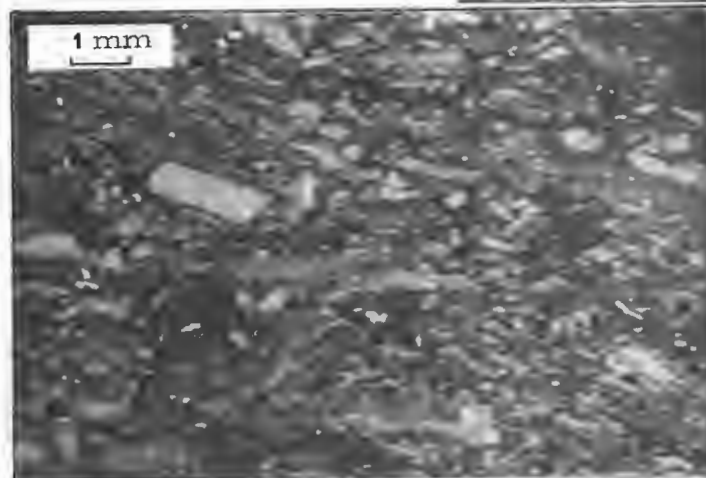
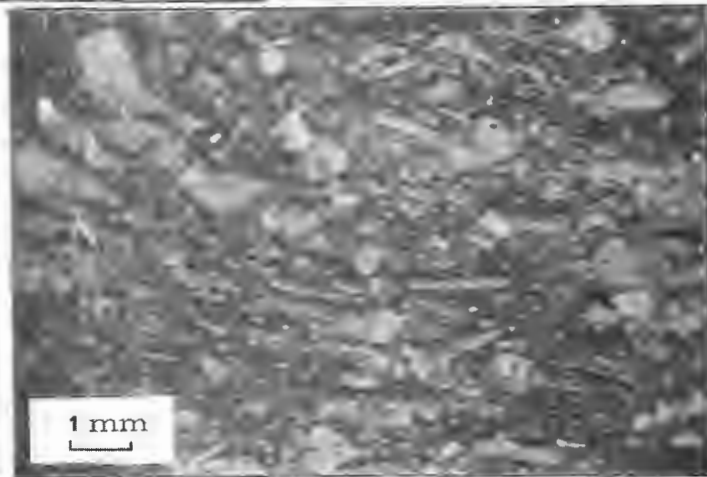


1



3

2



4

- PLANCHE 21 -

Photo 1 - Marnes noires de bioturbation.

Eléments de Lamellibranches de différentes tailles, concassés, se mettant sans ordre, fragments de cristaux d'Echinodermes et quelques fragments et valves d'Ostracodes.

Quartz : grains de taille silteuse ; 3-5 % au maximum.

Référence : S63-20-5

Photo 2 - Marnes noires de dépôt

Faible teneur en bioclastes : éléments de Lamellibranches et d'Echinodermes et quelques fragments et valves d'Ostracodes.

Les marnes des chondrites (taches blanches) montrent une teneur plus élevée en bioclastes que les marnes noires encaissantes

Quartz : grains de taille silteuse ; 2-3 % au maximum

Référence : S61-20

Photo 3 - Microfaciès d'un nodule phosphaté (a) des marnes

Eléments recristallisés de Gastéropodes, de Lamellibranches, éléments d'Echinodermes et rares Foraminifères.

Quartz : grains de taille silteuse ; 2 % au maximum

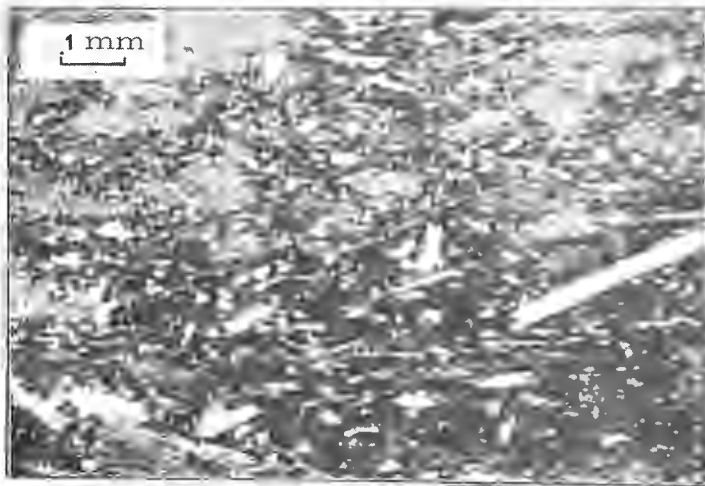
Constater la texture différente de ce microfaciès par rapport aux marnes encaissantes, et les contacts net et diffus entre eux.

Référence X-5-2

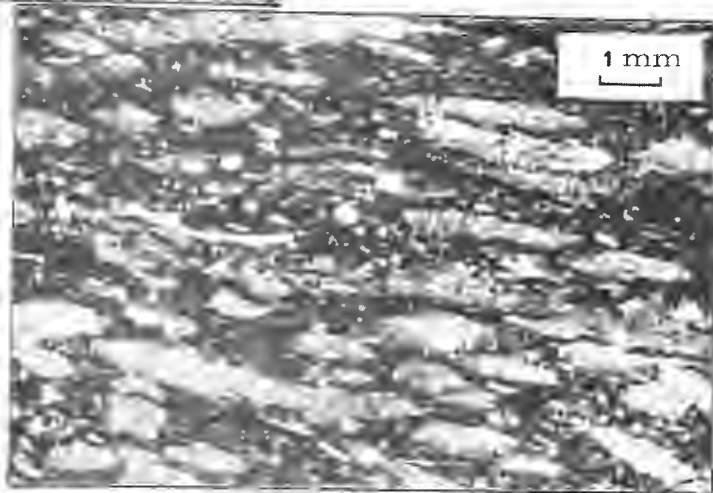
L.P

Photo 4 - Marnes grises fortement dolomitisées.

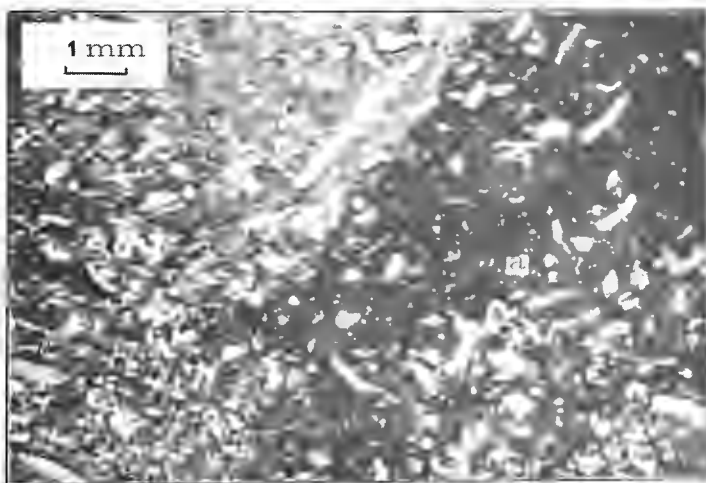
Référence : X 17



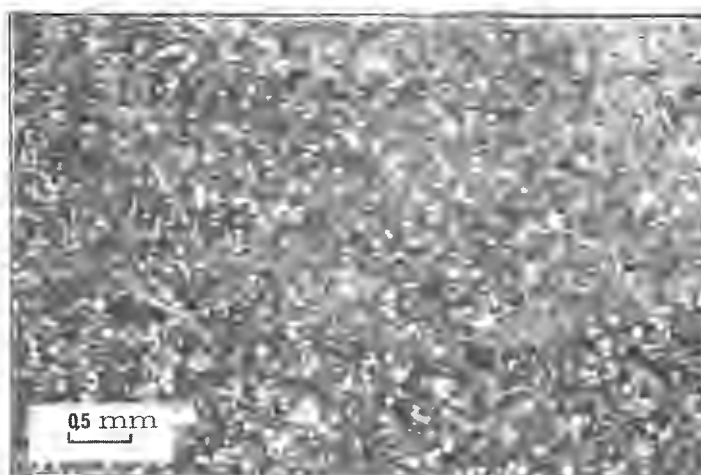
1



2



3



4

DEUXIEME CHAPITRE

TRACES FOSSILES

- CHAPITRE II -

TRACES FOSSILES

Ce sont des traces profondes existant aussi bien dans les calcaires que dans les marnes avec une fréquence et une variété plus fortes dans le premier lithofaciès. Elles constituent généralement un bon critère de polarité des bancs et nodules de calcaire, surtout en ce qui concerne les terriers simples et du fait que la fréquence des bioturbations est plus élevée au sommet des bancs et nodules qu'à leurs bases.

Les traces fossiles rencontrées dans le calcaire et les marnes de l'Hettangien-Sinemurien de la région de Nancy peuvent être divisées en deux groupes essentiels : 1) terriers simples, 2) terriers ramifiés ou chondrites. En outre, des types particuliers de bioturbation sont observés dans les marnes grises.

Ces terriers vont être décrits successivement. Chacun porte un numéro entre guillemets que nous trouvons sur les logs de la carrière de Xeulley et des sondages (cf. colonnes type de bioturbation, pl. 22-27).

1) Terriers simples :

Ce terme est employé ici par opposition aux terriers de chondrites car les terriers simples sont, dans quelques cas, ramifiés.

Les terriers simples sont souvent verticaux, légèrement obliques ou parfois horizontaux. Ils sont reconnaissables grâce à leur teinte ou à leur remplissage bioclastique. Nous les avons divisés en terriers observés dans les marnes, dans les marnes et le calcaire, et dans le calcaire.

- Terriers observés dans les marnes (fig. 2-6) :

(1) : Terriers à remplissage des marnes noires :

Ils descendent souvent de la surface inférieure d'une couche de marnes noires. Ils sont rarement longs et ne dépassent jamais le niveau des marnes grises traversées. Ces terriers sont souvent verticaux ou subverticaux. Ils sont parfois ondulés, divisés, prenant une forme en U (fig. 2-17-c) ou montrant des sections ressemblant à celles trouvées dans le calcaire (fig. 2-6-e). Leur diamètre varie entre 0,2 et 0,8 cm mais il est rarement inférieur à 0,4 cm. Ils sont assez souvent traversés par des chondrites

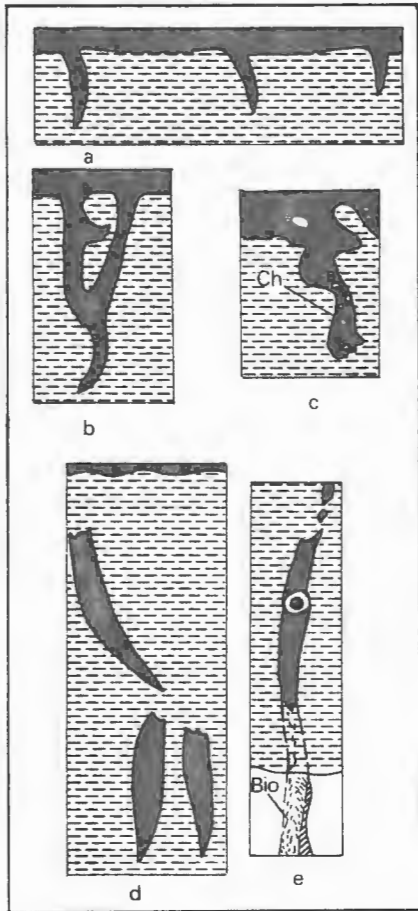


Figure 2-6 -

Terriers de type (1).

Constater la présence des chondrites blanchâtres (a) et le raliement (e) par un terrier de type (2)

Figure 2-8 -

Terriers de *Kulindrichnus langi* (a) et (b) , le troisième terrier (c) est similaire mais sans manchon phosphaté .

0
1cm

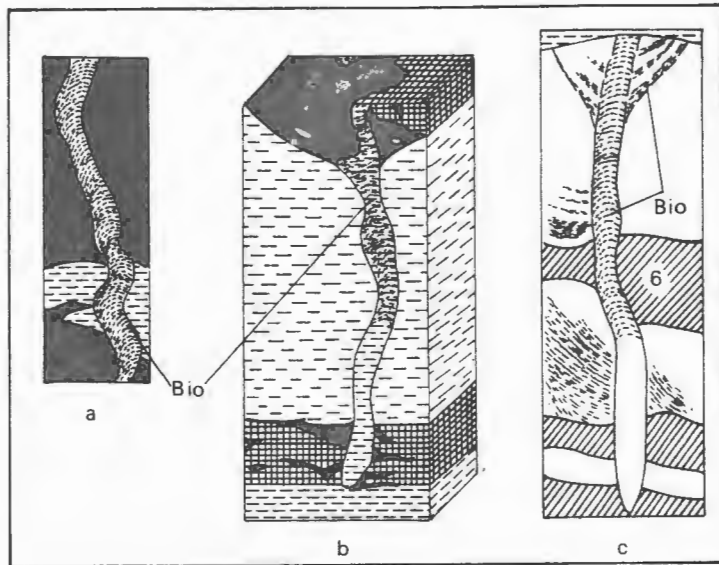
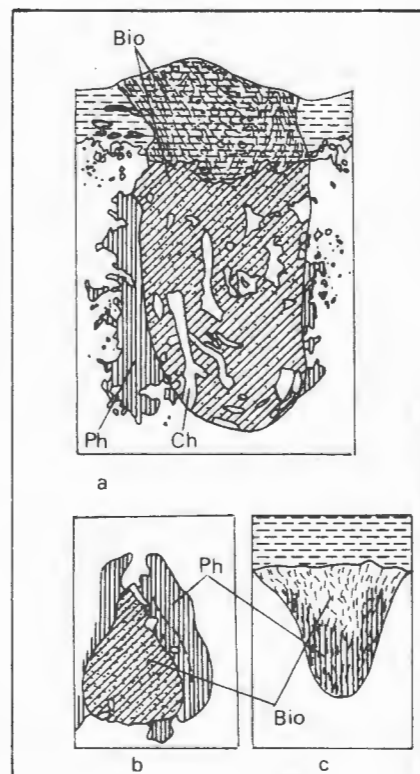


Figure 2-7 - Terriers de type (2)

Remarquer la forme d'entonnoir (b) et (c) et l'entrée en trou de serrure (b)



blanchâtres, lesquels ne sont jamais rencontrés dans les marnes grises encaissantes. Leur remplissage est dépourvu de bioclastes.

- Terriers observés dans les marnes et dans le calcaire (fig. 2-7) :

(2) : Terriers à remplissage essentiellement bioclastique :

Dans les marnes (2-a), :

ces terriers sont souvent ondulés et se courbent parfois à leur fin en forme de J ; l'ondulation passe parfois à l'horizontalité. Ils traversent plusieurs niveaux verticalement ou subverticalement. Dans beaucoup de cas, ils dépassent les marnes pour entrer dans le calcaire sous-jacent. Au contact, le creusement du calcaire apparaît parfois clairement. A l'intérieur du terrier, les bioclastes sont alignés d'une façon convexe et rarement d'une façon concave.

Dans le calcaire (2-b),

ces terriers possèdent les mêmes caractéristiques que celles des terriers (2-a). Cependant, deux observations sont à signaler ici :

- Les bioclastes ne remplissent pas toujours tout le terrier mais seulement une partie de celui-ci ; souvent, d'ailleurs, la partie supérieure (fig. 2-7-b-c). La partie inférieure est reconnue grâce à sa couleur différente (plus sombre ou plus claire que la roche encaissante).

- Au sommet du terrier, au contact avec les marnes, une sorte d'entonnoir est parfois observé. Il est reconnu ou bien par les marnes noires le remplissant (fig. 2-7-b) ou bien par un alignement inverse des bioclastes (fig. 2-7-c). En section horizontale, le terrier prend parfois la forme d'un trou de serrure (fig. 2-7-b).

- Terriers observés dans le calcaire (fig. de 2-8 à 2-14, et 2-17)

(3) : Kulindrichnus langi (HALLAM, 1960) (fig. 2-8) :

Deux formes de Kulindrichnus langi sont observées dans le calcaire de la carrière de Xeuilley ; (3-a), (3-b).

(3-a) (fig. 2-8-a) :

C'est un terrier d'une longueur de 8 cm et de 3,5 cm de diamètre descendant verticalement à l'intérieur du calcaire. Il est composé de trois parties :

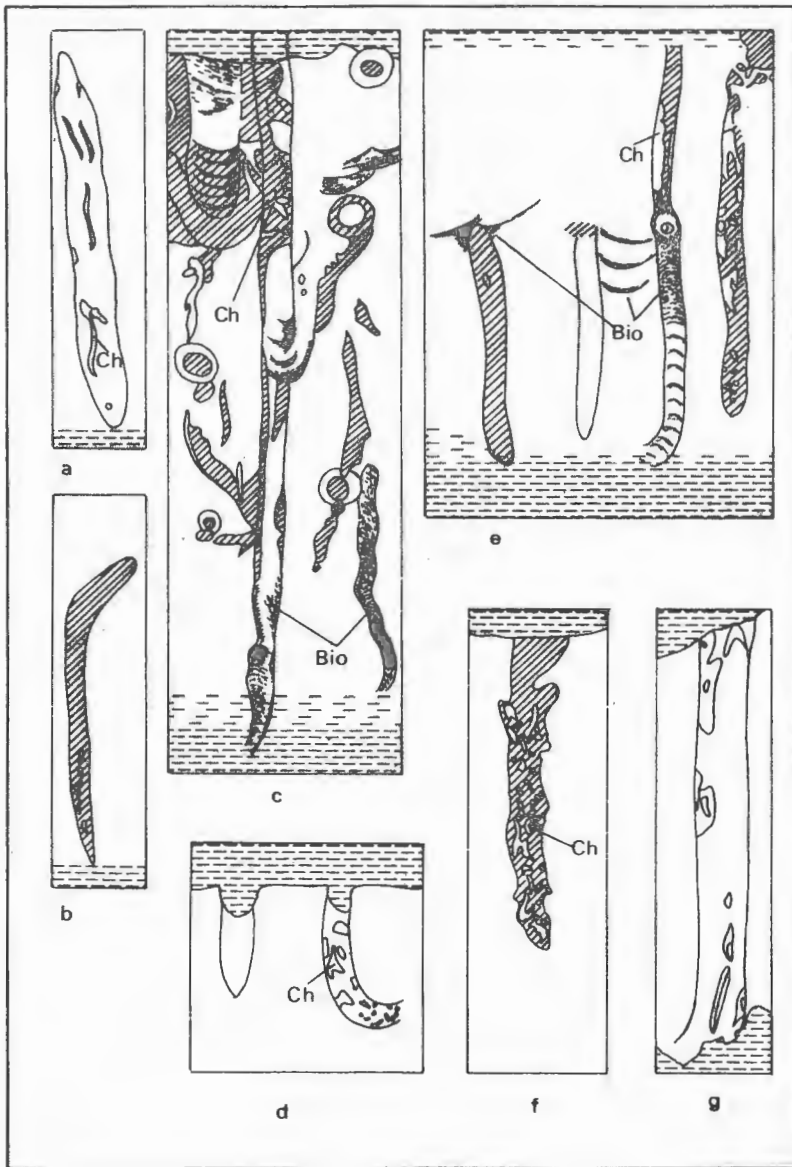


Figure 2-9 - Terriers de type (4-a).
 Pour explications cf. texte.

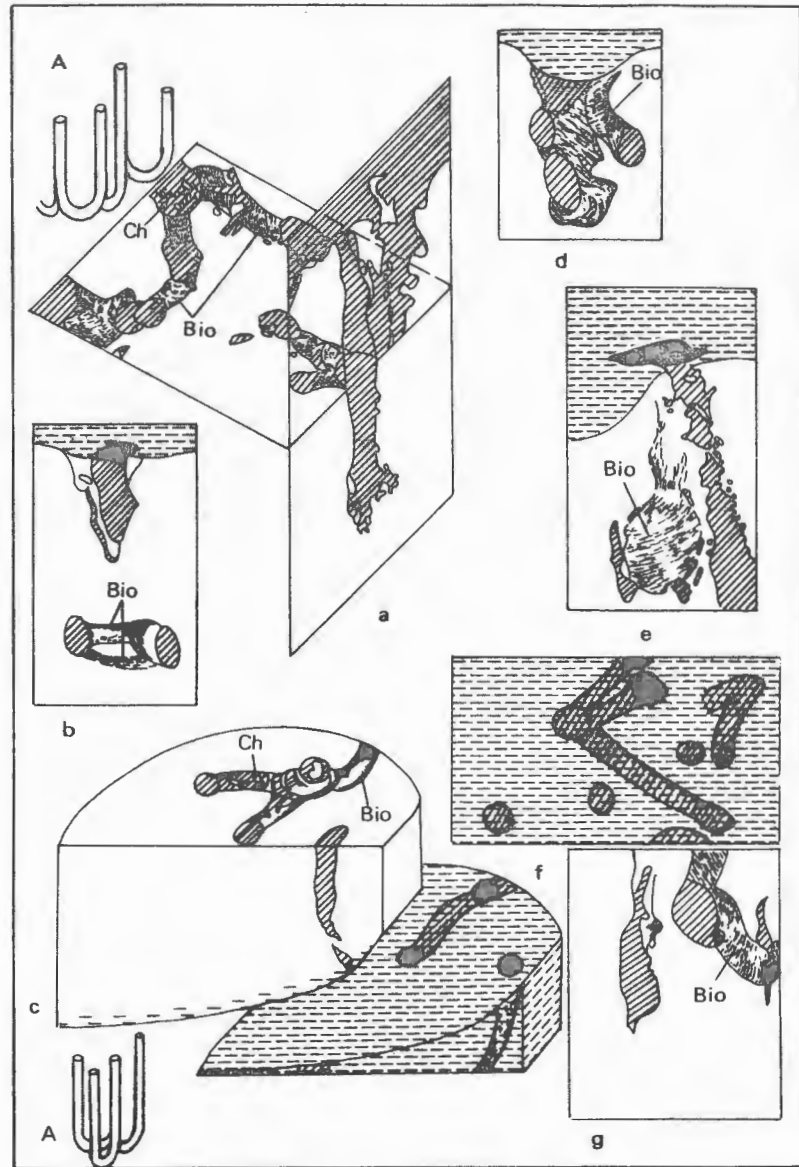


Figure 2-10 - Terriers de type (4-b)
 a, b, c....g : Différentes formes rencontrées.
 Les terriers se trouvant dans f sont les sections
 horizontales de ceux de g.
 A : Essai de reconstruction des terriers de a et c.

- Une partie supérieure de forme évasée, remplie par des marnes et des gros bioclastes de 0,5 mm de longueur au maximum,
- une partie inférieure remplie par du calcaire bleuâtre contenant des fins bioclastes et traversé par des chondrites blanchâtres ; la limite entre elle et la partie supérieure correspond au contact entre les marnes et le calcaire,
- un manchon phosphaté entourant incomplètement le calcaire de la partie inférieure ; la couche phosphatée devient diffuse des bords du terrier et vers l'extérieur.

(3-b) (fig. 2-8-b) :

Kulindrichnus langi a ici une forme de fiole (3,5 cm de longueur et 2 cm de largeur) extrêmement remplie par de fins bioclastes. Il est entouré par un manchon de phosphates de 1 cm d'épaisseur disparaissant progressivement vers la base où il manque comme dans le précédent terrier.

Un terrier similaire (3-c) (fig. 2-8-c) mais sans manchon phosphaté est observé dans le sondage 61.

C'est W. KLUPFEL (1918) qui a été le premier à décrire des formes semblables dans le calcaire à Gryphées lorrain (zones à bucklandi et à semi-costatum). Il a remarqué que des éléments durs remplis par des bioclastes et ayant la forme d'une boule ou d'un goulot entourés par un manchon phosphaté gris-clair sont trouvés dans le calcaire sans qu'ils soient liés à un horizon particulier. Ils sont verticaux et se libèrent facilement.

A. HALLAM (1960) les a décrits dans le Lias bleu de l'Angleterre et les a baptisés Kulindrichnus langi.

R. LAUGIER (1964) (p. 111, fig. 53) a décrit des corps parfaitement identiques dans le Sinémurien lorrain.

A. HARY (1974) les a, finalement, signalés dans le Sinémurien de Luxembourg.

(4) : Terriers blanchâtres ou bleuâtres, verticaux ou subverticaux (fig. 2-9, 2-10) :

Ils sont observés soit en descendant de la surface supérieure d'un banc ou d'un module de calcaire (cf. Pl. 22) où ils sont tronqués, soit de l'intérieur du calcaire à partir d'une zone bioturbée horizontalement.

Ils dépassent rarement le banc ou le nodule de calcaire ; dans le cas échéant, ils sont suivis, dans les marnes, par un terrier riche en bioclastes. Leur diamètre est entre 0,6 et 0,8 cm.

Ces terriers peuvent être divisés en deux types :

(4-a) : Terriers non ramifiés à limites nettes (fig. 2-9) :

Ils sont blanchâtres ou bleuâtres. Ils sont légèrement ondulés et prennent parfois une forme de J (fig. 2-9-e-d-g), de canne (fig. 2-9-b) ou d'un terrier de Rhizocorallium (fig. 2-17). Ils sont souvent associés aux terriers de type (5) et leur remplissage est généralement traversé par des chondrites blanchâtres se mettant parfois symétriquement par rapport au centre du terrier.

(4-b) : Terriers ramifiés à limites irrégulières (fig. 2-10) :

Ils sont toujours bleuâtres et contiennent généralement des bioclastes alignés. Ces terriers sont souvent associés à des niveaux bioturbés horizontalement. Ils sont parfois subhorizontaux ou représentés par de grosses taches plus ou moins rondes ou allongées.

La ramification s'observe aussi bien sur le plan horizontal que vertical (fig. 2-10-a-b-c-d-f-g). Elle ressemble très bien à une association de plusieurs terriers en U réunis par des tubes communs (fig. 2-10-A) dont nous n'apercevons que leurs sections.

(5) : Terriers représentés par des sections (fig. 2-11) :

Ce sont des sections rondes blanchâtres ayant souvent un centre bleuâtre. Elles montrent des points noirs, probablement des chondrites, disposés d'une façon caractéristique. Leur périphérie peut être entourée par des bioclastes qui s'alignent parallèlement. Ces sections se localisent assez souvent dans les niveaux bioturbés horizontalement.

(6) : Terriers horizontaux bleuâtres ou niveaux bioturbés horizontalement (fig. 2-7-c, 2-11-b, et fig. 2-23, chapitre 3) :

Ces niveaux recoupent horizontalement les bancs et nodules de calcaire. Leur surface inférieure est très ondulée de laquelle sont descendus des terriers de type (4-b), des terriers de Rhizocorallium (fig. 2-17-a), des

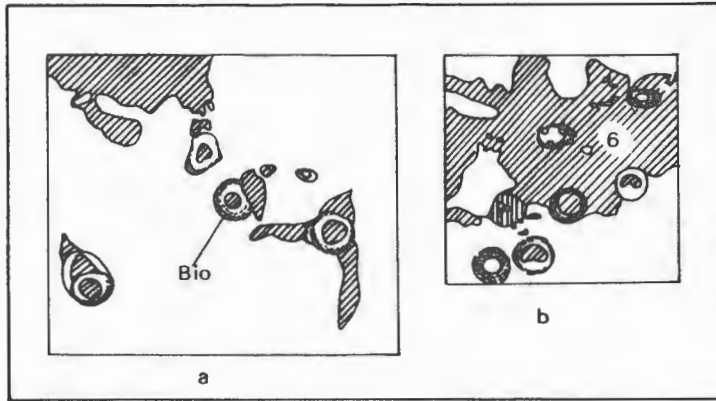


Figure 2-11 - Terriers de type (5)

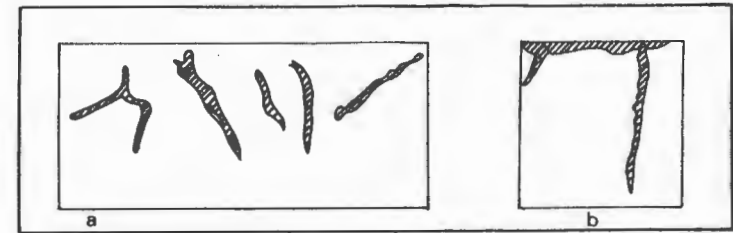


Figure 2-12- Terriers de type (8)

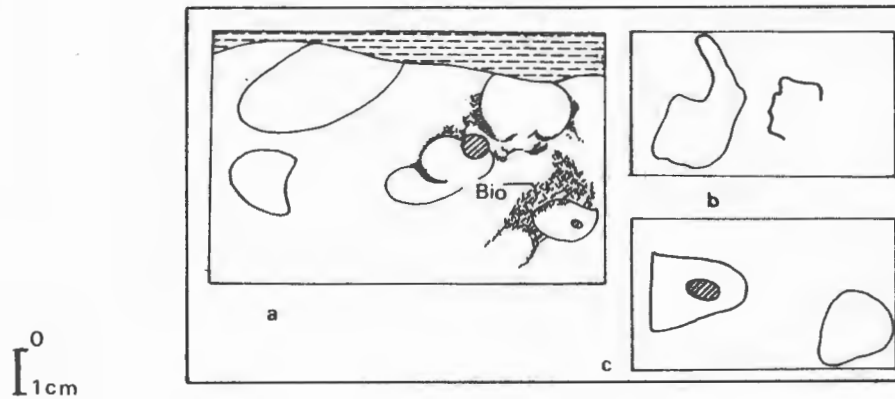


Figure 2-13 - Terriers de type (9)

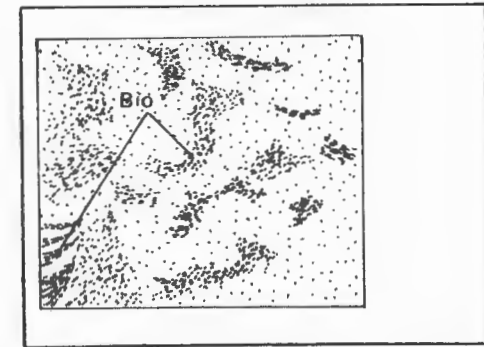


Figure 2-14 - Terriers de type (10).

taches bleuâtres de formes variables, des chondrites....., tandis que leur surface supérieure est régulière et à limite nette et peut être parfois tronquée (cf. ch. 3, fig. 2-23). Le remplissage de ces terriers est traversé par des chondrites blanchâtres, lesquels ne sont jamais observés dans le calcaire encaissant.

La bioturbation horizontale peut être répétée plusieurs fois à l'intérieur d'un même banc dont la dernière concorde avec son sommet.

(7) : Terriers horizontaux à remplissage bioclastiques (cf. -----
ch. 3, Fig. 2-18, 2-23).

Ils possèdent plus ou moins les mêmes caractéristiques que celles des terriers (6) mais ils sont beaucoup moins fréquents qu'eux et ne se rencontrent pas au sommet d'un banc de calcaire.

(8) : Terriers courts et fins (Fig. 2-12) :

Ils sont bleuâtres, ondulés, et se divisent souvent en branches. Leur longueur ne dépasse pas 3 cm et leur diamètre est souvent inférieur à 0,2 cm. Ces terriers sont associés généralement aux chondrites.

(9) : Terriers de formes particulières à large diamètre

(Fig. 2-13) :

Ils sont blanchâtres. Leur diamètre varie entre 1,5-3 cm. Quand ils sont groupés ensemble, ils sont séparés par une forte densité de bioclastes.

(10) : Terriers à limites mal définies (MOORE et SCRUTON, 1957)

(Fig. 2-14) :

Ils sont représentés par des taches informes de fins bioclastes, souvent non associées à des figures nettes de bioturbation. Ce type de bioturbation est assez fréquent dans les bancs de calcaire.

2) Chondrites (Fig. 2-15) :

Les chondrites sont rencontrés aussi bien dans les marnes que dans le calcaire (bancs et nodules) mais ils caractérisent davantage le dernier

lithofaciès. Ils sont divisés, d'après leur diamètre, en deux types ; gros et fins. Ceux-ci peuvent être également différenciés d'après leur teinte blanchâtre, bleuâtre ou noire. Un type particulier de chondrites est signalé également.

(1) : Chondrites gros (fig. 2-15-a-b) :

Ce sont des taches d'un diamètre moyen de 0,2 cm. Elles ont souvent une forme allongée dont la longueur peut dépasser plusieurs fois la largeur. Cependant, elles prennent différentes autres formes : points, branches, tubercules ornementées...etc.

(1-a) : Chondrites blanchâtres (fig. 2-15-a) :

Les Chondrites blanchâtres sont rencontrées généralement dans les bancs et nodules de calcaire. Ils les envahissent complètement ou ils sont davantage dispersés à leur sommet. Dans ce dernier cas, ils sont parfois associés à des terriers verticaux blanchâtres. Ils se montrent également dans le calcaire bleuâtre du remplissage des terriers (4) et (6).

Ces chondrites dépassent parfois le calcaire pour entrer dans les marnes sous-jacentes. Dans le cas échéant, ils sont plus denses, plus allongés et davantage parallèles à la stratification (fig. 2-15-a). Cela est dû très probablement à leur compaction.

(1-b) : Chondrites bleuâtres (fig. 2-15-b) :

Ils sont trouvés dans le calcaire seulement et rencontrés moins souvent que les chondrites blanchâtres. Ils sont parfois associés à des terriers de type (4-b).

(2) : Chondrites fins (fig. 2-15-c-d) :

Ce sont des taches d'un diamètre moyen inférieur à 0,1 mm, constant dans un niveau donné. Elles prennent les mêmes formes que celles des chondrites blanchâtres. D'autre part, d'autres formes caractéristiques sont trouvées.

(2-a) : Chondrites blanchâtres (fig. 2-15-c) :

Ces chondrites caractérisent surtout le calcaire. Ils sont distribués uniformément à l'intérieur du banc mais ils sont parfois observés de préférence à sa base.

Figure 2-15 -
 Terriers de chondrites
 a et b : chondrites gros
 c et d : chondrites fins
 e : chondrites fins des marnes noires de dépôt
 A : chondrites particuliers

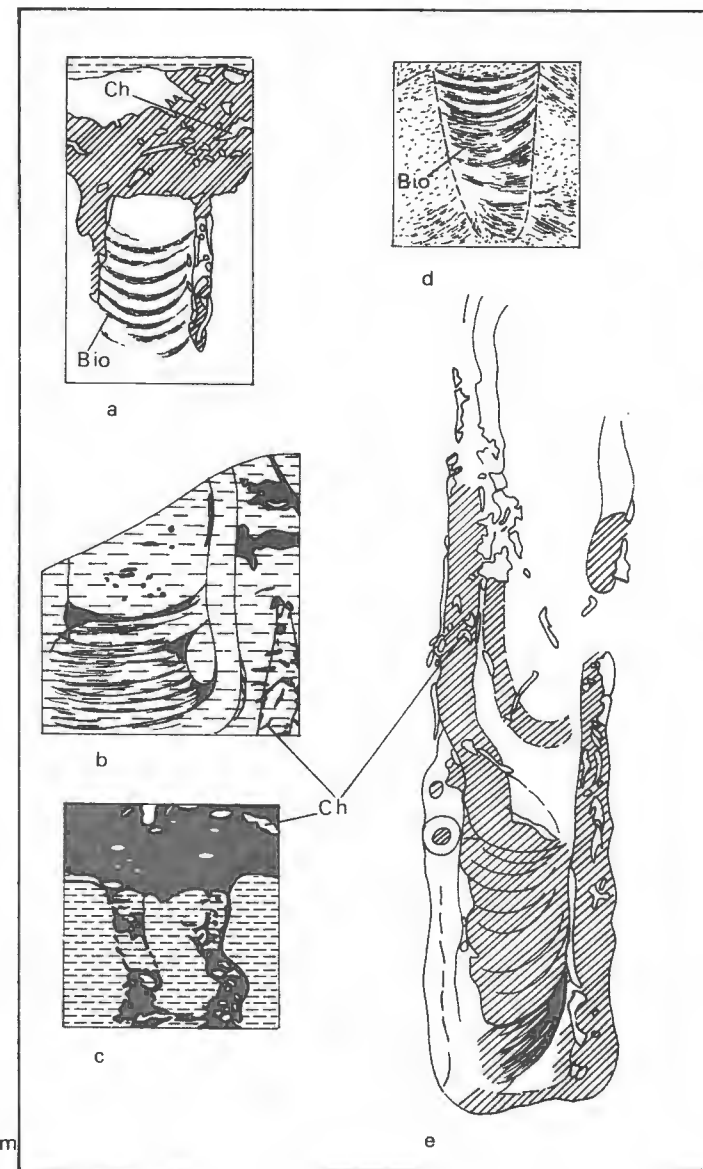
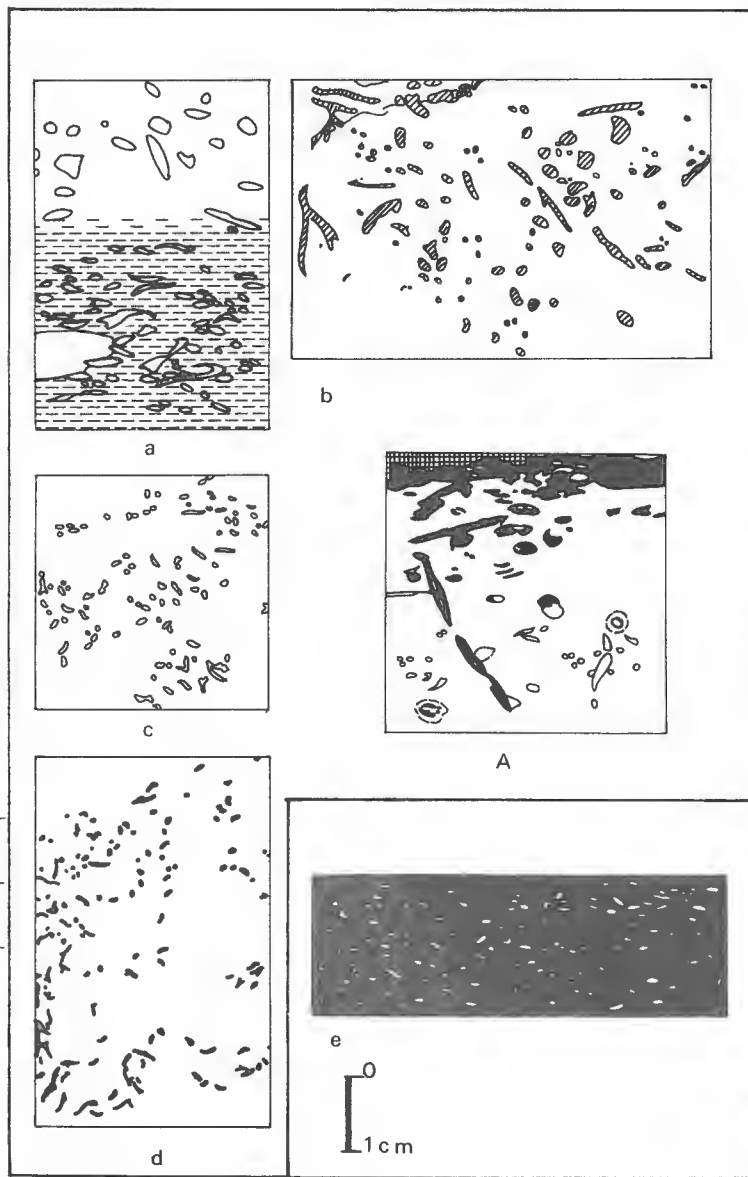


Figure 2-17 -
 Terriers en U
 a : rattaché à un niveau bioturbé horizontalement
 b et e : rencontré dans le calcaire
 c : rattaché à une couche de marnes noires
 d : reconnu grâce à la disposition en traverses des bioclastes.

(2-b) : Chondrites bleuâtres (fig. 2-15-d) :

Ils sont surtout concentrés ici et là au sommet des bancs et nodules de calcaire. Ils sont également observés au niveau du contact inférieur d'un niveau de bioturbation horizontale (6). Cette occurrence caractérise bien le mode de formation dit "bed junction" décrit par SIMPSON (1956).

Les chondrites blanchâtres et bleuâtres coexistent parfois ensemble ce qui correspond à une double bioturbation.

(2-c) : Chondrites noirs en griffe (cf. ch. 3, fig. 2-20) :

Ce sont de fines taches alignées plus ou moins parallèlement à la stratification, et rencontrées au contact marnes grises - marnes noires sus-jacentes ou calcaire-marnes noires de bioturbation sus-jacentes. Leur fréquence dans les lithofaciès de sommet de sondages S 61, S 63, S 67 et S 69 est caractéristique (cf. pl. 24, 25, 26, 27) ; ce fait permet leur utilisation comme un indice de corrélation.

(2-d) : Chondrites blanchâtres des marnes noires de dépôt
(fig. 2-15-e) :

Ils ont une forme ovoïde et sont disposés dans la plupart des cas parallèlement à la stratification. Leur diamètre est plus ou moins constant dans tous les niveaux marneux examinés.

(A) Chondrites de type particulier (Fig. 2-15-A) :

Ce sont des taches noires en gouttelettes rondes ou ovoïdes, ou en tubercules plus ou moins longs. Leur diamètre est variable. Elles sont observées au sommet du calcaire ou des marnes au contact avec les marnes noires de bioturbation à partir desquelles ces chondrites descendent.

- Types particuliers de bioturbation des marnes grises :

(B) : Ce sont des passées épaisses, ramifiées, de marnes noires ou noir-bleuâtre liées ensemble, en recoupant obliquement les marnes grises (fig. 2-16). Elles ne sont rencontrées que dans quelques niveaux marneux de la carrière de Xeuilley et du sondage 73.

(C) Ce sont des traces noires de faible épaisseur, dispersées parallèlement à la stratification dans presque toutes les couches marneuses.

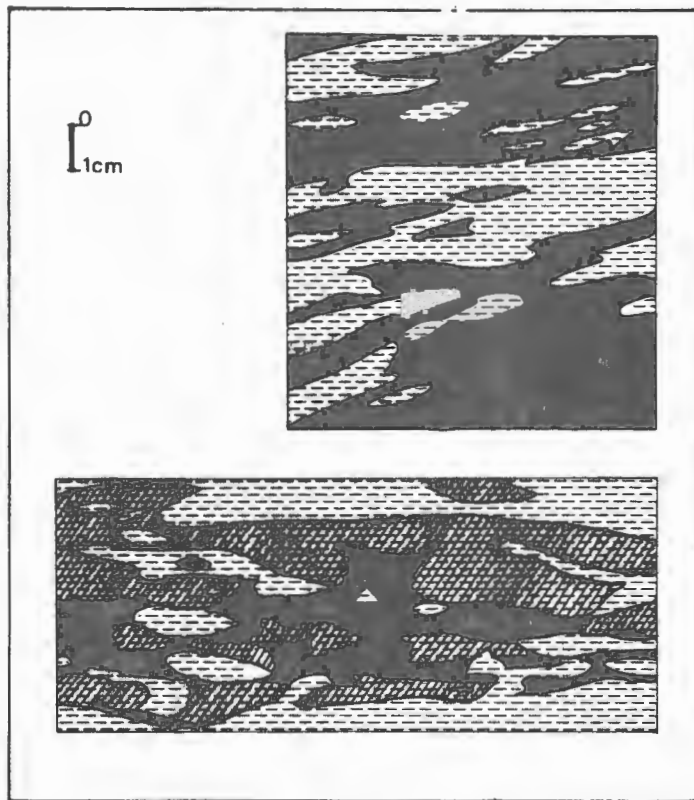


Figure 2-16 - Bioturbation des marnes grises : type (B)

INTERPRETATION :

Comme nous l'avons signalé, les différents types de bioturbation rencontrés dans les bancs de calcaire sont trouvés également et avec la même polarité (cf. pl. 22) dans les nodules. Ce fait signifie que l'origine des nodules de calcaire est sans doute primaire.

Nous pensons que la plupart des terriers simples examinés appartiennent à un seul type de bioturbation ; Rhizocorallium, et ceci pour les faits suivants :

- Les terriers de type (4) sont parfois suivis ou précédés par des terriers de type (2).
- Les terriers de type (5) sont communs entre les terriers de type (1), (4) et (6).
- Les terriers de type (1), (4) sont parfois en forme de U qui correspond dans quelques cas à un vrai terrier de Rhizocorallium avec des traverses nettes.
- Les terriers horizontaux de type (6) sont liés à des terriers de type (4) et des terriers en U de Rhizocorallium.

- Les terriers de type (4-a) présentent, en section horizontale, une entrée en trou de serrure qui caractérise, d'après LESSERTISSEUR (1955) le terrier de Rhizocorallium.

- Les traces fossiles (type 4) de l'Hettangien-Sinemurien de la région de Nancy ressemblent parfaitement à celles décrites par HALLAM (1960, pl. 1-2, Fig. 14, 15, 16) dans le Lias bleu de l'Angleterre or cet auteur les a baptisées Rhizocorallium.

Cependant, cette interprétation doit être nuancée dans le cas où les ressemblances ne sont pas évidentes.

Les terriers (4-b), par leur parcours ramifié et leurs limites irrégulières indiquant une instabilité de cavité, seraient à considérer comme des terriers de nutrition (Fondinichnia : SEILACHER, 1953 *in* SEILACHER, 1964 et HÄNTZSCHEL, 1966). Les terriers (4-a), à limites nettes et régulières et à parcours moins complexe, ressembleraient plutôt à des cavités d'habitation (Domichnia). Les terriers des marnes (1) auraient servi probablement au même but.

Les terriers horizontaux (6) peuvent être interprétés comme le résultat du déplacement horizontal des terriers de nutrition à l'interface eau-sédiment ce qui a pu altérer la partie supérieure du sédiment (cf. STRAKHOV, 1969 ; pp. 24-26). D'ailleurs, cette explication paraît être satisfaisante ne serait-ce que par la forme de la zone bioturbée dont la surface supérieure est nette tandis que la surface inférieure est perturbée par la descente des différents types de terriers.

Deux interprétations peuvent être envisagées quant à la répétition de cette bioturbation à l'intérieur d'un même banc de calcaire :

- La bioturbation se faisait seulement au sommet du calcaire à partir duquel des terriers descendant ont bioturbé horizontalement et à différents niveaux la masse calcaire.

- La bioturbation se faisait continuellement et périodiquement pendant le dépôt de calcaire. Cela suppose un ralentissement de dépôt à un certain moment pour permettre aux terriers de reprendre le sédiment.

Cette interprétation est soutenue par le fait que des niveaux bioturbés horizontalement sont tronqués à leur sommet.

Les chondrites fins bleuâtres, noirs en griffes, de type (A), et certains chondrites blanchâtres trouvés dans du calcaire bleuâtre surmonté par du calcaire blanchâtre, illustrent par leur occurrence le mode de préservation "bed-junction".

Pour expliquer le mode de préservation des chondrites blanchâtres gros et fins nous pouvons adopter l'explication de SIMPSON (1956) à propos des chondrites blanchâtres des nodules calcaires du Lias bleu de l'Angleterre :

Etant donné que les chondrites sont plus clairs que la roche encaissante, ils sont plus calcaire qu'elle. D'après SIMPSON, une préservation diagénétique devrait expliquer cette différence de couleur car la ségragation des carbonates est plus rapide dans les chondrites que dans la roche.

Il est difficile de mettre en évidence un pourcentage plus grand de carbonate de calcium dans les chondrites. Cependant cette explication paraît fort probable.

Pour A. HALLAM (1960), Kulindrichnus langi représente probablement un terrier de Cerianthid. Sa richesse en bioclastes est due à l'activité de l'animal habitant le terrier. La phosphatisation est due, d'après le même auteur, à la migration radiale des matériaux phosphatés à partir du terrier et vers l'extérieur et à l'interaction chimique avec la boue calcaire molle.

TROISIEME CHAPITRE

LE RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEE
DE LA REGION DE NANCY

- CHAPITRE III -

LE RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEE
DE LA REGION DE NANCY

I.- MODALITES DE PASSAGE ENTRE LES DIFFERENTS LITHOFACIES :

Il s'agit de traiter d'une part du contact entre les lithofaciès différents : calcaire (bancs et nodules), marnes grises et noires, d'autre part du contact intra-lithofaciès : calcaire et marnes grises.

Plusieurs cas sont observés. Chacun porte, dans la description qui va suivre, un numéro entre guillemets que nous trouvons sur les logs de la carrière de Xeuilley et des sondages (cf. colonnes contacts entre lithofaciès, pl. 22-27).

- Contacts entre les lithofaciès différents (fig. 2-18, 2-19, 2-20)

- Contacts calcaire-marnes grises ou vice versa :

(1) : Absence de bioturbation (fig. 2-18) :

Dans ce cas le contact peut être

(1-a) net (fig. 2-18-a) où les marnes grises surmontent directement le calcaire (banc ou nodule) ou vice-versa, ou

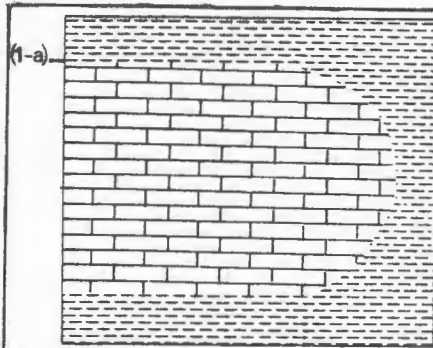
(1-b) en passage progressif (fig. 2-18-b).

Ce dernier cas est plus fréquemment observé entre les marnes grises et le calcaire sus-jacent que dans le sens contraire.

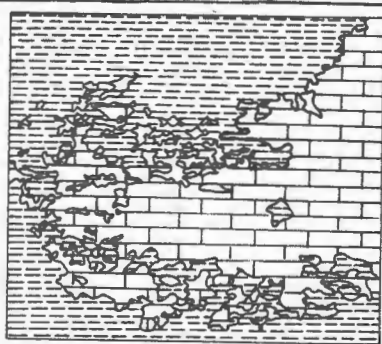
Le contact entre ces deux lithofaciès montre assez souvent une surface ondulée. Cette surface peut être parfois (cas de Xeuilley, pl. 22) extrêmement cariée (fig. 2-18-c), très probablement par épigénèse. Sur les logs, elle porte le numéro (1-c).

(2) : Présence de bioturbation (fig. 2-19) :

C'est un contact très souvent rencontré. Etant donné que la bioturbation est installée essentiellement au sommet des bancs et nodules de calcaire les différents types qui vont être cités sont observés entre calcaire

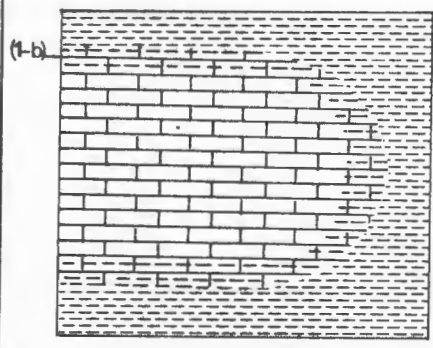


a



b

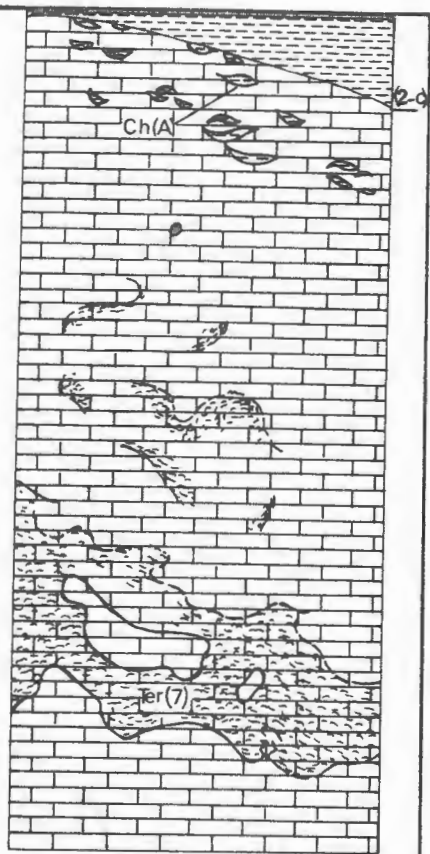
(1-c)



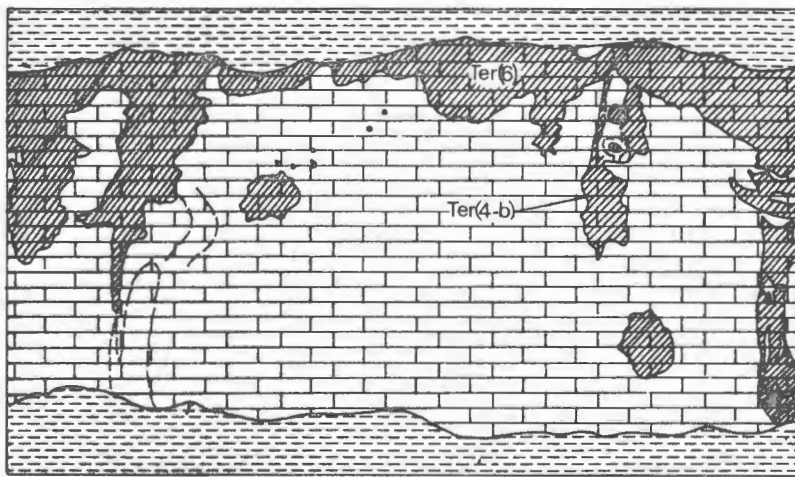
c

Figure 2-18 - Différents types de contacts entre calcaire et marnes grises adjacentes en absence de bioturbation.

Figure 2-19 - Différents types de contacts entre calcaire et marnes grises sus-jacentes en présence de bioturbation au sommet du calcaire.

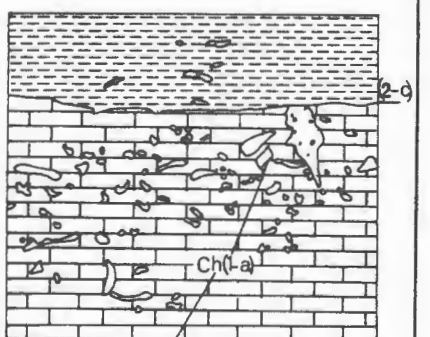


d



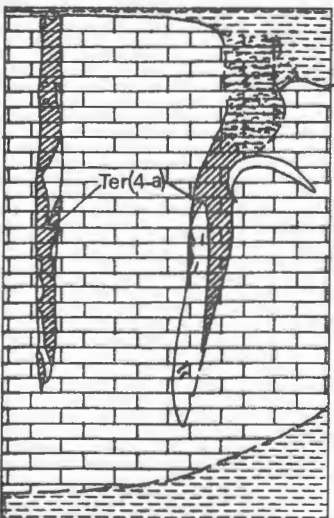
a

(2-a)



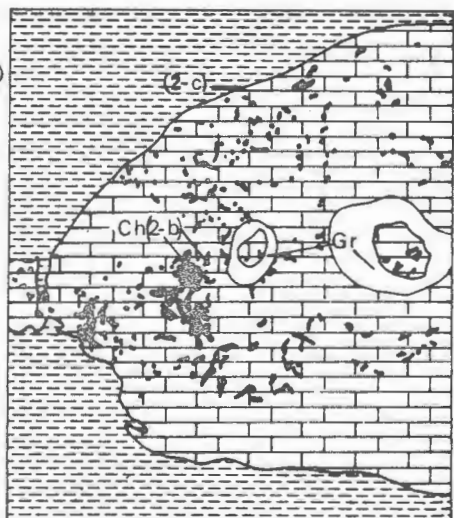
e

(2-b)

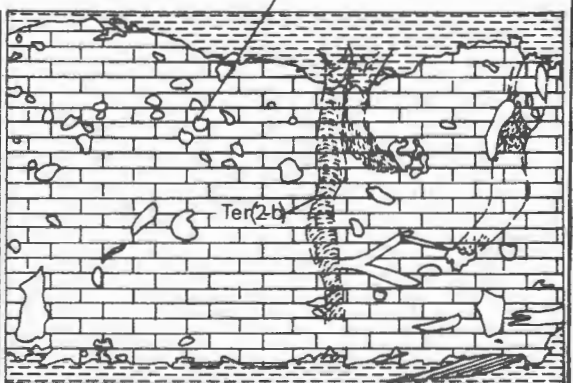


b

(2-b)



c



f

0
1cm

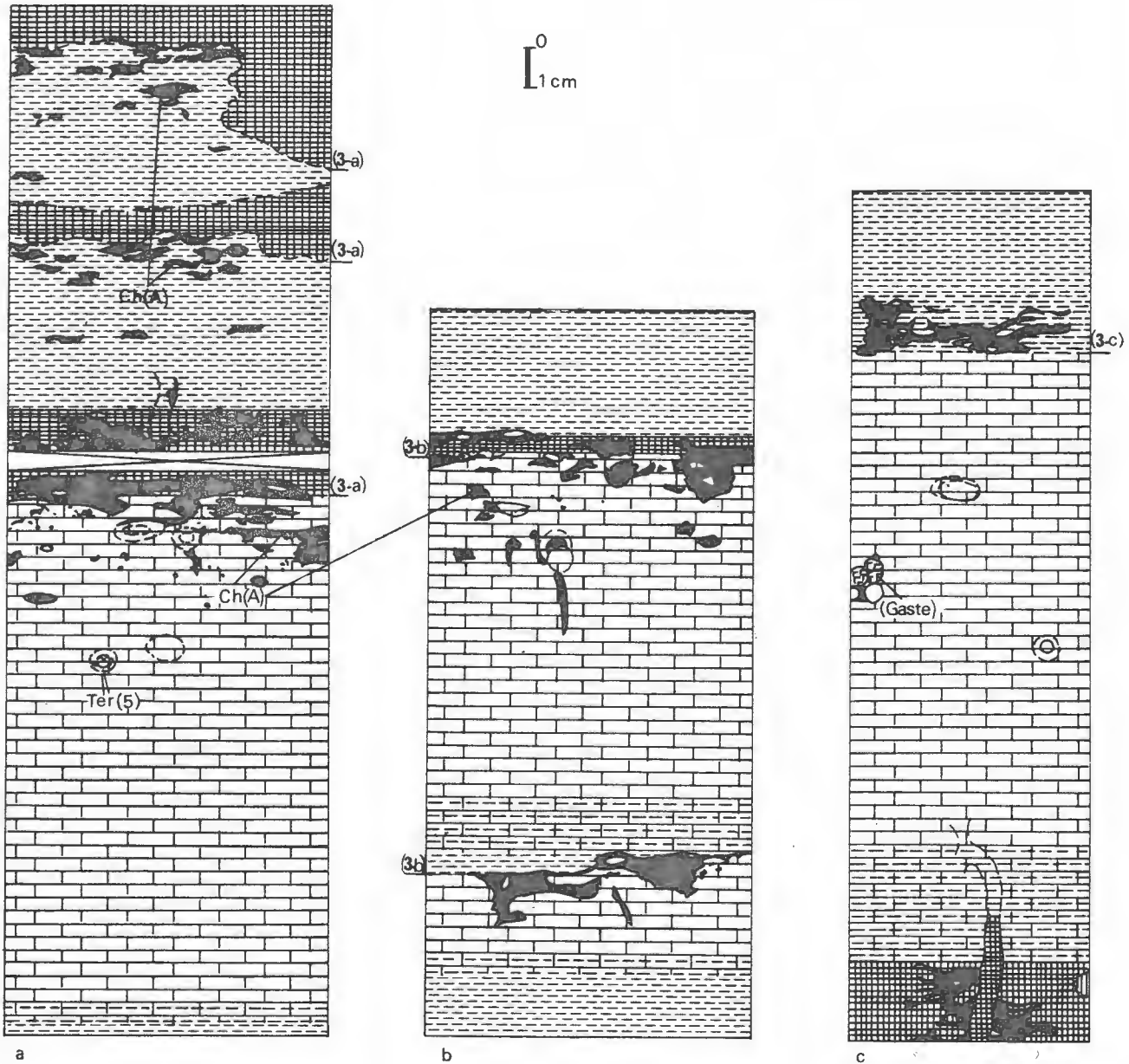


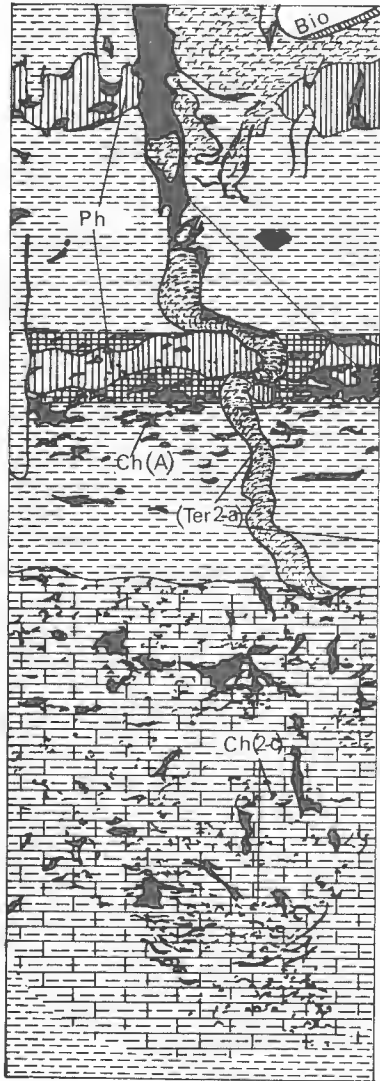
Figure 2-20 - Contacts entre marnes noires, calcaire ou marnes grises sous-jacentes.

a, b, c, d, e : Contacts de types (3) des marnes noires de bioturbation

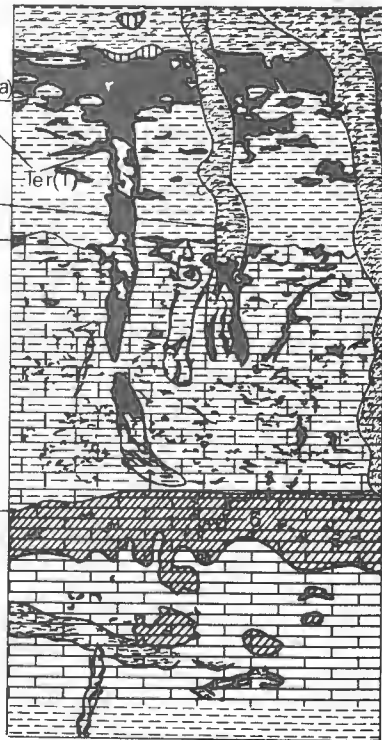
f, g : Contacts de type (4) des marnes noires de dépôt.

Constater la fréquente répétition des niveaux des marnes noires.

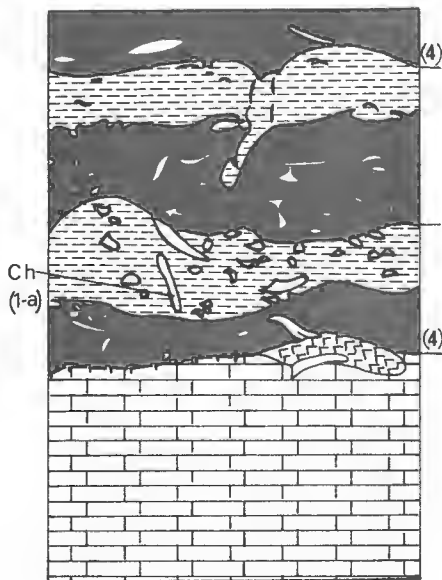
Remarquer également le difficile creusement des nodules phosphatés (Ph) par les terriers allant même jusqu'à les contourner.



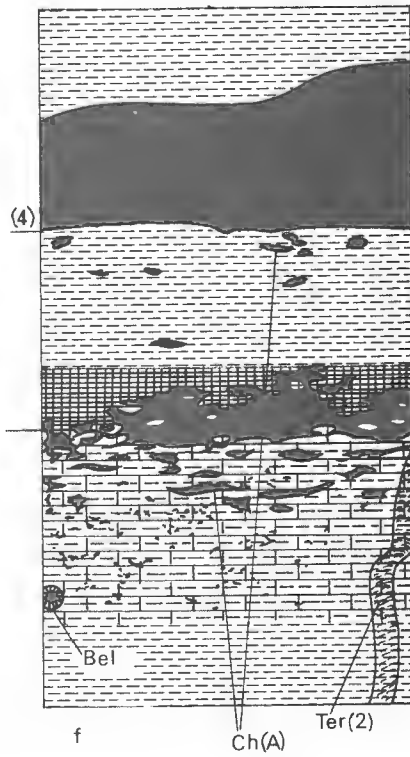
d



e



g



f

et marnes grises sus-jacentes. Le contact inverse se fait par un des cas cités plus haut.

D'après le type de bioturbation observé, trois types de contact sont rencontrés :

(2-a) : Contact entre calcaire bioturbé horizontalement (terrier de type 6) et marnes grises (fig. 2-19-a).

(2-b) : Contact entre calcaire et marnes grises avec la descente depuis la surface de contact de terriers de type (4) ou (2) (fig. 2-19-b).

(2-c) : Contact entre calcaire et marnes grises avec le développement en sommet de banc ou de nodule de calcaire de chondrites de tous les types (fig. 2-19-c-d). La surface de contact est parfois érodée (fig. 2-19-e). Assez souvent, les deux types (2-b) et (2-c) coexistent ensemble (fig. 2-19-f).

- Contact entre marnes noires et calcaire ou marnes grises :

Les marnes noires sont essentiellement en contact, d'une part, avec les marnes grises adjacentes et d'autre part, avec le calcaire sous-jacent ⁽¹⁾. Le contact marnes noires-calcaire sus-jacent est très rare.

Suivant qu'il s'agit des marnes noires de bioturbation ou de dépôt les types suivants sont observés :

(3) : Cas des marnes noires de bioturbation (fig. 2-20) :

Les marnes noires de bioturbation se présentent sous forme d'un niveau plus ou moins continu, plus ou moins épais, parfois érodé, ou par des passées. Au sommet des lithofaciès sous-jacents, des chondrites de type A ou en griffe (type 2-c) sont dans la plupart des cas présents avec parfois d'autres types de terriers. Cette bioturbation est absente à la base des lithofaciès sus-jacents.

Suivant la structure de ces marnes et la présence ou non de la bioturbation au sommet des lithofaciès sous-jacents, quatre types de contacts sont reconnus :

(1) : Compte tenu que ce contact a été observé essentiellement dans les sondages, il est difficile de faire le départ entre banc et nodule de calcaire.

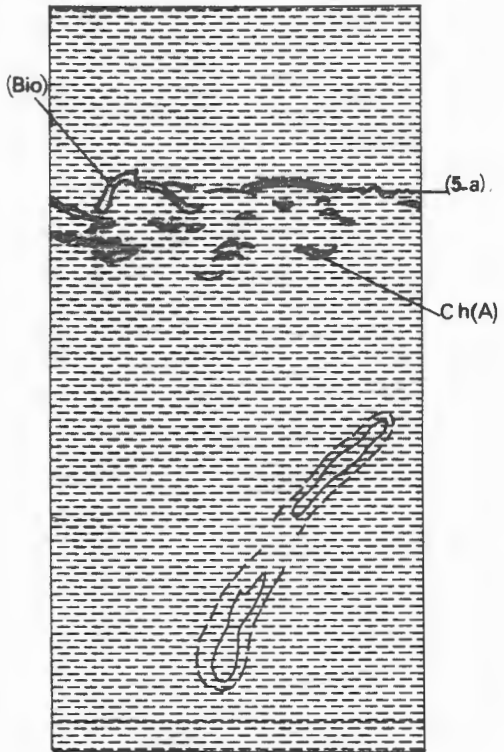


Figure 2-21

Figures 2-21, 2-22 - Différents types de contact intra-lithofaciès de type (5)

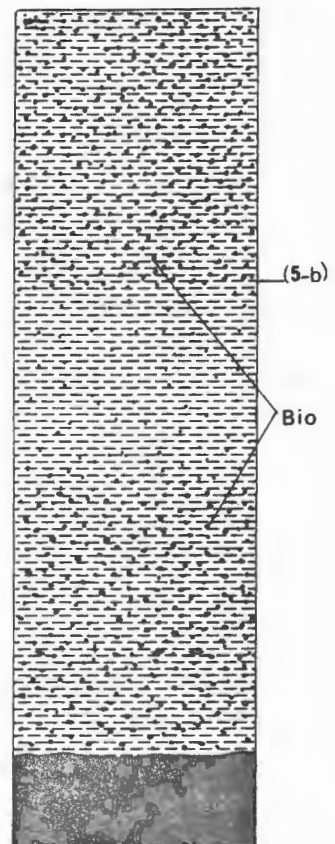


Figure 2-22

0
1cm

(3-a) : Marnes noires bien développées au sommet, marnes grises ou calcaire à la base avec la présence essentiellement des chondrites de type (A) (fig. 2-20-a-d-e-f).

C'est le cas le plus fréquent. A part les chondrites, des terriers de type (1) ou (2) sont trouvés également.

(3-b) : Marnes noires partiellement érodée au sommet, calcaire à la base avec la présence essentiellement des chondrites de type (A) (fig. 2-20-b).

(3-c) : Marnes noires limitées à quelques passées ondulées au sommet, calcaire à la base avec absence de bioturbation (fig. 2-20-c).

Ici, les passées des marnes noires disparaissent latéralement rapidement.

(3-d) : Marnes noires complètement érodées avec la présence dans le lithofaciès sous-jacent de chondrites noires en griffe (type 2-c) (fig. 2-20-d-e).

L'érosion des marnes noires est reconnue grâce à la présence de leur reste sur la surface érodée, la troncature des terriers (fig. 2-20-e) et à la présence des chondrites noires en griffe.

(4) : Cas des marnes noires de dépôt (fig. 2-20-f-g) :

En comparaison avec les marnes noires de bioturbation, les marnes noires de dépôt sont davantage en contact avec les marnes grises adjacentes. Le contact avec le calcaire sous-jacent est assez rare. La présence des chondrites et de la bioturbation en général est beaucoup moins fréquente que dans le premier cas et les surfaces d'érosion sont absentes.

- Contacts intra-lithofaciès (fig. 2-21, 2-22, 2-23) :

Ces contacts sont dus à la présence intra-lithofaciès de la bioturbation et en l'occurrence des terriers horizontaux (types 6 et 7) et des chondrites de type (A), et à la richesse différente en bioclastes.

(5) : Cas des marnes grises (fig. 2-21), 2-23) :

Un contact à l'intérieur des marnes grises est identifié par la présence

(5-a) des chondrites de type (A) disposés parallèlement

à la stratification (fig. 2-21), ou par

(5-b) la richesse différente en bioclastes.

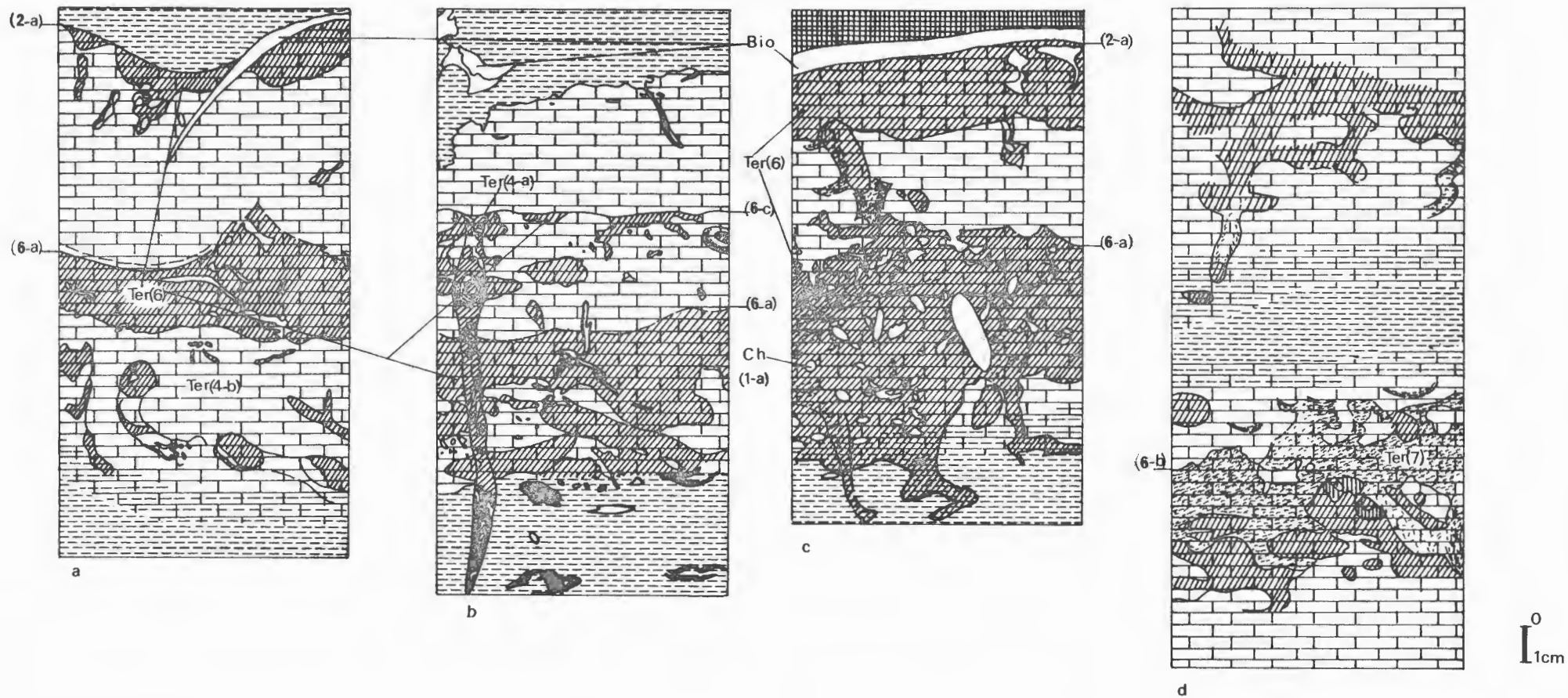


Figure 2-23 - Différents types de contacts intra-lithofaciès de type (6)
 On observe également la bioturbation horizontale du sommet
 du calcaire qui marque avec les marnes grises sus-jacentes
 un contact de type (2-a).

Dans ce dernier cas, un niveau riche en bioclastes, essentiellement des entroques, se superpose à un niveau moins riche. Cette superposition se fait par une surface de stratification nette et continue.

(6) : Cas du calcaire (fig. 2-23) :

La bioturbation horizontale (terriers de type 6 et 7) forme à l'intérieur des bancs et nodules de calcaire des niveaux bien individualisés. La structure de ces niveaux et la présence d'autres traces fossiles comme les chondrites sont à l'origine des différents types de contacts observés.

(6-a) : Calcaire à bioturbation horizontale de type (6) développée à la base, calcaire au sommet (fig. 2-23-a-b-c).

C'est la cas le plus fréquent.

(6-b) : Calcaire à bioturbation horizontale de type (7) développée à la base, calcaire au sommet (fig. 2-23-d).

Ce cas diffère du précédent par le remplissage bioclastique du terrier horizontal.

(6-c) : Calcaire à bioturbation horizontale de type (6) érodée à la base, calcaire au sommet (fig. 2-23-b).

La surface d'érosion entre les deux niveaux de calcaire est facilement reconnaissable grâce à la troncature des terriers associés au niveau de bioturbation horizontale.

II.- VARIATIONS DE LA TENEUR EN INSOLUBLES (fig. 2-24) :

Dans ces mêmes exemples, le calcaire, les marnes grises et noires illustrant toutes les possibilités de contacts cités plus haut, ont été analysés du point de vue de la teneur en insolubles.

Un échantillonnage en continuité a été effectué en respectant toutes les modalités de passage entre les lithofaciès. Une précaution a été prise telle que la teneur en bioclastes soit constante d'un échantillon à l'autre.

Trois observations fondamentales sont dégagées :

1 - La teneur en insolubles dans les marnes grises et noires est plus élevée que dans le calcaire. Les variations sont de l'ordre de 15-35 %. Les marnes grises et noires contiennent plus ou moins la même teneur.

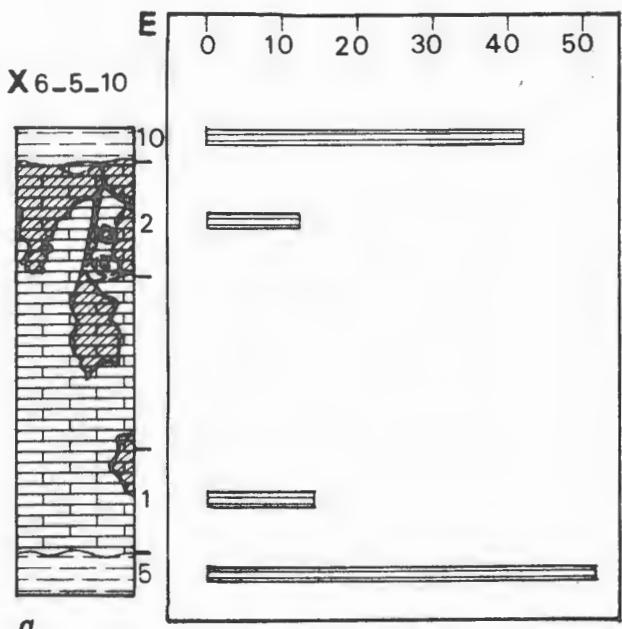
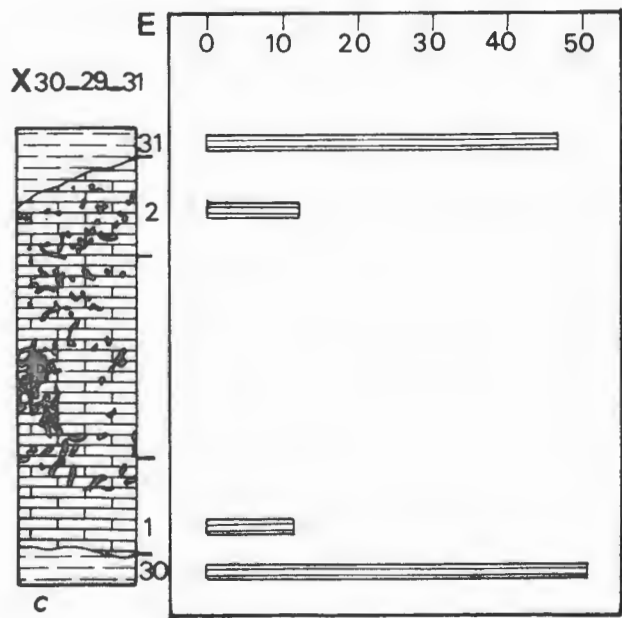
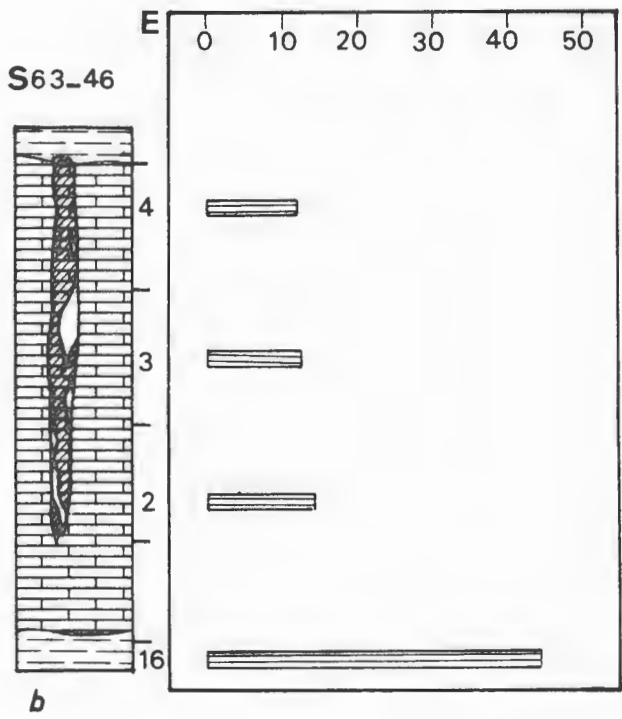


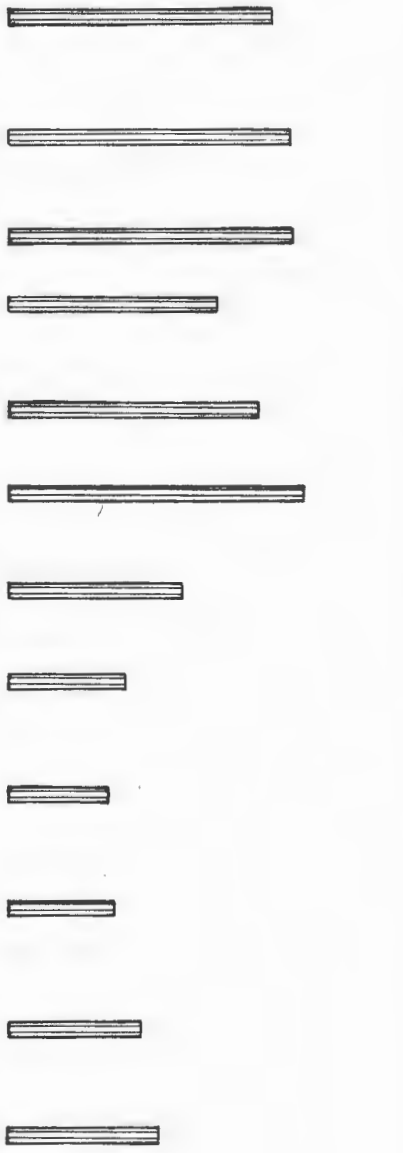
Figure 2-24 - Variations de la teneur en insolubles du calcaire et des marnes grises et noires des exemples illustrant les différents types de contacts entre les lithofaciès.



0
1cm

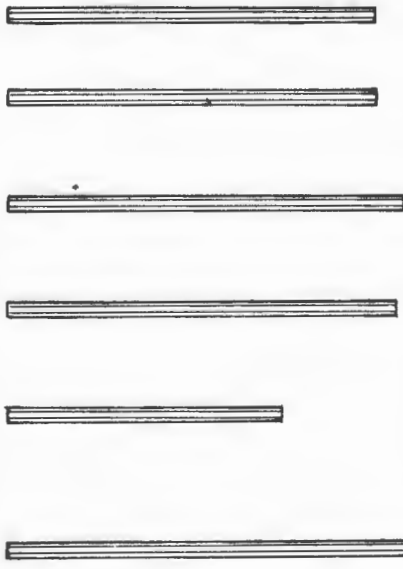
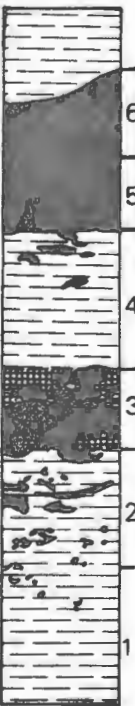
S6715.14

E 0 10 20 30 40 50



d

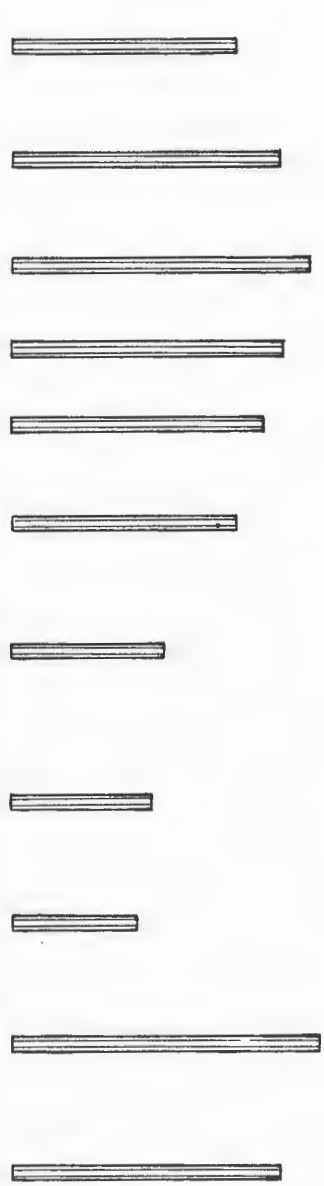
S67_16



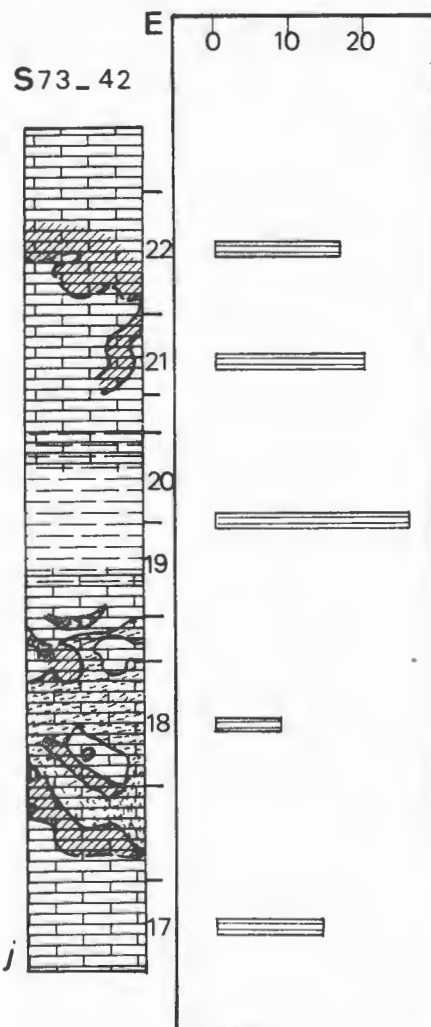
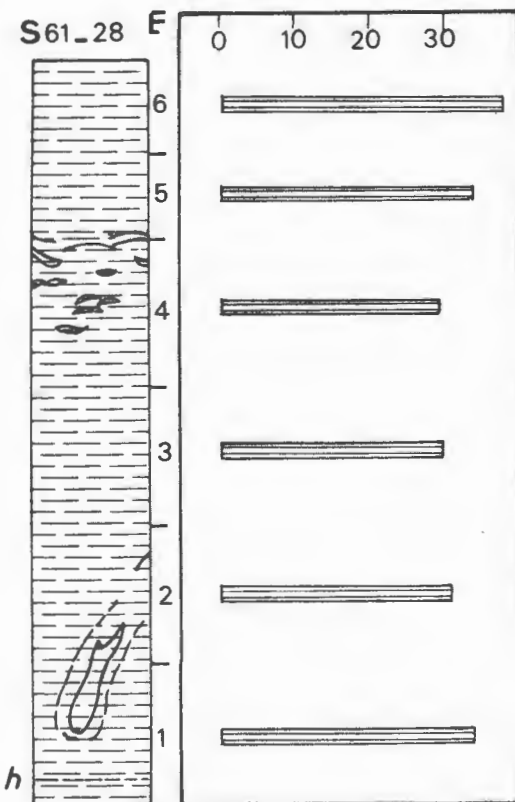
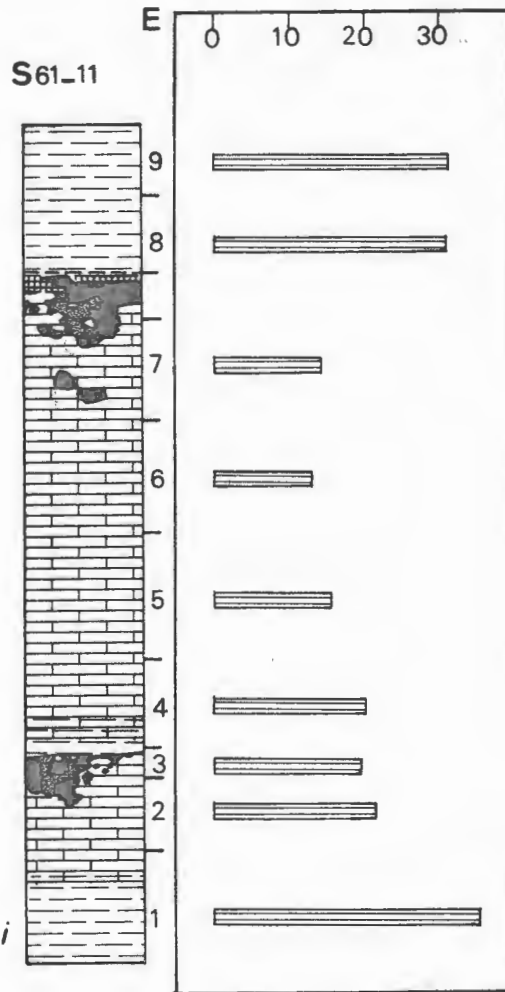
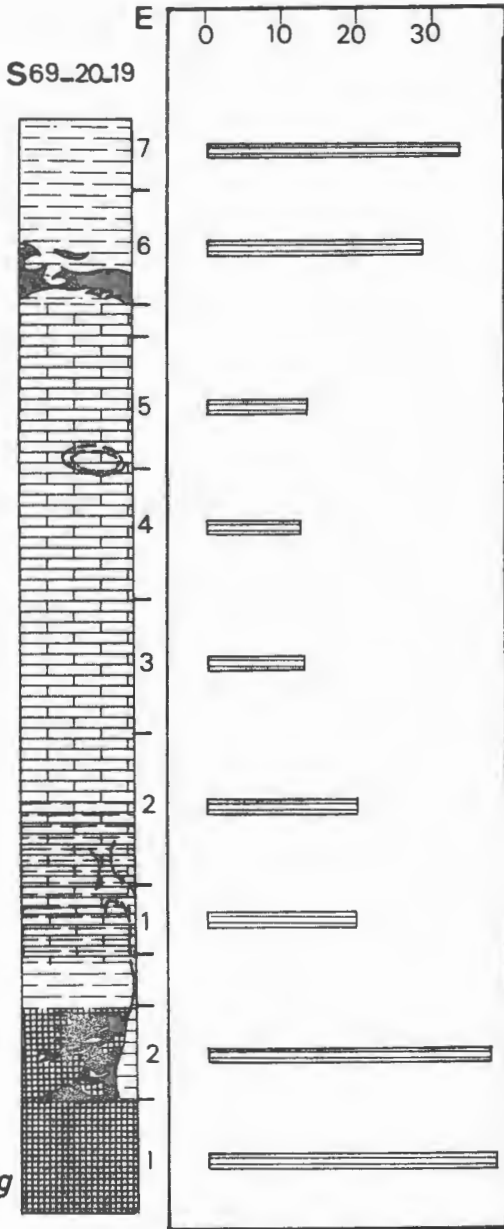
e

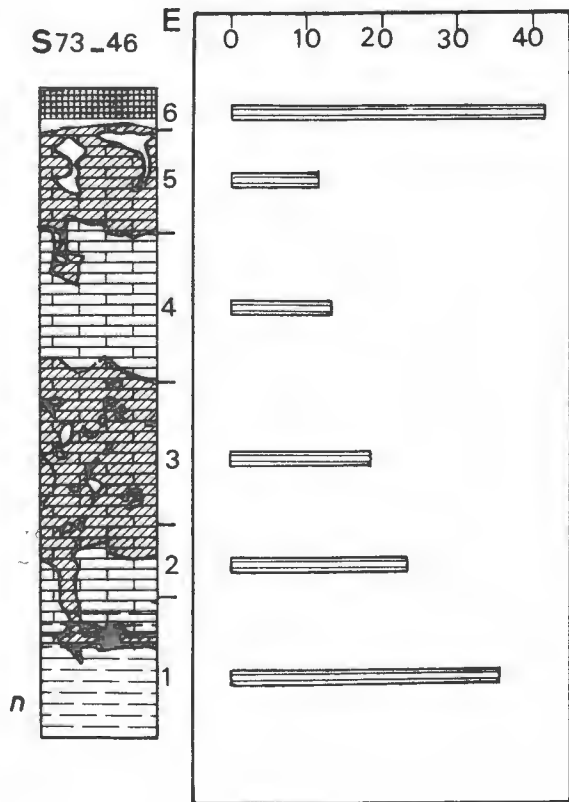
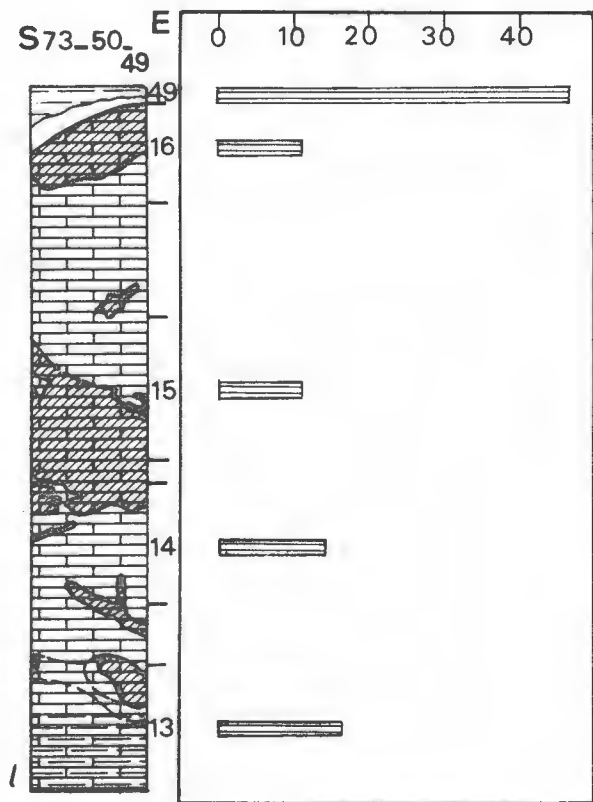
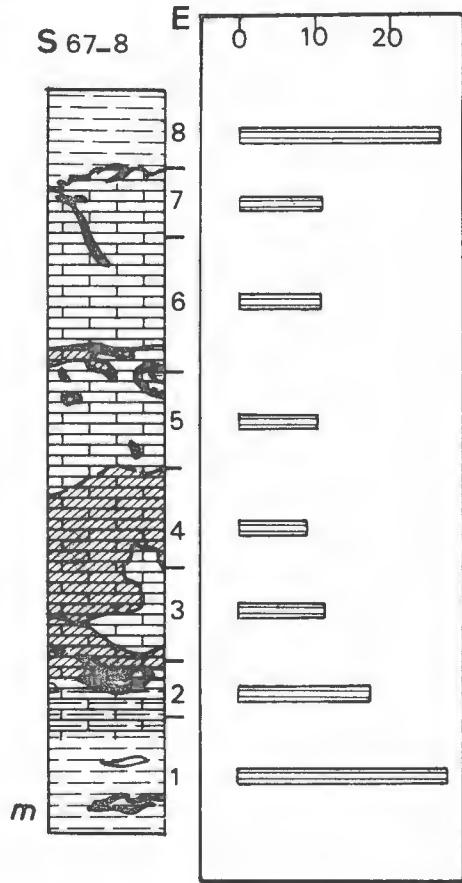
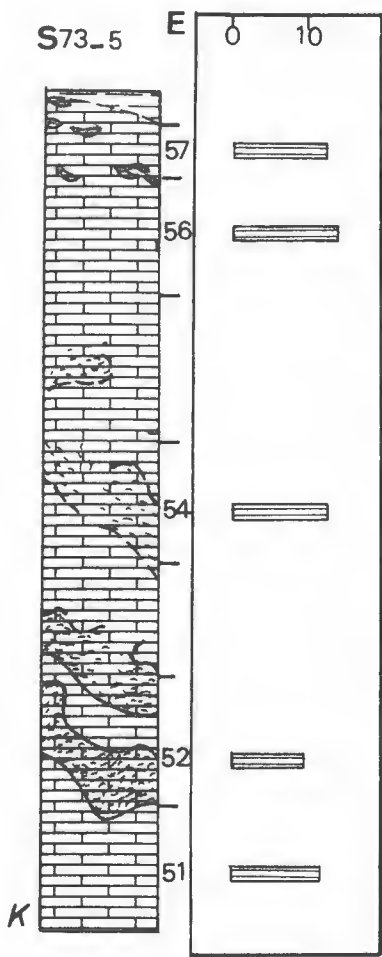
S69_4.3

E 0 10 20 30 40



f





2 - Le passage entre les marnes grises et le calcaire sus-jacent se fait, dans la plupart des cas (fig. 2-24-d-g-i-j-l-m-n), plus ou moins progressivement. Entre la base et le sommet du calcaire, la diminution de la teneur en insolubles est de l'ordre de 6 % ; trois cas sont à signaler ici :

- La teneur en insolubles du calcaire à bioturbation horizontale de type (6) au contact direct avec les marnes grises sus-jacentes (contact 2-a) est la plus faible (fig. 2-24-a-l-n).

- La teneur en insolubles du calcaire à bioturbation horizontale de type (6) intra-lithofaciès (contact 6-a) s'intègre parfaitement dans l'évolution de cette teneur dans les bancs de calcaire (fig. 2-24-l-m-n).

- La teneur en insolubles du calcaire au contact avec les marnes noires de bioturbation sus-jacentes (contact 3) accuse parfois une légère augmentation par rapport à sa diminution générale dans le banc de calcaire (fig. 2-24-d-i).

3 - Le passage entre le calcaire et les marnes sus-jacentes est brutal et correspond à une variation de teneur de l'ordre de 15-35 %.

Cependant, un passage brutal entre marnes grises et calcaire sus-jacent est, parfois observé (fig. 2-24-a-b-c).

III.- INTERPRETATION :

- Définition de la séquence du Calcaire à Gryphées :

Trois points essentiels peuvent être dégagés de l'étude des modalités de passage entre les différents lithofaciès et des variations de la teneur en insolubles :

- La bioturbation est fréquente au sommet des bancs et nodules de calcaire. Au contact d'un calcaire sus-jacent, les marnes ne présentent jamais ce phénomène. Donc, les conditions de sédimentation au sommet de calcaire sont plus favorables au développement de la bioturbation. Parallèlement, la teneur en insolubles devient la plus faible.

Cela veut dire qu'au sommet du calcaire, là où les insolubles sont à leur plus faible teneur, l'énergie de milieu de dépôt est devenue relativement la plus faible.

- Les marnes noires de bioturbation illustrent parfaitement le développement de la bioturbation quand le taux de sédimentation devient plus faible.

La formation d'une telle couche a été décrite par SEILACHER (1964) dans le Lias γ du Sud de l'Allemagne. Il a considéré que durant un temps

d'un retard à la sédimentation (taux de sédimentation plus faible qu'habituellement) les dépôts se trouvant au sommet sont repris par des terriers de nutrition formant une couche noire riche en matière organique. Le sommet du lithofaciès est envahi par des terriers en U et des chondrites. Après un intervalle de temps, la sédimentation reprend normalement à son rythme habituel et forme la partie supérieure du lithofaciès dans lequel il est inclus. Dans notre cas, ce phénomène de ralentissement de dépôt, bien qu'il soit rencontré aussi dans les marnes grises, suit fréquemment le sommet du calcaire tandis qu'il est très rarement observé à son contact basal. La teneur en insolubles légèrement plus élevée, dans le calcaire de contact, est due à la pénétration des marnes à cause du développement des chondrites de type (A).

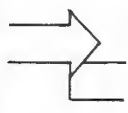
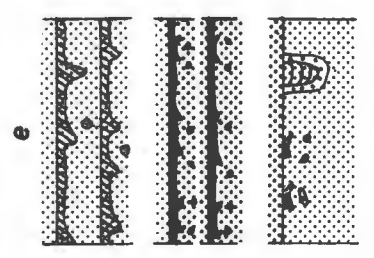
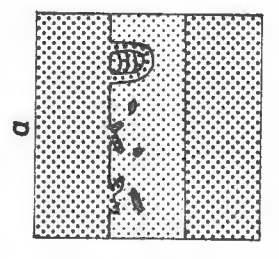
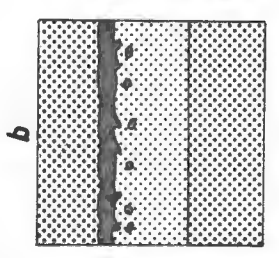
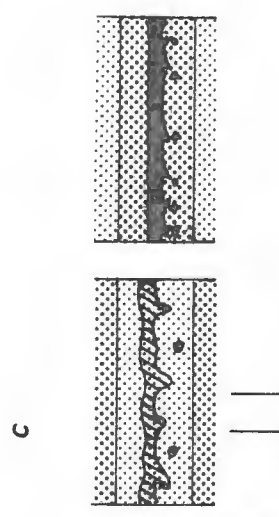
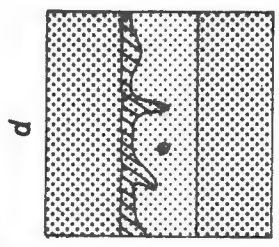
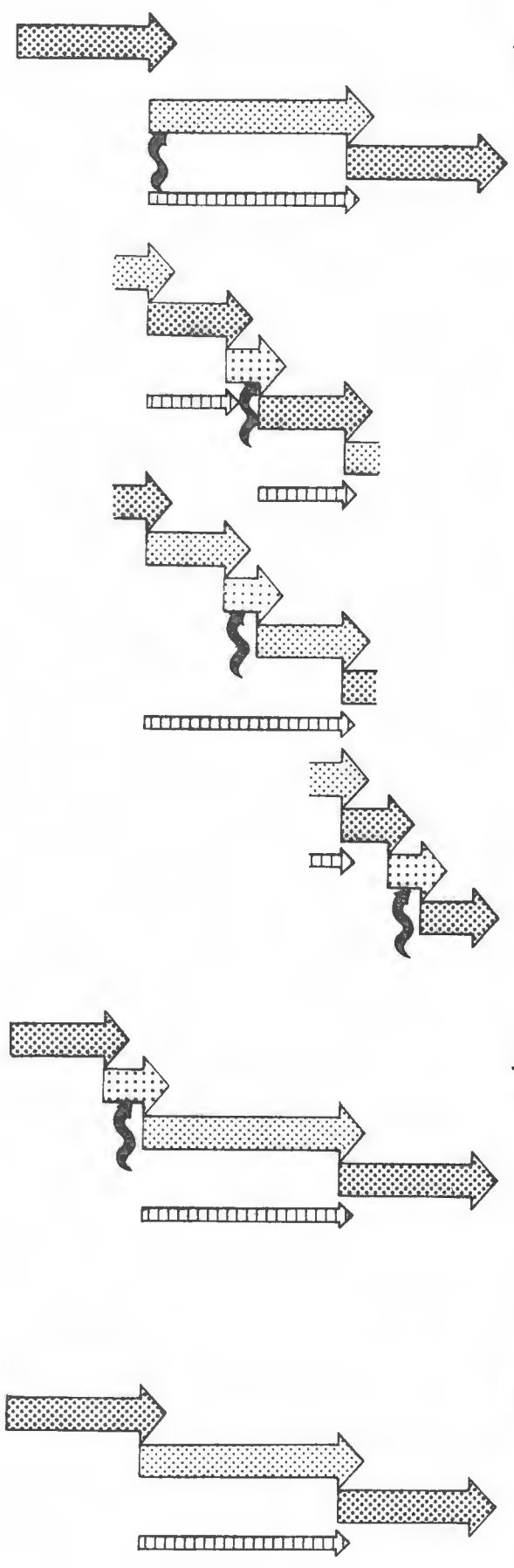
Le phénomène de ralentissement de dépôt est observé également à l'intérieur du calcaire où il est manifesté par la bioturbation horizontale (cf. ch. 2, interprétation). Ce ralentissement n'est accompagné par aucune interruption de la sédimentation car la teneur en insoluble ne présente aucune anomalie par rapport à celle de l'ensemble de calcaire.

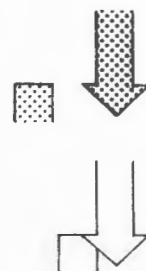
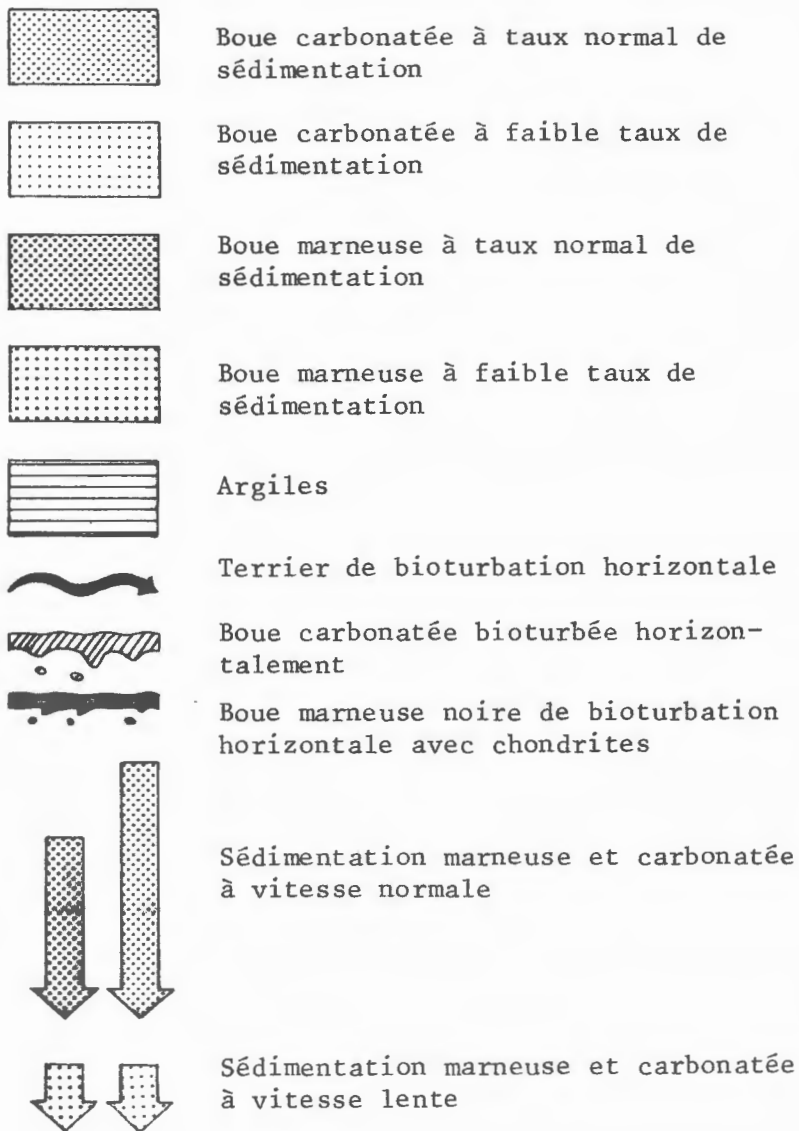
- Le fait que le calcaire à bioturbation horizontale au contact avec les marnes sus-jacentes possède la teneur la plus faible en insolubles suppose que durant la bioturbation du sommet de calcaire, la sédimentation marneuse a été absente. Dans ce cas, le sommet de calcaire correspond à un niveau d'arrêt de sédimentation.

Par conséquent, l'ensemble de ces points, en plus de la coupure mise en évidence par la variation de la teneur en insolubles entre le calcaire et les marnes sus-jacentes, nous permettent de placer la diastème au sommet du calcaire. Ainsi, la séquence du Calcaire à Gryphées de la région de Nancy est composée des marnes à la base et du calcaire au sommet. C'est une séquence de faible énergie ainsi que le montre l'interprétation par microfaciès (cf. ch. 1).

- Analyse de la séquence du Calcaire à Gryphées en terme de sédimentation :

Analysons en terme de sédimentation cette séquence. Tout d'abord, la présence de la bioturbation et sa polarité sont deux arguments décisifs de son origine sédimentaire (HALLAM, 1957, 1960, 1964, 1967). D'autre part, étant donné la parfaite ressemblance structurale et texturale de ces lithofaciès avec ceux du Lias bleu de l'Angleterre, nous pouvons considérer qu'elle s'est déposée suivant le même schéma proposé par HALLAM (1964, 1967) à savoir qu'originellement, une couche de boue argileuse plus carbonatée a succédé à une





Arrêt de sédimentation entre dépôt de boue carbonatée et marneuse.

Retour de la sédimentation normale avec érosion de dépôt sous-jacent.

Figure 2-25 - Schéma analysant en terme de sédimentation les processus de formation de la séquence du Calcaire à Gryphées.

a, b, c : Processus de formation de la séquence simple :

a : sans interruption ni ralentissement de dépôt

b : avec un retard à la sédimentation marneuse normale après la fin de dépôt des carbonates

c : avec un arrêt de sédimentation à la fin de dépôt des carbonates.

c, e : Processus de formation de la séquence à bioturbation interne ; la reprise de la sédimentation normale se fait sans (c) ou avec érosion (e) des dépôts sous-jacents.

couche de boue argileuse moins carbonatée et que pendant la diagenèse précoce la ségrégation des carbonates en bancs de calcaire s'est faite. Suivant le même auteur, l'aspect concrétionnaire et ellipsoïdal de quelques nodules passant latéralement à des bancs boudinés est un argument supportant l'accentuation secondaire du contraste produit par une variation primaire de sédimentation.

Le schéma de sédimentation que nous proposons ici (fig. 2-25) est différent de celui de HALLAM par sa polarité. Il permet d'analyser minutieusement le processus de sédimentation à l'intérieur de la séquence et de mieux comprendre l'évolution de la sédimentation du rythme tout entier. La séquence marnes-calcaire s'est, à notre avis, différencié suivant trois processus de sédimentation.

1 - Quand la succession entre marnes à la base, calcaire au sommet se fait continuellement sans aucun ralentissement de dépôt (absence de bioturbation horizontale interne) et que le passage aux marnes de la base de la séquence suivante se fait sans interruption (absence de bioturbation horizontale au sommet de calcaire) ou ralentissement de dépôt (absence de marnes noires de bioturbation) nous supposons que la vitesse et le taux de sédimentation marneuse et carbonatée restent inchangés et que la reprise de la sédimentation marneuse s'est faite aussi rapidement et par le taux normal ou habituel de sédimentation (fig. 2-25-a).

2 - Quand le passage du calcaire aux marnes de la base de la séquence suivante se fait par un ralentissement de dépôt (présence des marnes noires de bioturbation), nous supposons que la sédimentation marneuse a repris tout de suite après la fin de dépôt des carbonates mais avec un faible taux de sédimentation et une vitesse plus lente (fig. 2-25-b). La reprise de la sédimentation marneuse normale (taux et vitesse) s'est effectuée ensuite rapidement en érodant parfois même les marnes noires (fig. 2-15-e). Ce phénomène se répète à l'intérieur des marnes et se produit également dans le calcaire (bioturbation horizontale interne (fig. 2-25-c).

3 - Ce troisième processus correspond à un arrêt de sédimentation après la fin du dépôt des carbonates. La reprise de la sédimentation marneuse s'est faite, d'habitude à la même vitesse et le taux de sédimentation habituel (fig. 2-25-d).

Ces trois processus de sédimentation participent à la formation de ce que nous appelons séquences simples et séquences à bioturbation interne (fig. 2-26) :

1 - Séquence simple (fig. 2-26-a) :

C'est une superposition entre marnes à la base, calcaire au sommet sans aucune anomalie de sédimentation dans les deux termes. Le passage entre le calcaire et les marnes sus-jacentes se fait par un des trois processus de sédimentation mentionnés plus haut.

2 - Séquence à bioturbation interne (fig. 2-26-b) :

Quand l'évolution de la séquence simple est interrompue soit dans son terme de base ou son terme de sommet par un ralentissement de dépôt, la séquence simple est dite à bioturbation interne car elle est construite par une succession de couches des marnes et de couches du calcaire séparées les unes des autres par un hiatus de vitesse et de taux de sédimentation.

Une séquence peut être à bioturbation interne dans ces deux termes à la fois.

Le passage d'une séquence à bioturbation interne à un autre type de séquence se fait par un des trois processus de sédimentation comme pour la séquence simple.

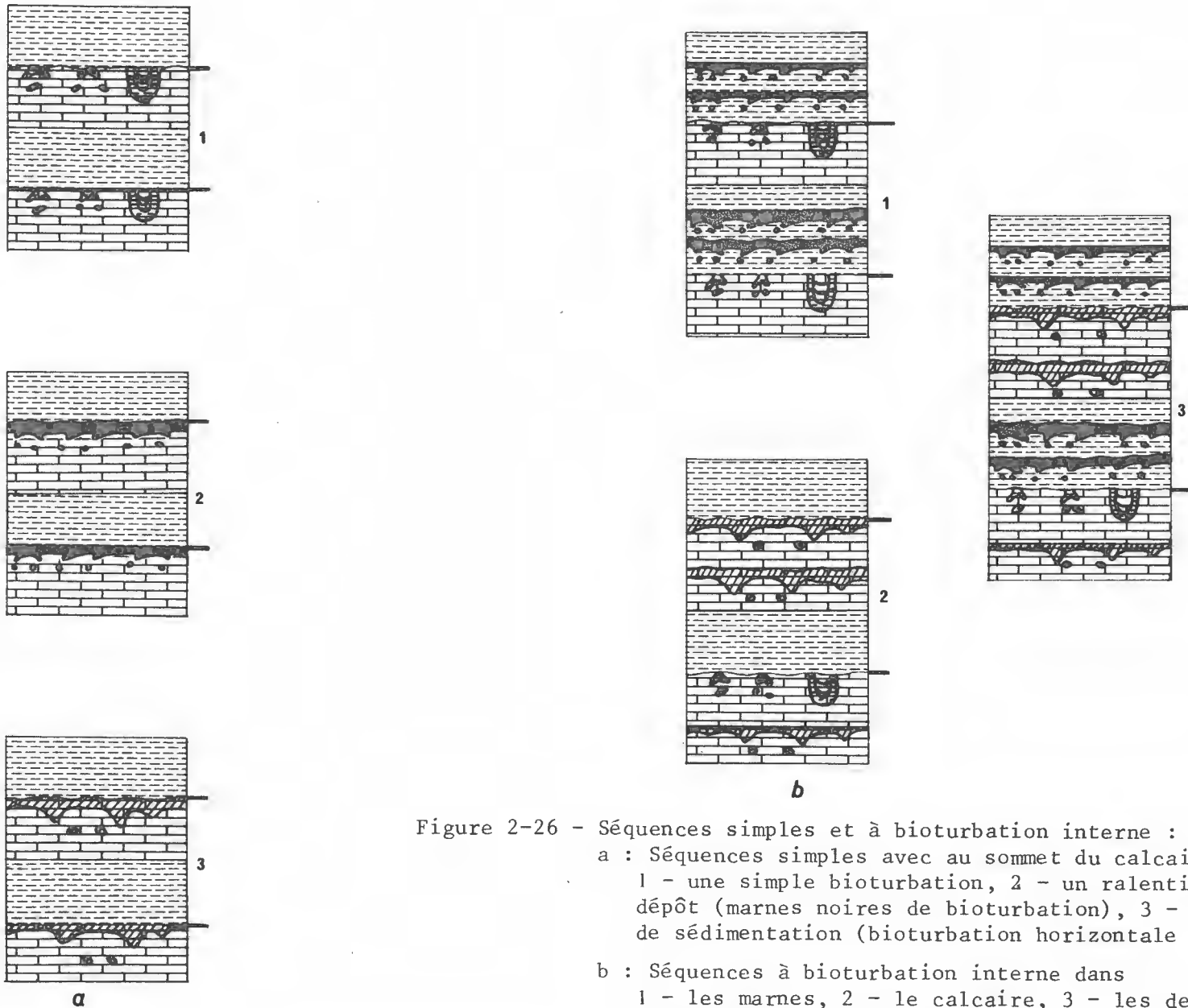


Figure 2-26 - Séquences simples et à bioturbation interne :

a : Séquences simples avec au sommet du calcaire,
 1 - une simple bioturbation, 2 - un ralentissement de dépôt (marnes noires de bioturbation), 3 - un arrêt de sédimentation (bioturbation horizontale du calcaire).

b : Séquences à bioturbation interne dans
 1 - les marnes, 2 - le calcaire, 3 - les deux termes ;
 le calcaire de 2 et 3 s'accompagne par un arrêt de sédimentation à son sommet.

QUATRIEME CHAPITRE

EVOLUTION ET GENESE DU RYHTME DE LA SEDIMENTATION
DU CALCAIRE A GRYPHEES DE LA REGION DE NANCY

- CHAPITRE IV -

EVOLUTION ET GENESE DU RYTHME DE LA SEDIMENTATION
DU CALCAIRE A GRYPHEES DE LA REGION DE NANCY

En vue de suivre l'évolution et par la suite envisager la genèse du rythme de la sédimentation du Calcaire à Gryphées de la région de Nancy nous avons rapporté sur les logs des planches 22-27 un certain nombre de colonnes concernant la bioturbation, les contacts entre les différents lithofaciès, les séquences et les accidents phosphatés. Sur le log de la carrière de Xeuilley deux autres colonnes ont été envisagées pour les bioclastes et les Gryphées.

La bioturbation est représentée par ses types décrits au deuxième chapitre (cf. fig. 2-6 à 2-17), sa fréquence et son orientation.

La présence de ces types à l'intérieur des lithofaciès est figurée par un bâtonnet vertical dont la longueur dépend de la profondeur du terrier ; la ligne horizontale marque son début.

Les contacts entre les différents lithofaciès décrits au troisième chapitre (cf. Fig. 2-18 à 2-23) sont envisagés d'une part entre le calcaire ou les marnes grises et les lithofaciès sus-jacents (rectangle plein) et d'autre part entre calcaire ou marnes grises et lithofaciès sous-jacents (rectangle vide).

Les deux types de séquences sont représentés. Celles-ci sont numérotées de bas en haut de chaque log.

Les accidents phosphatés ont été classés en nodules (N) et niveaux (P). Les Gryphées et les bioclastes sont représentés seulement par leur fréquence. Nous avons figuré sous forme de bâtonnets horizontaux à côté de la coupe de Xeuilley l'épaisseur maximum moyenne et minimum de chaque banc de calcaire, seules les deux premières mesures sont considérées dans le cas des nodules. Cependant, il est difficile en sondages de préciser, vu la morphologie des calcaires à l'affleurement, s'il s'agit de bancs ou de nodules. De ce fait, quand nous voyons un calcaire se biseauter sur la carotte, il pourrait s'agir d'une interruption dans un banc boudiné, de même pour les bancs où il pourrait s'agir de la partie centrale d'un nodule. Enfin, des niveaux de nodules, fréquents dans les marnes, peuvent échapper en sondages.

I.- ETUDE DE LA COUPE DE XEUILLEY ET DES SONDAGES DE LA NAVIGATION (pl. 22-27) :

Nous avons regroupé pour cause de corrélations l'étude de la coupe de Xeuilley et du sondage 73 se trouvant à l'Est du secteur étudié, et celle de la coupe du sondage 60 situé à l'Ouest (cf. fig. 2-1).

Dans cette étude, nous mentionnons les principales remarques qui peuvent être dégagées de la distribution de la bioturbation, des contacts entre les lithofaciès et des séquences enregistrées avec éventuellement d'autres observations d'ordre interprétatif. Pour plus de détails, nous prions le lecteur de revenir directement aux planches des coupes.

- Coupe de la carrière de Xeuilley et du sondage 73 (pl. 22, 23) :

- Bioclastes et Gryphées :

A Xeuilley, les bioclastes sont en proportion presque constante. Les Gryphées accusent, par contre, des variations de teneur et leur concentration se fait plus ou moins épisodiquement.

- Bioturbation :

A Xeuilley, les marnes sont altérées par oxydation des sulfures. Les marnes grises sont devenues ainsi jaunâtres. Par cette oxydation la plupart des traces fossiles sont effacées sauf dans de rares cas où les marnes ne sont pas complètement altérées. Au sondage, ce phénomène ne se rencontre pas et la bioturbation a été suivie parfaitement.

La bioturbation est généralement fréquente dans les bancs et nodules de calcaire rapprochés (base et sommet de la carrière de Xeuilley) et la plus fréquente dans les nodules. Elle est bien plus faible dans les calcaires séparés par des épaisses couches de marnes grises.

Elle est représentée surtout par l'arrangement des bioclastes (type 10), par des terriers de type (4-b) qui sont fréquents à la base et au sommet des deux coupes, et par des chondrites qui sont surtout très fréquents au sommet de la carrière de Xeuilley et notamment dans les nodules. Des terriers de type (9) sont également présents tandis que ceux de type (6) sont fréquents à la base des deux coupes.

La bioturbation des marnes n'est pas bien différenciée car elle est représentée par des traces noires de type (B) et par quelques terriers de type (1).

- Contacts entre les lithofaciès :

Les contacts entre calcaire et marnes grises sus-jacentes de types (1), (2-b) et (2-c) sont fréquents tandis que celui de type (2-a) n'est rencontré qu'à la base des deux coupes. Le contact de type (3-a) caractérise quelques bancs du sondage seulement.

Les contacts intra-lithofaciès de type (6) sont trouvés à la base des deux coupes là où le contact de type (2-a) est signalé, tandis que celui de type (3-a) ne s'observe que dans quelques couches de marnes grises du sondage.

- Séquences :

Les séquences simples, qui forment d'ailleurs la plupart de celles de la coupe de Xeuilley, n'accusent aucune anomalie de sédimentation à leur passage à la séquence suivante sauf à la base de la coupe de Xeuilley (séquences 2, 4, 6, 7) où un arrêt de sédimentation est enregistré au sommet des bancs mais aussi d'un nodule de calcaire ce qui confirme solidement son origine primaire.

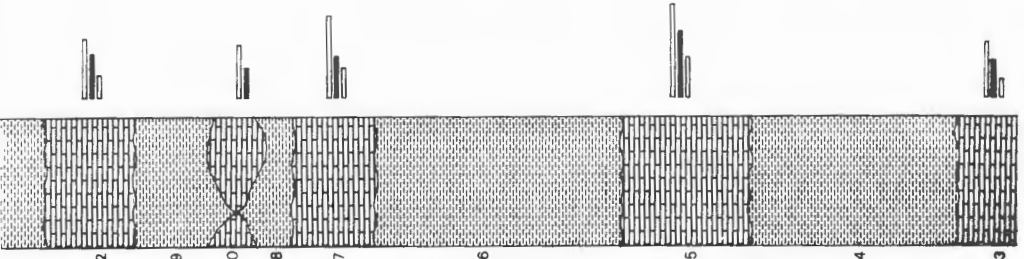
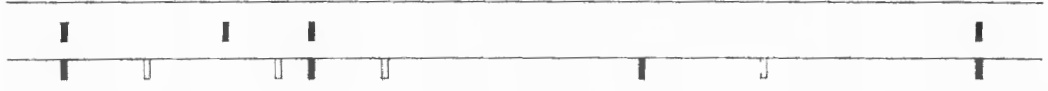
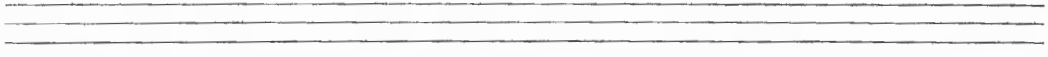
Les séquences à bioturbation interne sont rencontrées surtout dans le sondage et rarement à Xeuilley. Elles sont dues à un ralentissement de dépôt de la sédimentation marneuse, ce qui est fréquent, ou de la sédimentation carbonatée accompagnée (séquences 1, 3 : sondage ; 3 : Xeuilley) ou non (séquences 1 : Xeuilley ; 2 : sondage) d'un arrêt de sédimentation au sommet du calcaire, ou des deux à la fois, ce qui est très rare (séquence 5 : sondage). Dans ce dernier cas, le ralentissement de dépôt est accompagné, au sommet du calcaire par un arrêt de sédimentation suivi d'un ralentissement de dépôt de la sédimentation marneuse.

Un fait important à signaler est l'indépendance du phénomène de ralentissement de dépôt de la sédimentation marneuse par rapport à l'épaisseur des couches de marnes grises.

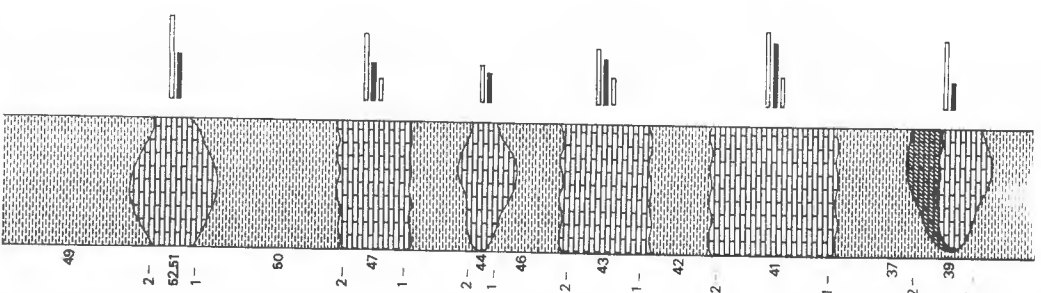
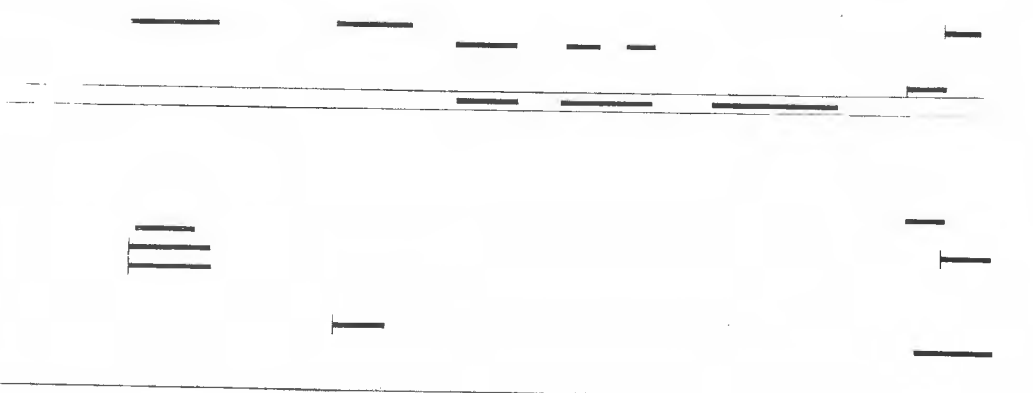
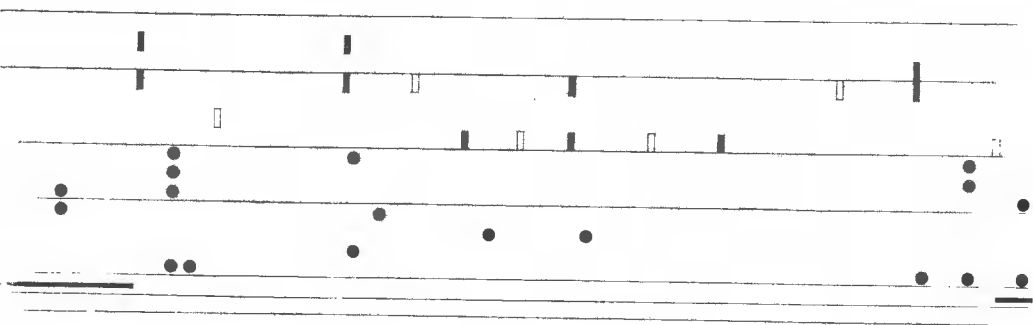
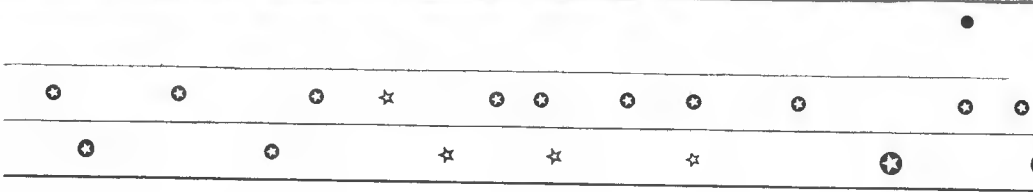
- Evolution des séquences à l'échelle de la formation (pl. 22, 23):

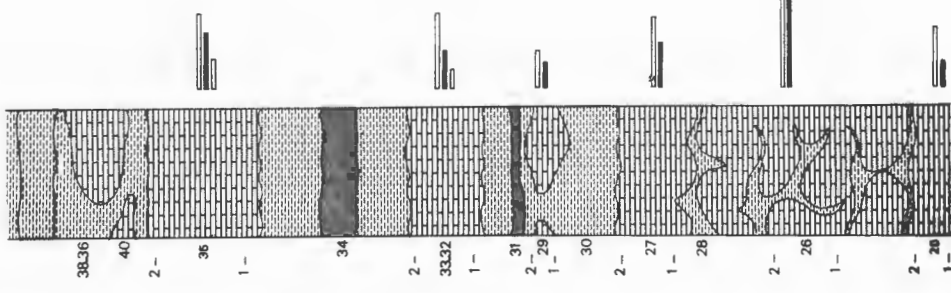
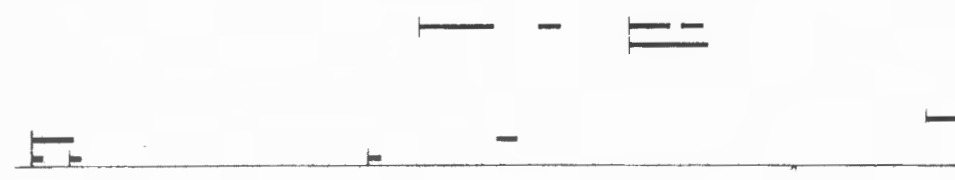
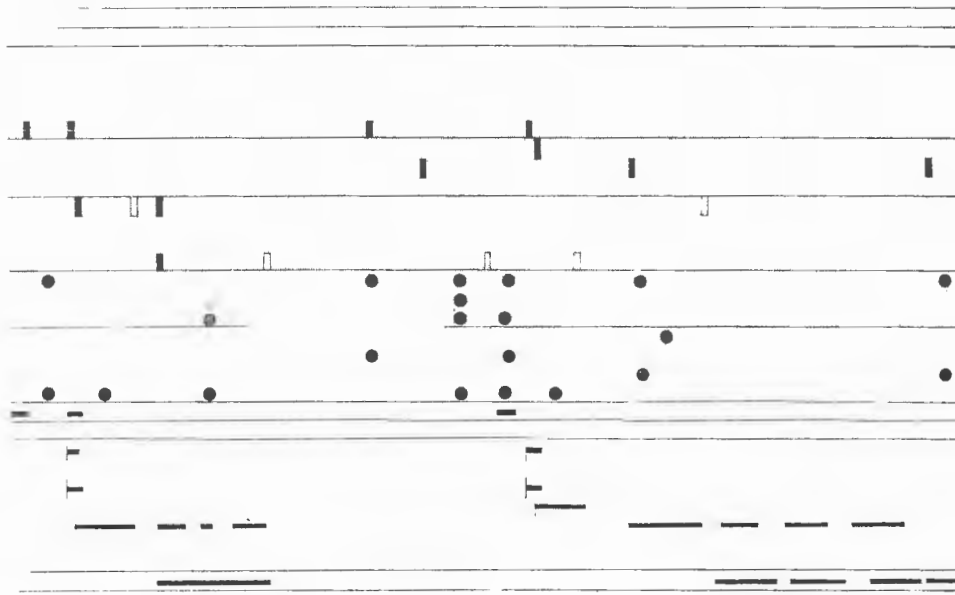
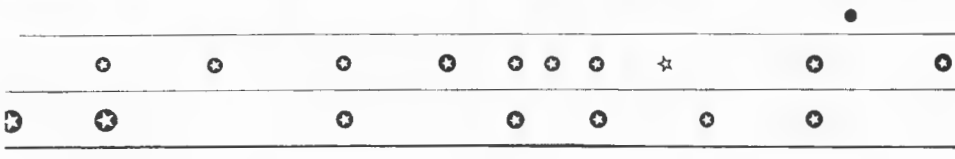
Dans les sondages la distribution des séquences à bioturbation interne et simples permet une subdivision en 5 méga-rythmes (fig. 2-27).

Chaque méga-rythme est composé de séquences à bioturbation interne à la base et simples au sommet ; ces dernières étant de plus faible épaisseur. Dans le cas où le sommet du méga-rythme est occupé par plusieurs séquences simples, la dernière séquence possède l'épaisseur la plus faible (fig. 2-27, méga-rythmes 1, 2, 5).

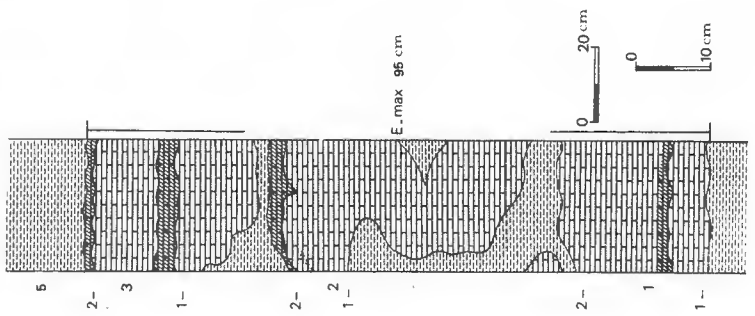
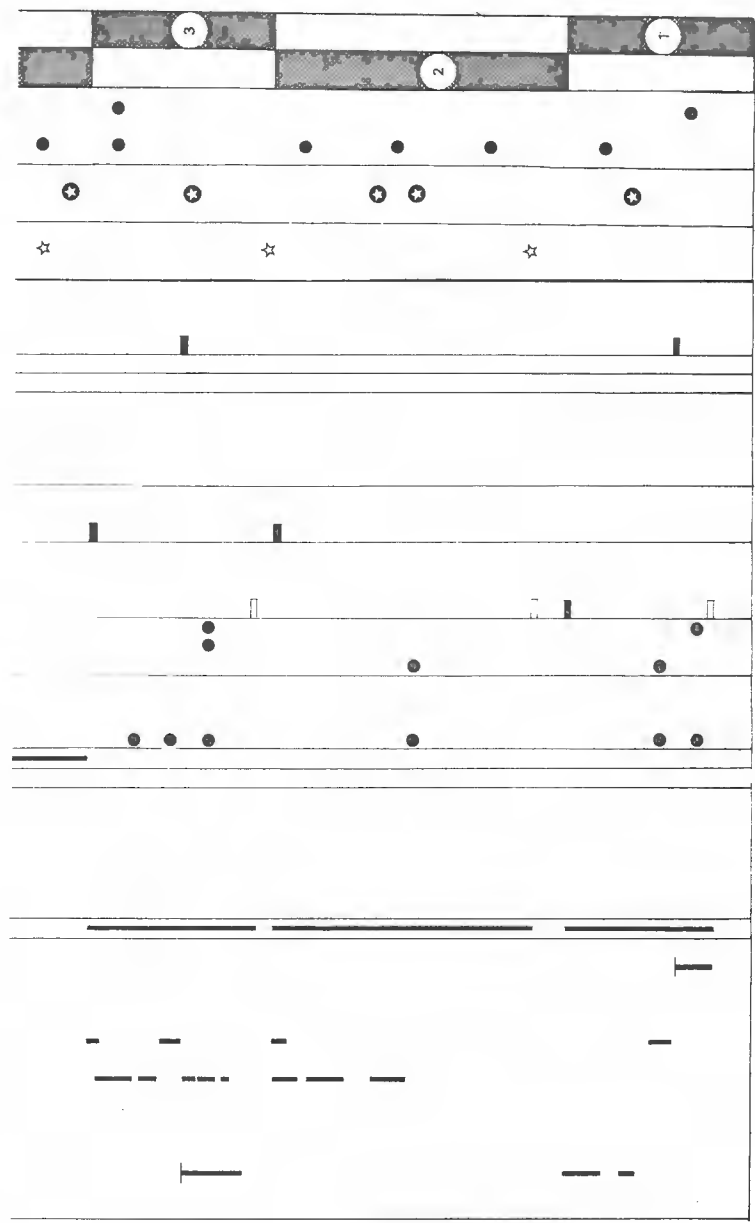


2 - 64.53.62 1 - 59 60 58 57 56 3 - 2-56 1 - 54 2 - 63





38.36
40
2-
36
1-
34
2-
33.02
1-
31
2-
29
1-
30
2-
27
1-
28
2-
26
1-
2-
28
1-



Le sommet du sondage est occupé par trois séquences à bioturbation interne. Cette rythmicité n'a pas pu être vérifiée à Xeuilley. Est-ce dû à l'altération des marnes ou à l'inexistence d'une telle relation ? c'est difficile à savoir.

- Corrélation (fig. 2-27) :

Les deux principaux arguments permettant cette corrélation sont le microfaciès particulier (biomicrosparite à Gastéropodes et éléments d'oxydes de fer) (cf. pl. 19, photo. 1, 2, 3) des calcaires des séquences 1, 2, 3 des deux coupes, jamais rencontré ailleurs, et la présence au sommet de ces mêmes calcaires de fréquents arrêts de sédimentation confirmant ainsi notre hypothèse concernant ce microfaciès, à savoir un arrêt de sédimentation régional (cf. ch. 1, microfaciès du calcaire).

D'autre part, le groupement des Gryphées dans des couches marneuses se trouvant plus ou moins à la même distance de la séquence 3, la fréquence des nodules phosphatés à la base des deux coupes, la fréquence des terriers de type (4-b), la faible présence des marnes noires de bioturbation et la présence des terriers de types (9) et (B) sont des raisons supplémentaires permettant cette corrélation.

Cette corrélation intéresse seulement les séquences 1, 2, 3 des deux coupes, 19 (sondage) et 20, 21, 22 (Xeuilley) dont les Gryphées sont très groupées dans les marnes.

Entre ces deux niveaux, le nombre de bancs de calcaire, y compris les nodules de Xeuilley, reste le même.

Les séquences 23, 24, 25 de Xeuilley et 20, 21 du sondage peuvent se corréler à cause de la faible épaisseur de leurs couches marneuses par rapport à celle des séquences de dessus.

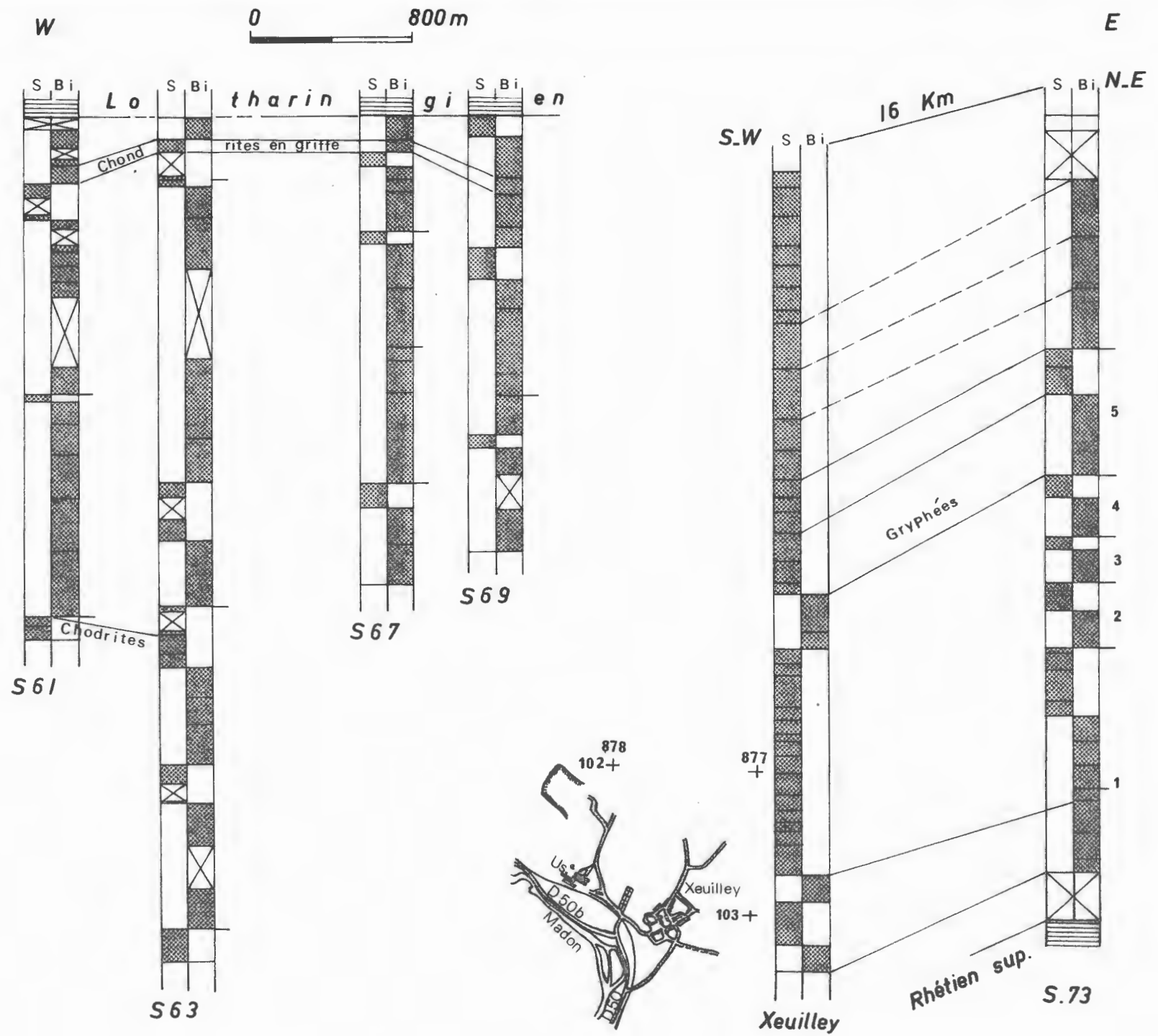
- Sondages 69, 67, 63 et 61 (pl. 24-27) :

Les sondages 69, 67 sont les plus continus tandis que les sondages 63, 61 montrent plusieurs lacunes d'observation dues d'une part à l'échantillonnage par Fondasol et d'autre part, à l'absence de quelques carottes.

- Bioturbation :

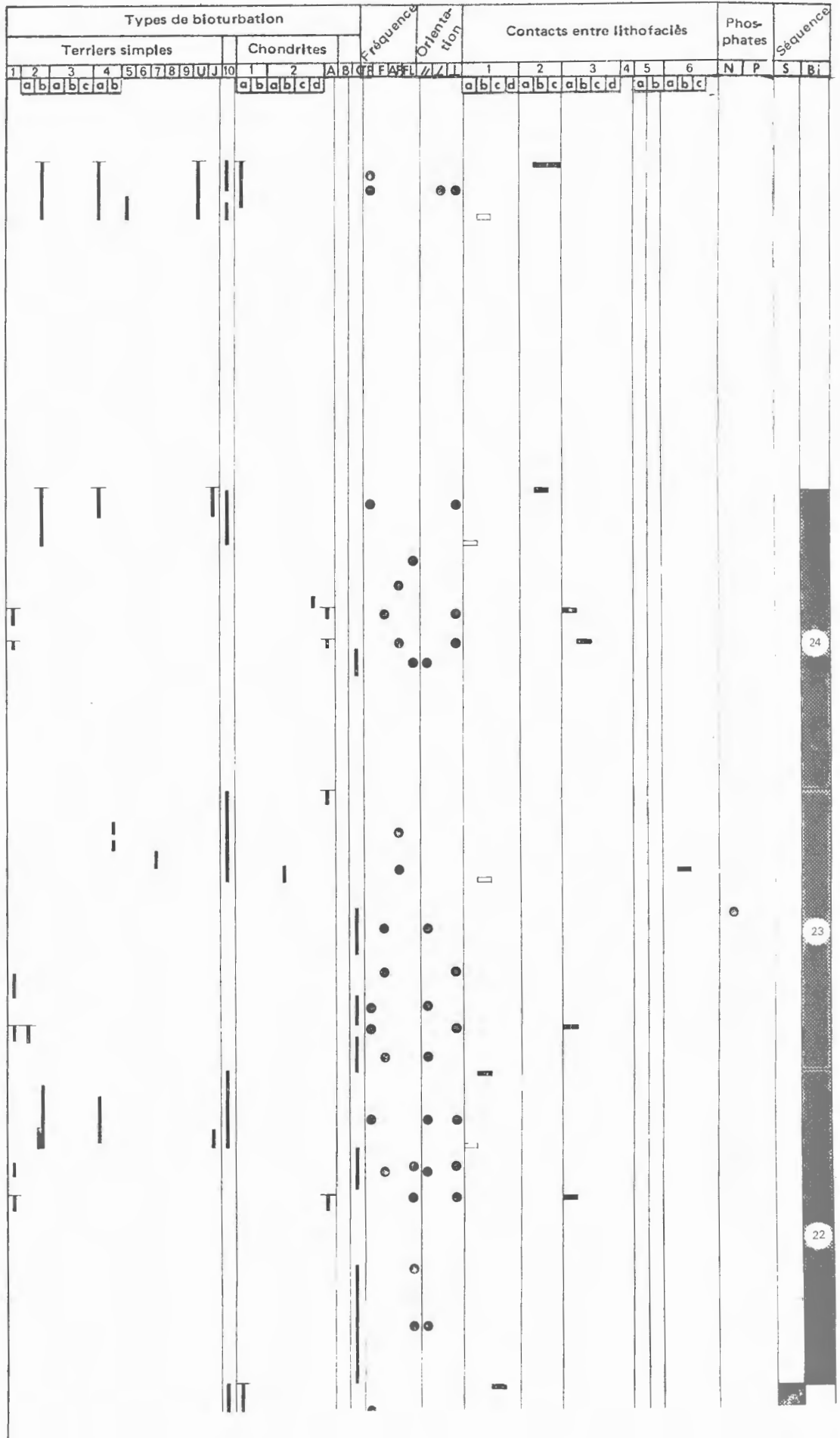
La bioturbation dans le calcaire est présentée essentiellement par des terriers de type (4-a), (2-b) et (5). Des terriers en U à grand rayon en profondeur caractérisent les bancs du sommet des sondages. Ces bancs, riches en bioclastes, sont tellement bioturbés qu'il est difficile de savoir

Figure 2-27 -
Schéma de corrélation
entre les coupes étudiées.



Morceaux 73

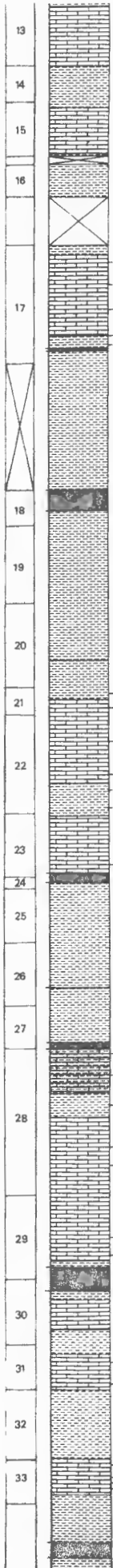
Profondeur



24

23

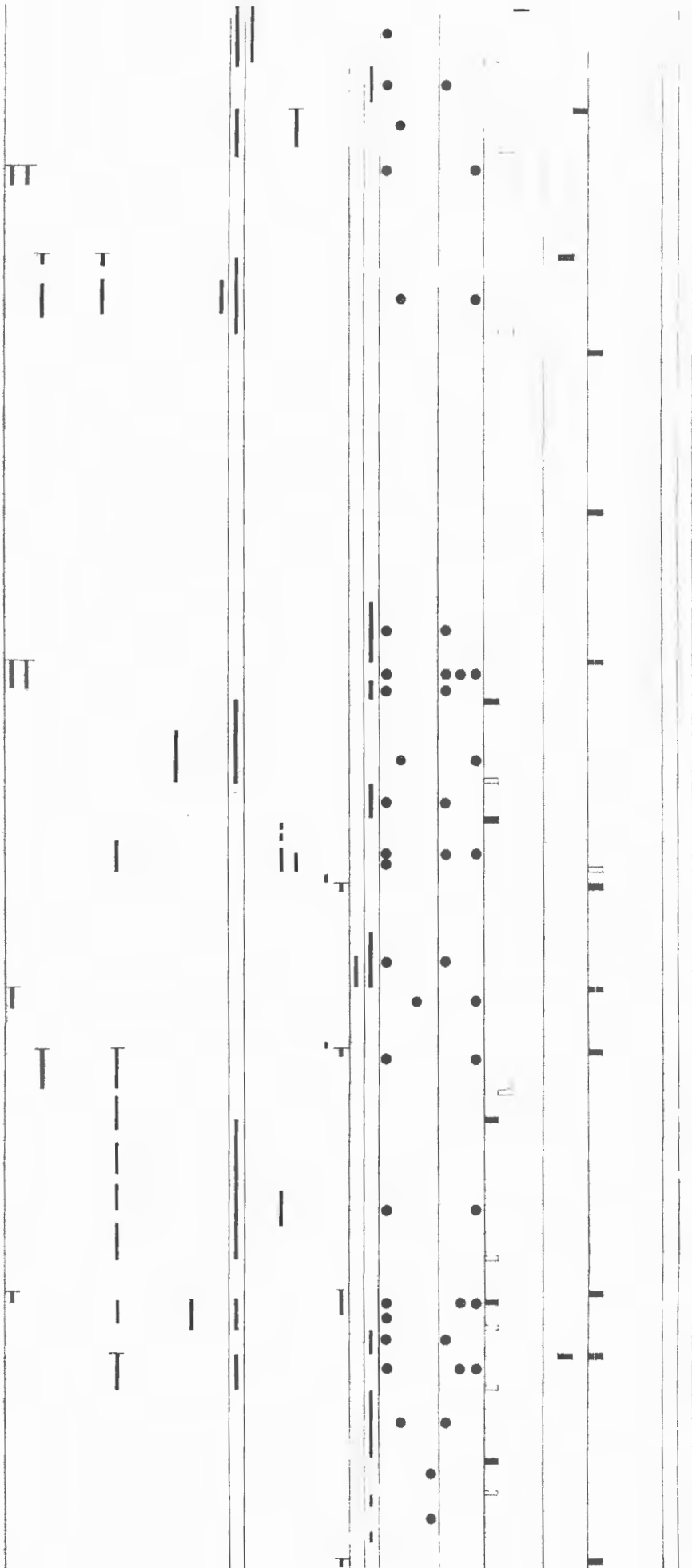
22



Gryphées
Gryphées

Gryphées

nodulic



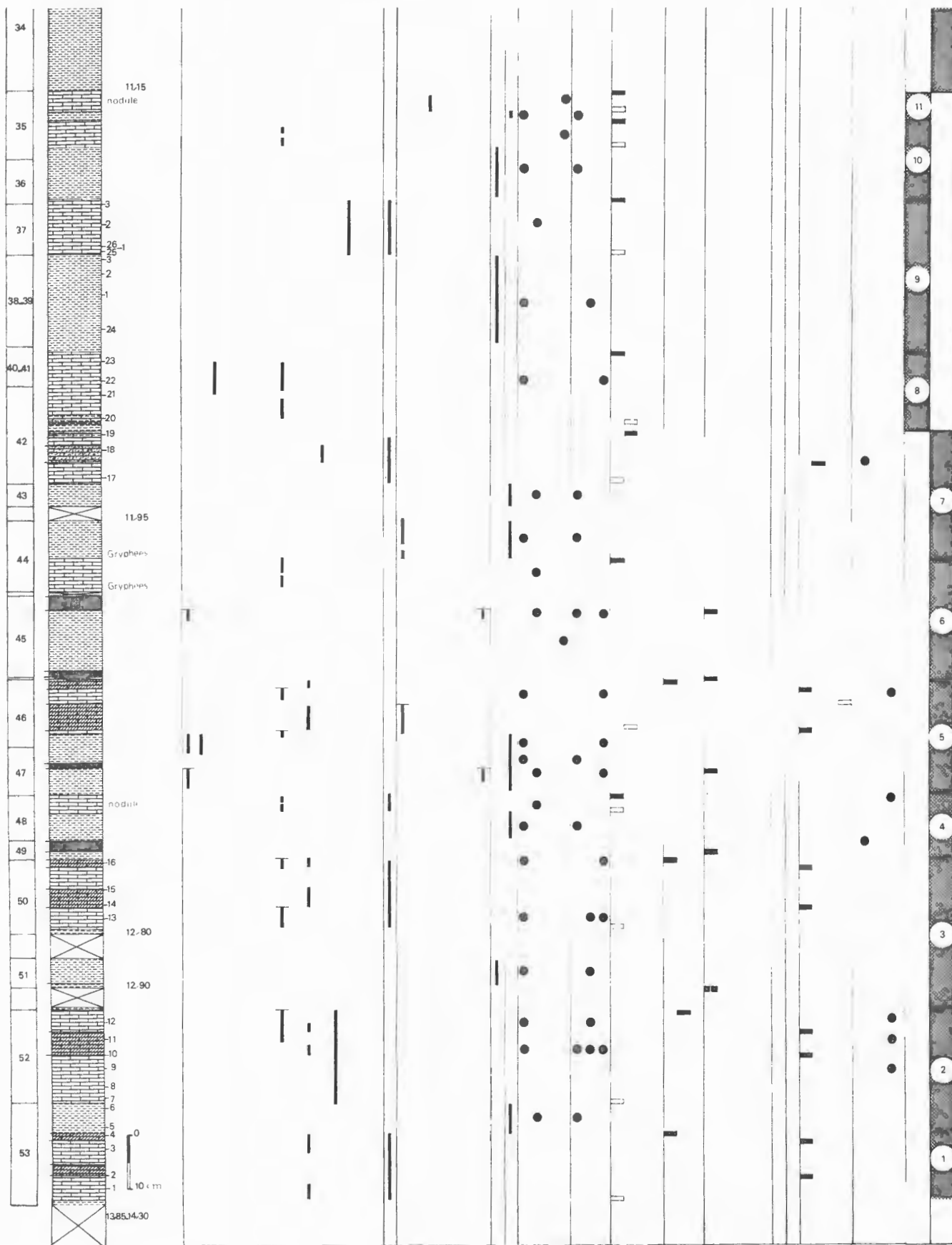


PLANCHE 24

Sondage 69

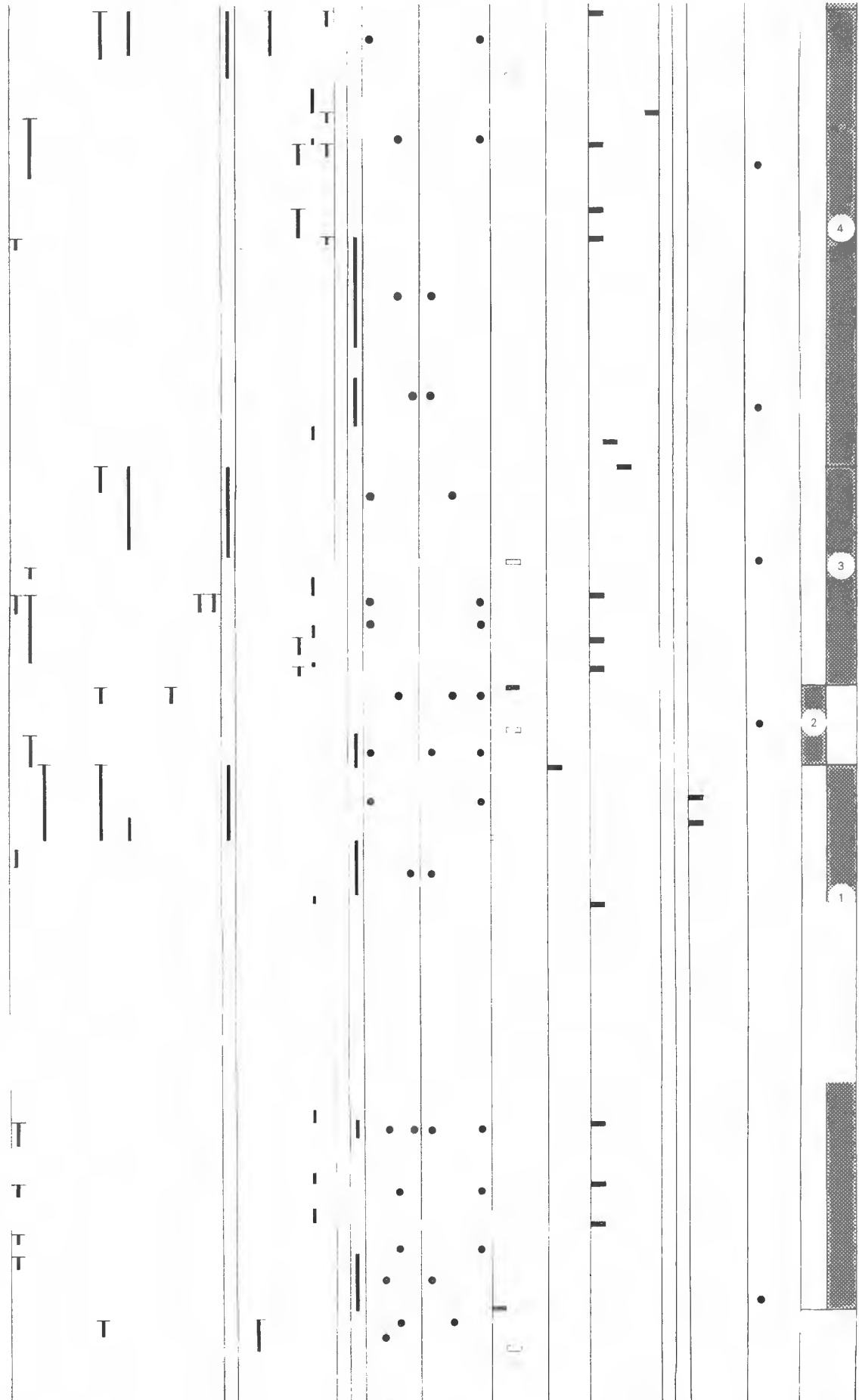
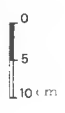
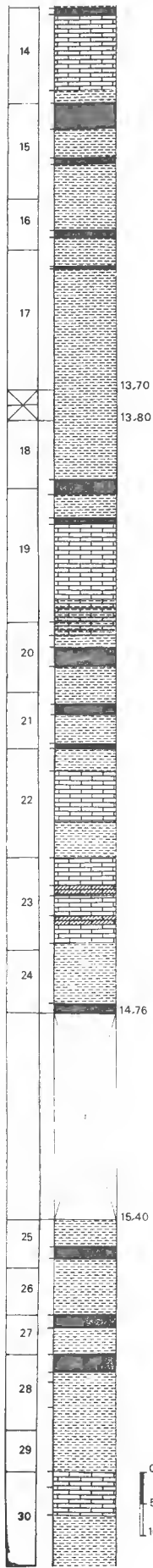


PLANCHE 25
Sondage 67

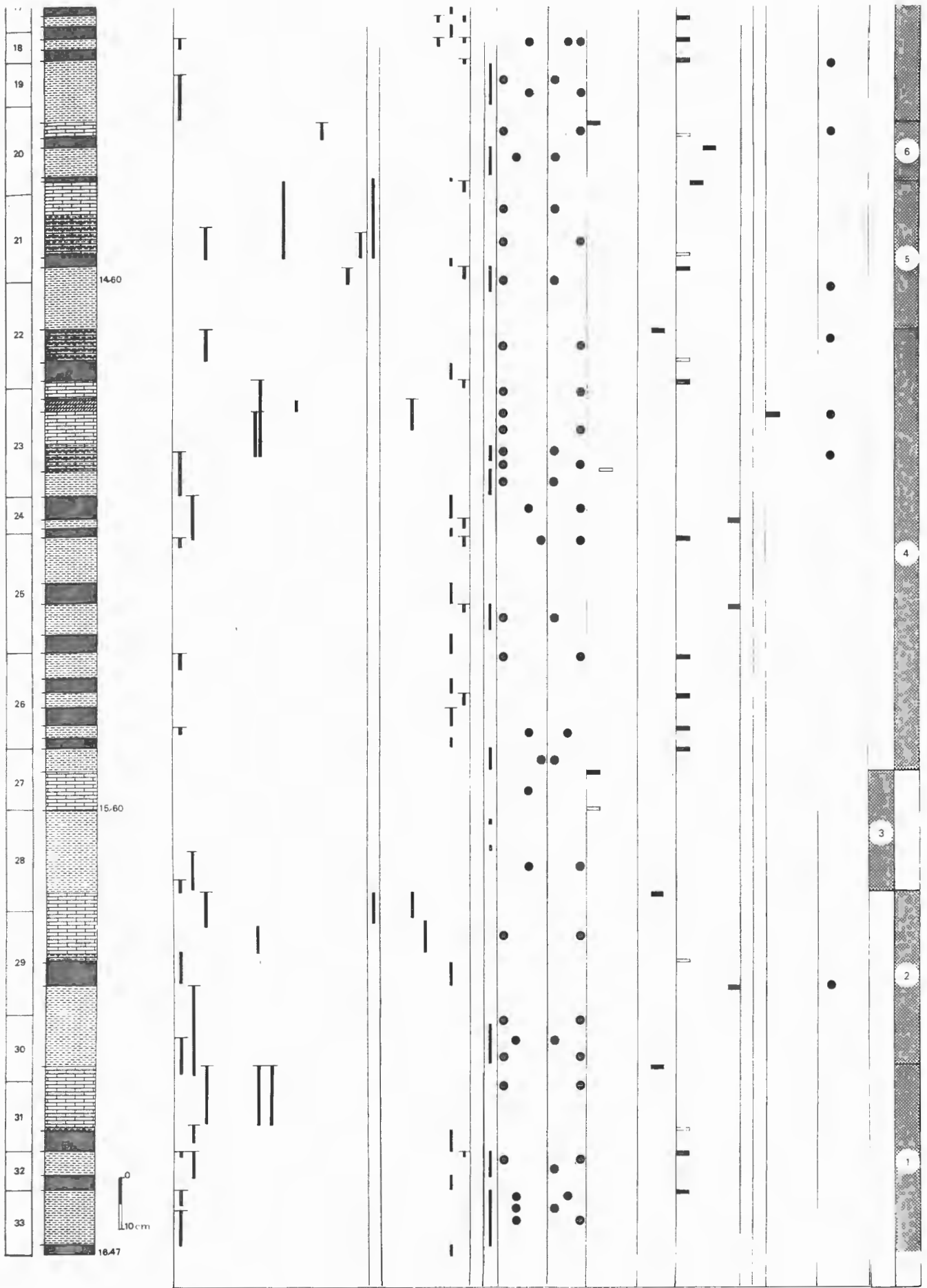
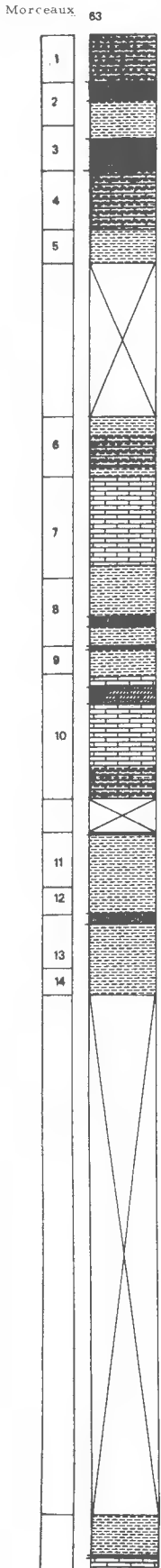
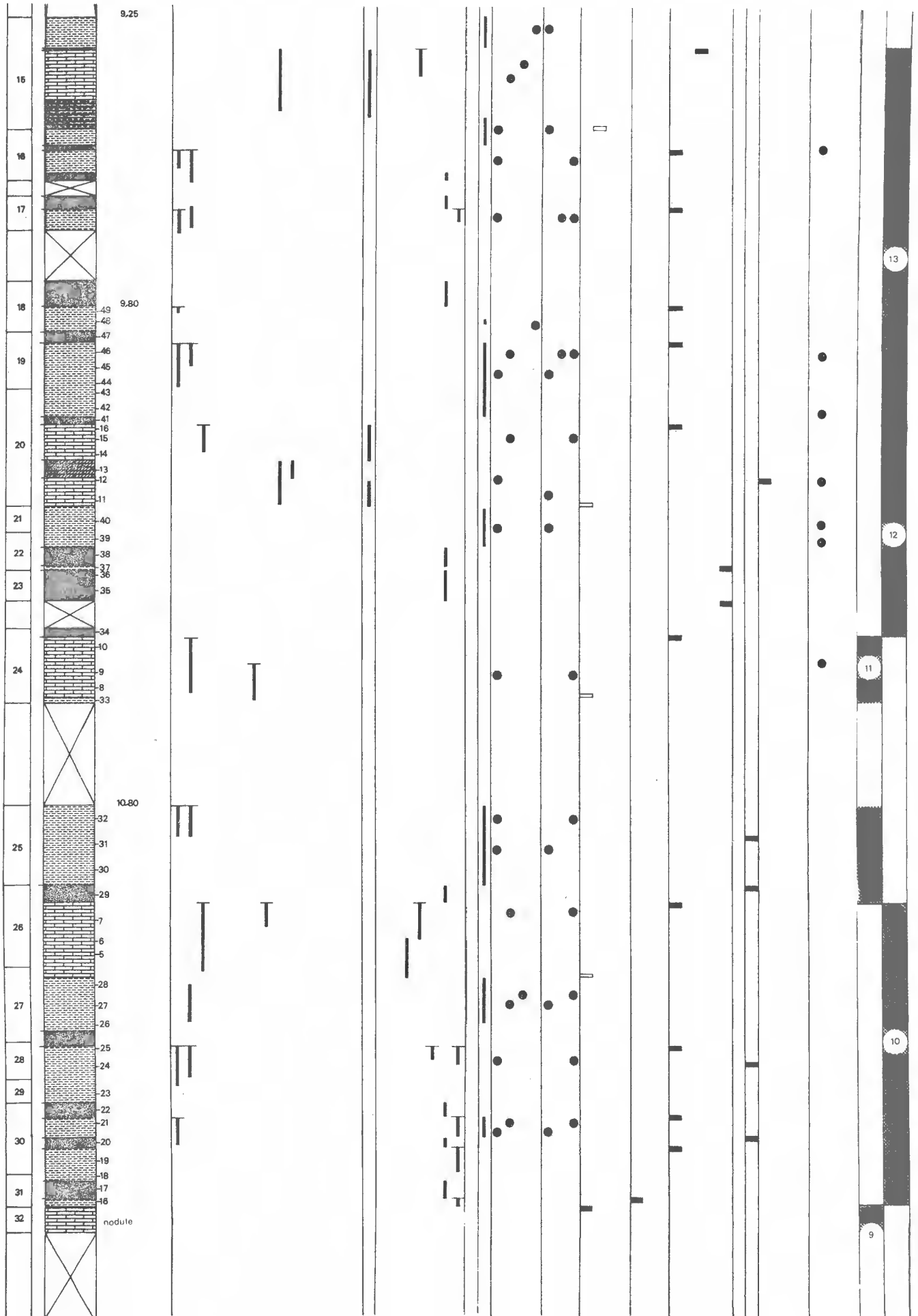
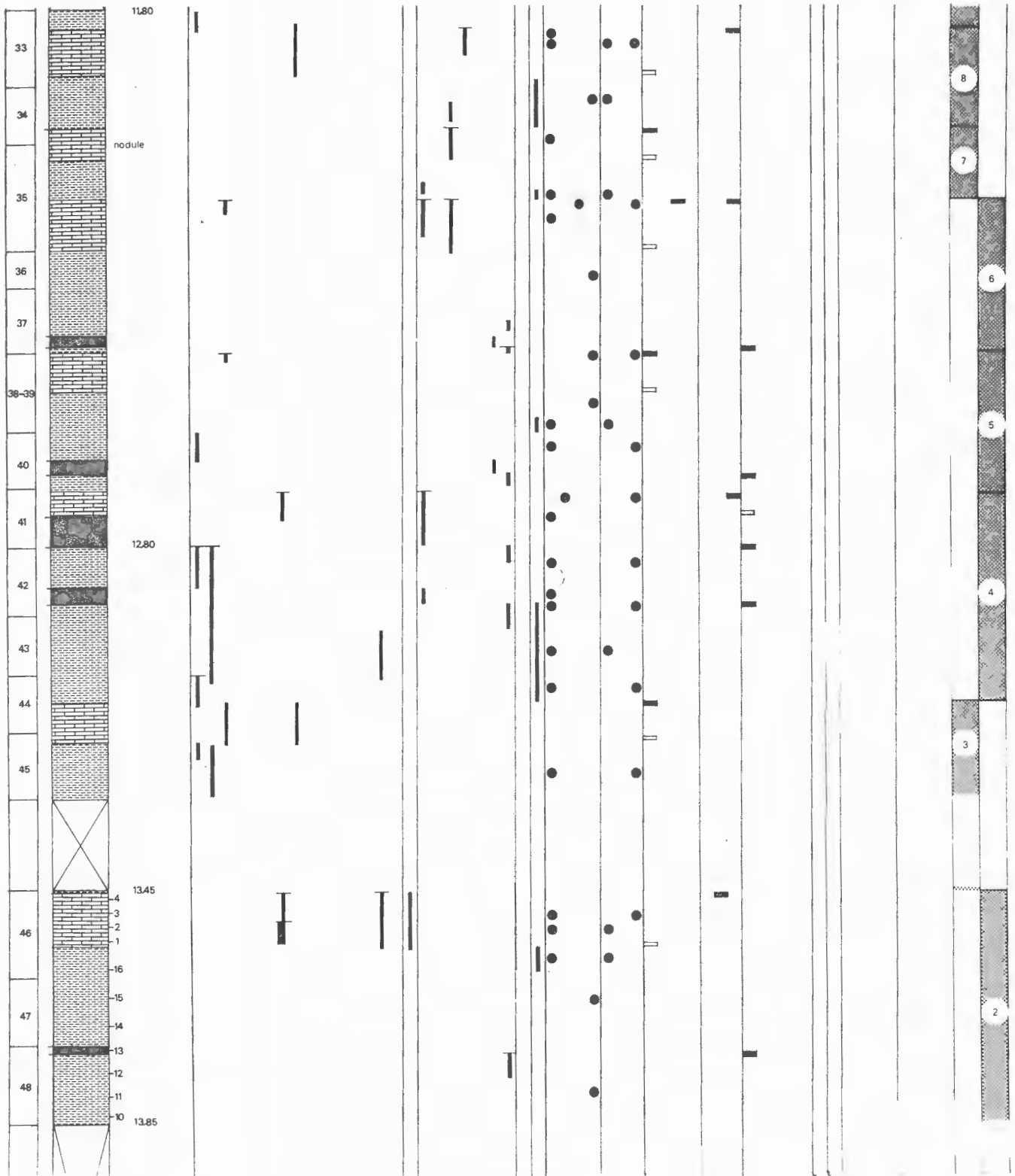


PLANCHE 26
Sondage 63



| Types de bioturbation | | | | | | | | | | Fréquence | Orientation | Contacts entre lithofaciès | | | | | | Phosphates | | Séquence | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|----|---|----|---|------------|---|---|---|---|-----------|-------------|----------------------------|---|---|---|---|---|------------|---|----------|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|--|--|--|--|--|--|--|--|
| Terriers simples | | | | | Chondrites | | | | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | N | P | S | Bi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | U | J | 10 | 1 | 2 | A | B | C | D | F | G | H | I | J | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| a | b | a | b | c | a | b | | | | | | a | b | a | b | c | d | | | | | | a | b | c | d | a | b | c | d | a | b | a | b | c | d | | | | | | | | |
| | T | | II | | | | | | | | | | T | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | | T | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | II | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | | T | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | | | T | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 12 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 13 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |





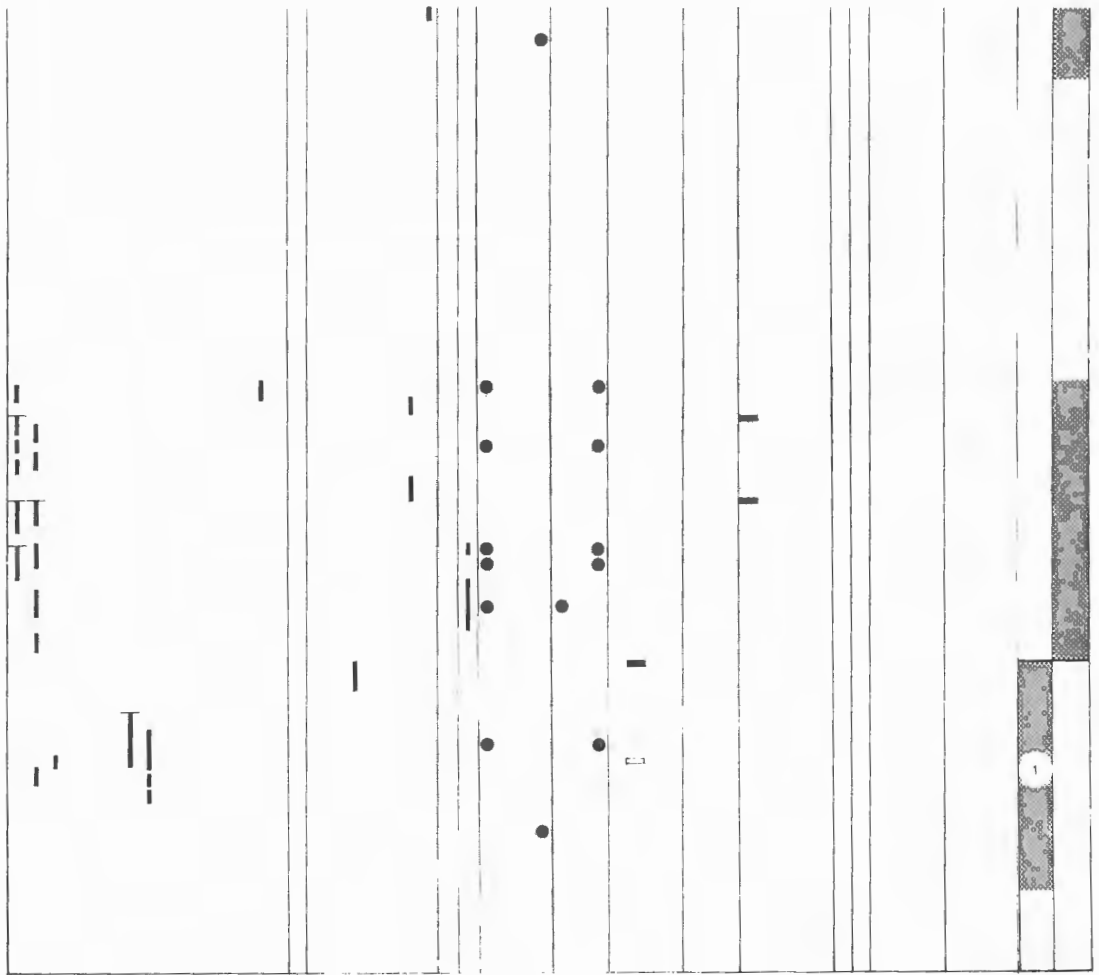
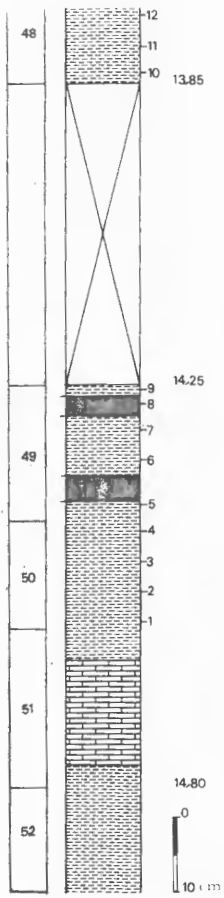
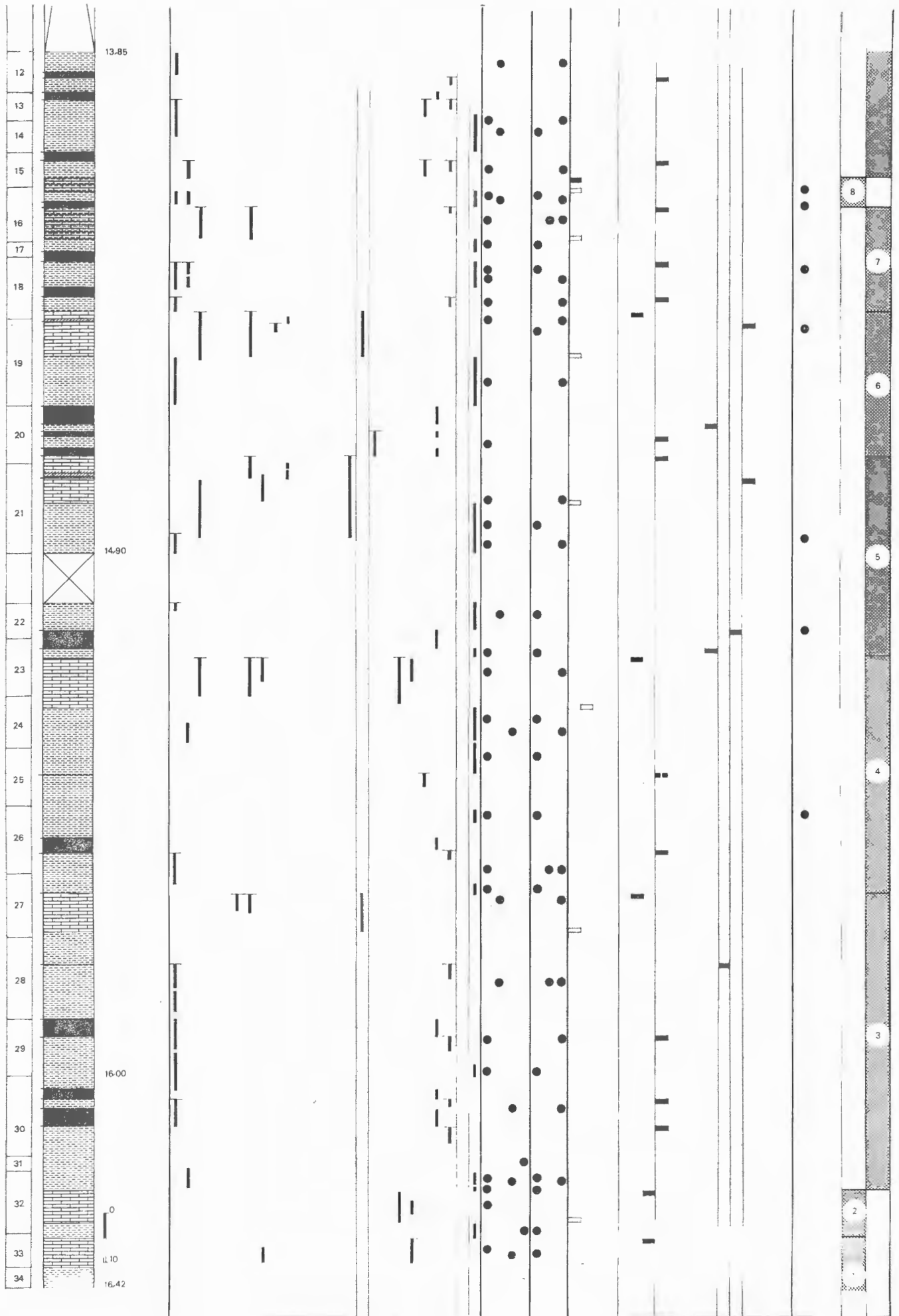


PLANCHE 27
Sondage 61



exactement s'il s'agit du calcaire ou du calcaire marneux. La teneur en insolubles de l'un d'eux a donné une valeur de 20 % ce qui correspond à la teneur extrême pour le calcaire en général. La bioturbation horizontale du calcaire est présente dans tous les sondages.

Les chondrites sont surtout de type (A) et en griffe (2-c). Les autres types sont peu fréquents. Cependant, ils caractérisent quelques bancs de calcaire des sondages 61 et 63 où ils sont le seul agent de bioturbation.

La présence des terriers simples en général, et l'arrangement des bioclastes (type 10) sont beaucoup moins fréquents que dans le sondage 73 et la carrière de Xeuilley.

Dans les marnes, la bioturbation est représentée par des traces noires horizontales (type C), fréquentes dans les couches épaisses, et par des terriers verticaux de types (1) et (2-a). Ces derniers sont le plus souvent de faible profondeur et rattachés à des couches de marnes noires. Cependant, ils atteignent une grande profondeur dans les couches fortement bioturbées. Une rythmicité est établie entre bioturbation moins fréquente et fréquente ce qui a permis de diviser les sondages en un certain nombre d'unités de bioturbation ; 2 pour les sondages 69 et 63; 3 pour le sondage 61 ; 4 pour 67.

La bioturbation est la moins fréquente à la base de chaque unité où les couches marneuses sont les plus épaisses et la plus fréquente au sommet où la teneur en calcaire est élevée par rapport aux marnes. Elle est également plus fréquente dans les dépôts des unités supérieures que dans ceux des unités inférieures et de loin la plus élevée au sommet des sondages où la teneur en calcaire est la plus élevée.

- Contacts entre les lithofaciès :

Les contacts entre les marnes et le calcaire sus-jacent sont presque toujours de type (1) sauf dans de rares cas où ils sont de type (3-a).

Entre le calcaire et les marnes grises sus-jacentes, les contacts les plus fréquents sont de type (3-a). Les autres types sont généralement peu représentés sauf le contact (2), plutôt fréquent dans le sondage 69. D'autre part, le contact de type (3-d) caractérise les dépôts des sondages 69 et 67.

Dans les marnes, les contacts intra-lithofaciès sont de type (3-a) et moins fréquemment de type (4). Dans le calcaire, ils sont de type (6-a) et parfois de type (6-c).

- Séquences :

La plupart des séquences rencontrées sont à bioturbation interne. Elles sont dues, pour l'essentiel, à un ralentissement de dépôt des marnes qui peut suivre également ou non le dépôt de calcaire de ces mêmes séquences. Les séquences à bioturbation interne dans les deux termes sont observées une fois ou deux dans chaque sondage où la sédimentation du calcaire n'a été affectée qu'une seule fois par le ralentissement. Dans un cas (séquence 10, sondage 67), deux niveaux bioturbés horizontalement sont trouvés dont le dernier est érodé.

Le passage de ces séquences aux suivantes se fait ou non par un ralentissement de dépôt des marnes mais il n'est jamais accompagné par un arrêt de sédimentation.

Les séquences simples observées n'accusent aucune anomalie de sédimentation à leur passage aux séquences suivantes.

- Evolution des séquences à l'échelle de la formation (pl.

24-27) (Fig. 2-27) :

Comme pour la carrière de Xeuilley et le sondage 73, les séquences à bioturbation interne et simples se distribuent suivant des méga-rythmes dont le sommet est occupé par des séquences simples. Celles-ci sont de faible épaisseur par rapport aux autres. D'autre part, la première séquence de la base du méga-rythme est assez souvent à bioturbation interne dans les deux termes (sondages 69 et 67). Parfois, cette rythmicité devient confuse à cause des fréquentes lacunes d'observation tandis que pour d'autres, la séquence à bioturbation interne la plus épaisse ne concorde pas avec la base du méga-rythme (sondage 69). Dans ce cas, nous avons préféré mettre la base du méga-rythme à la base de la séquence la plus épaisse ce qui est davantage corrélé avec la distribution des unités de bioturbation qui vont de paire avec les méga-rythmes.

Par conséquent, la bioturbation de dépôt de chaque méga-rythme devient de bas en haut de plus en plus importante.

A l'échelle de toute la formation les dépôts du dernier méga-rythme sont les plus bioturbés et leur teneur en calcaire est la plus élevée. Ils sont accompagnés également par des nodules de phosphates.

D'autre part, le calcaire des séquences simples du premier méga-rythme du sondage 63 et de la base du sondage 61 est caractérisé par la présence des chondrites comme seul agent de bioturbation.

- Corrélation (fig. 2-27) :

Les sondages 69, 67 et 61 sont corrélés stratigraphiquement par la base du Lotharingien. Les sommets de tous les sondages sont corrélés par le calcaire à chondrites en griffe (2-c) très caractéristiques. Ailleurs, cette corrélation est difficile. Cependant, les séquences simples à chondrites des sondages 63 et 61 peuvent se corréliser car elles sont trouvées plus ou moins à la même profondeur à partir du niveau repère à chondrites en griffe.

II.- EVOLUTION DU RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEES :

L'évolution de ce rythme est bien dégagée d'après l'étude de la bioturbation et de l'évolution des séquences simples et à bioturbation interne. Son schéma simple le plus complet peut être obtenu en associant le sondage 67 et la base du sondage 63 avec quelques considérations particulières sur les autres sondages.

Dans ce schéma (fig. 2-28), le Calcaire à Gryphées de la région de Nancy évolue positivement suivant trois méga-rythmes positifs également. Ainsi, la teneur en calcaire et la bioturbation sont élevées au sommet de chaque méga-rythme où les séquences sont simples et les moins épaisses, et ces caractères sont encore plus développés au sommet de la formation.

Une telle évolution correspond à un passage vers un milieu d'encore plus faible énergie.

| Séquences | | Bioturbation | Calcaire | Caractéristiques |
|------------------------------------|---|-----------------------------|---------------------------------|---|
| Epaisseur de plus en plus faible → | | de plus en plus fréquente → | Teneur de plus en plus élevée → | |
| B.i | s | | | |
| | | | | <ul style="list-style-type: none"> - Fréquents nodules de phosphates . chondrites en griffes formant un niveau repère - Séquence à bioturbation interne dans les deux termes. |
| | | | | <ul style="list-style-type: none"> - Fréquence éventuelle des nodules de phosphates |
| | | | | <ul style="list-style-type: none"> - Chondrites comme seul agent de bioturbation |

Figure 2-28 - Schéma d'évolution du rythme de la sédimentation du Calcaire à Gryphées.

Ce schéma, bien qu'il soit toujours réalisé dans les sondages, n'est pas toujours composé de trois méga-rythmes ; dans le sondage 73, ce nombre arrive jusqu'à 6. De plus le sommet du dernier méga-rythme ne correspond pas souvent au sommet des sondages. D'autre part, la relation entre méga-rythme et bioturbation n'est pas vérifiée dans le sondage 73.

A l'échelle régionale, entre les sondages 60 à l'Ouest et la carrière de Xeuilley et le sondage 73 à l'Est, une relation semblable existe où à l'Est il y a plus de séquences simples et la teneur en calcaire est plus élevée. Les terriers sont représentés essentiellement à l'Ouest par le type (4-a), et à l'Est par le type (4-b) et des chondrites. Le type (4-b) est considéré comme un terrier de nutrition.

L'ensemble de ces caractéristiques permet de considérer que le milieu de dépôt est d'encore plus faible énergie à l'Est. Dans ce milieu, la sédimentation se faisait plus continuellement qu'à l'Ouest où le ralentissement de dépôt est intervenu fréquemment dans les marnes.

Cette continuité de sédimentation est confirmée par la bonne possibilité de corrélation entre le sondage 73 et la carrière de Xeuilley. De même l'instabilité des conditions de sédimentation du milieu de dépôt des autres sondages est traduite par la difficulté d'une telle corrélation.

III.- GENESE DU RYTHME DE LA SEDIMENTATION DU CALCAIRE A GRYPHEES :

D'après les caractéristiques texturales de ces lithofaciès, le Calcaire à Gryphées de la région de Nancy s'est déposé dans un milieu de faible énergie. Dans ce milieu, les conditions biologiques n'ont pas changé, car l'assemblage faunique n'a pas varié. Les matériaux insolubles restaient de teneur constante tout au long de la sédimentation marneuse d'une part, et carbonatée d'autre part. Les grains de quartz avaient presque les mêmes diamètres et présentaient toujours la même teneur. Sur le continent, les conditions de milieu restaient constantes, car il y avait apport des mêmes minéraux argileux, en même proportion. Dans ce milieu, la sédimentation du rythme ne se faisait pas toujours en continuité, car elle a été fréquemment ralentie et parfois arrêtée. L'arrêt de sédimentation avait parfois un caractère régional.

Par conséquent, dans ce contexte de milieu de sédimentation, quel peut être le mécanisme responsable de la genèse du rythme marno-calcaire primaire (séquence) et du méga-rythme ?

Trois hypothèses peuvent être envisagées :

- variations de la teneur de l'apport terrigène,

- variations de la teneur en carbonates de calcium,
- ou variation des deux ensembles.

Etant donné que les matériaux terrigènes se distribuent essentiellement par des courants, il est difficile d'imaginer leur distribution d'une façon homogène, aussi bien latéralement que verticalement, car nous devrions nous attendre plutôt à une répartition hétérogène et surtout à des teneurs en insolubles plus faibles pour les marnes des séquences simples de sommet de chaque méga-rythme, là où les teneurs en calcaire sont les plus élevées. De même, la teneur en quartz doit varier d'un endroit à l'autre et être plus fréquente dans les marnes de base des séquences, ce qui n'est pas le cas.

Par conséquent, nous supposons que pendant la genèse, aussi bien du rythme primaire que du méga-rythme, l'apport terrigène dans le bassin de sédimentation était constant et formait un stock homogène.

Cela élimine la première et la troisième hypothèse et nous permet de considérer que la genèse du rythme du Calcaire à Gryphées est due à des variations dans la teneur en carbonates de calcium.

Deux causes permettent d'expliquer les variations de la teneur en carbonates de calcium quand l'apport terrigène est constant : climatique et épirogénique.

Dans l'hypothèse climatique, W.D. Bruckner (1953), qui a étudié le cycle calcaire du Crétacé helvétique dans la partie septentrionale des Alpes suisses, considère que le changement de la température moyenne de la surface de l'eau en combinaison avec la subsidence du fond peut expliquer toutes les variations de la teneur en calcaire. Quand le climat et l'eau deviennent plus froids, la teneur du carbonate de calcium en solution augmente et la sédimentation carbonatée devient lente. Parallèlement, l'augmentation de la profondeur d'eau accroît la teneur en carbonates en solution et diminue la sédimentation. Par contre, quand le climat et l'eau deviennent chauds et que la profondeur diminue, la teneur en carbonates en solution décroît et la sédimentation devient rapide.

Dans l'hypothèse épirogénique, A. Hallam (1960, 1961) considère que l'origine du rythme marno-calcaire du Lias bleu (Hettangien - Sinémurien) de l'Angleterre est due à l'oscillation épirogénique du niveau de la mer qui a entraîné une variation de la profondeur de la tranche d'eau. Quand l'eau est peu profonde (température plus élevée, pression plus basse, augmentation de l'éclairement, action des bactéries) les carbonates de calcium précipitent, tandis que

quand l'eau est plus profonde, il y a moins de carbonates qui précipitent.

L'ensemble de ces deux hypothèses expliquerait, à notre avis, la genèse du rythme de la sédimentation du Calcaire à Gryphées de la région de Nancy.

Dans le rythme primaire, la précipitation des carbonates serait due à une combinaison des variations climatiques et de la subsidence.

Les variations climatiques, généralement homogènes, expliqueraient la bonne corrélation entre la carrière de Xeulley et le sondage 73, tandis que la subsidence expliquerait la faible teneur en calcaire des sondages 60. Cela veut dire que l'Est de la zone étudiée (Xeulley, sondage 73) serait à considérer comme un haut fond, tandis que l'Ouest aurait fonctionné comme une zone subsidente

L'évolution à l'échelle régionale entre l'Est et l'Ouest est enregistrée exactement à l'échelle du méga-rythme où la base est occupée par des séquences à bioturbation interne dont la teneur en marnes est élevée, et le sommet par des séquences simples dont la teneur en calcaire est élevée.

Par conséquent, la transposition de chaque méga-rythme en milieu de dépôt permet de considérer que la sédimentation entre la base et le sommet du méga-rythme se ferait entre zone subsidente et haut-fond.

La rythmicité dans le temps entre zones subsidentes et haut-fonds favoriserait une origine épirogénique de ces méga-rythmes.

- BIBLIOGRAPHIE -

- ALIMEN H., CHAVAILLON J., DUPLAIX S. (1964).- Minéraux lourds des sédiments quaternaires du Sahara nord-occidental.
Publ. C.R. sur les zones arides, série géologie, n° 4, C.N.R.S.
pp. 33-36.
- AMOUREUX L. (1960).- Quelques observations sur l'utilisation et la valeur des méthodes de tamisage mécanique.
C.R. Acad. Sci., t. 251, pp. 1896-1898.
- AMSBURY D.L. (1967).- Caliche soil profiles in lower Cretaceous rocks of Central Texas.
Geol. Soc. Amer., Annual meeting, p. 4.
- BAGNOLD R.C. (1966).- An approach to the sediment transport problem from general physics :
U.S. Geol. Surv., prof. paper, 422-1, pp. 11-137.
- BAILEY S.W., CAMERON E.N., SPEDDE N.H.R., WEEGE R.J. (1956).- The alteration of ilmenite in beach sands.
Econ. Geol. vol. 51, n° 3, pp. 263-279.
- BARBAROUX L., BOUSQUET B., BROSSER, DANOBREGA-COUTINHO P., JOVIC P. (1972).- Examen au microscope électronique à balayage de grains de sable de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale.
Bull. B.R.G.M., 2, IV, n° 4, pp. 4-31.
- BATHURST R.G.C. (1971).- Carbonate sediments and their diagenesis. In Developments in sedimentology, XX, 620 p. et deuxième édition (1974). Elsevier.
- BATTAREL J.M., GUERIN-FRANIATTE S. (1971).- Présence d'Esthéries dans les marnes de Levallois (Rhétien supérieur) des environs de Mirecourt (Vosges).
Bull. Soc. Geol. fr., 7ème série, t. XIII, pp. 163-168.
- BINTZ J., HARY A., MULLER A. (1973).- Luxembourg. in guide géologique Ardennes, Luxembourg.
Masson, 206 p.
- BERSIER A. (1958).- Séquences détritiques et divagation fluviale.
Ecl. Geol. Helv., 51, pp. 854-893.
- BERTHOIS L. (1950).- Remarques sur l'influence de la durée du tamisage dans les analyses granulométriques.
Ann. E.N.A.R., t. 13, pp. 164-188.

- BERTHOIS L. (1951).- Effet de broyage sur des sables à éléments organogènes calcaires au cours de tamisages mécaniques.
Ann. Soc. Geol. Nord. t. L XXI, pp. 172.
- BERTHOIS L. (1968).- Analyse microgranulométrique des sédiments
C.D.U., 168 p.
- BERTHOIS L., AUBERT M. (1950).- Etude de l'effet de broyage au cours des tamisages mécaniques.
C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., n° 4.
- BERTHOIS L., AUBERT M. (1951).- L'effet de broyage sur les sables à éléments organogènes calcaires au cours de tamisages mécaniques.
Ann. Soc. Geol. Nord., t. 71, pp. 172-186.
- BLANCK H.R., TYNES E.W. (1965).- Formation of caliche in situ.
Geol. Soc. Amer. Bull., 76, pp. 1387-1392.
- BOLFA J., CHEVALLIER R., ROCHE de la H., KERN R. (1961).- Contribution à l'étude de des ilménites du SE de Madagascar et du Sénégal. Relation avec la nature de l'"arizonite".
Bull. Soc. Fr. miner. Cristallogr.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some Flysch deposits.
A. graphic approach to faciès interpretation. P. 168. Elsevier.
- BOURCART J. (1941).- Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles.
Bull. Soc. Geol. Fr., 5, t. XI, pp. 117-153.
- BRAJNIKOV B. (1945).- Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des minéraux lourds dans un sédiment.
Bull. Soc. Geol. Fr., 5, XIV, pp. 381-390.
- BRETZ J.H., HORBERG L. (1949).- Caliche in southeastern New Mexico.
Jour. Geol. 57, pp. 491-511.
- BRUCKNER W.D. (1953).- Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past.
Journ. Sedim. Petrol. 23, pp. 235-237.
- CAROZZI A.V., BOUROLLEC J., DELOFFRE R., RUMEAU J.L. (1972).- Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine (Pétrographie, Diagenèse, Géochimie, Pétrophysique).
Vol. spéc., n° 1, S.N.P.A., Bull. C.R., Pau, 594 p.
- CAYEUX L. (1935).- Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcaires et dolomies).
Masson (Edit), 1 vol. in 4ème, 463 p.

- CHAMLEY H. (1971).- Recherches sur la sédimentation argileuse en méditerranée.
Mém. Sci. Geol., n° 35, 209 p.
- CLIFTON H.E. (1973).-Pebble segregation and bed lenticularity in wave worked
versus alluvial gravel.
Sedimentology, 20, pp. 173-187.
- CORRENS C.W. (1939).- Die sedimentgesteine.
Berlin
- CORROY G. (1934).- Etude stratigraphique et tectonique des régions nord du
seuil de Bourgogne et du Bassin des eaux minérales vosgiens.
Ann. Fac. Sci. Marseille, 2ème série, t. VII, pp. 1-80.
- COUREL L. (1970).- Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif Central
français. Modalités de la transgression mésozoïque.
Thèse d'Etat. Dijon.
- DOEGLAS D.J. (1946).- Interprétation of the resultats of machanical analysis.
Journ. Sedim. Petrol., V. 16, n° 1, pp. 19-40.
- DOEGLAS D.J. (1947).- Recherches granulométriques aux Pays-Bas.
Soc. Geol. Belg. Ses. extra., pp. 125-142.
- DOEGLAS D.J. (1968).- Grains size indices. Classification and environnement.
Sedimentologie, 10, n° 2, pp. 83-100.
- DORMAL V. (1893).- Notes diverses sur les sables des Ardennes.
Bull. Soc. Geol. Belg., t. VI, pp. 178-179.
- DORMAL V. (1894).- Compte rendu de l'excursion dans les terrains triasiques
et jurassiques des environs d'Arlon.
Bull. Soc. Geol. Belg., Paleont. et Hydrol., Bruxelles, t. VIII.
- DUBOIS P., UMBACH P. (1974).- A propos du Trias de deux bassins sédimentaires
français : le bassin de Paris et le bassin du Sud-Est.
Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XVI, n° 6, pp. 695-707.
- DUNBAR C.O., RODGERS S. (1957).- Principals of stratigraphy.
pp? 356, Wiley and Sons, New-York.
- DUNHAM R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to deposi-
tional texture.
Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 43, pp. 1-38.
- DUNHAM R.J. (1969).- Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian). New
Mexico and Texas. in G.R. FRIEDMAN (édit.) : Depositional en-
vironments in carbonate rocks : a symposium.
Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. Publ., 14, pp. 182-191.

- DUPLAIX S. (1955).- Formations meubles de la Cascoigne et du Pays Basque.
Thèse Sci. Paris.
- DUNOYER de SEGONZAC G., KUBLER (1966).- La cristallinité de l'illite.
Bull. Techn. des Soc. du groupe ERAP., 27, pp. 16-41.
- EVANS (1965).- Intertidal flat sediments and their environments of deposition
in the wash.
Geol. Soc. London Quat. Jour., 121, pp. 209-245.
- EVAMY (1967).- Dedolomitization and the developpement of rhombohedral pores
in limestone.
Journ. Sedim. Pétrol., 37, pp. 1204-1215.
- FOLK R.L. (1959).- Pratical petrographic classification of limestone.
A.A.P.G. Bull., V. 43, n° 1, pp. 1-38.
- FOLK R.L. (1962).- Spectral division of limestone types. in W.E. HAM (édit.).
Classification of carbonates rocks.
Am. Ass. Petrol. Geologists, mém. n° 1, pp. 62-85.
- FOLK R.L. (1965).- Some aspects od recrystallisation in ancient limestones.
Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ., n° 3, pp. 14-48.
- FOLK R.L. (1966).- A review of grain size analysis.
Sedimentology, Vol. 6, n° 2, pp. 73-89.
- FOLK R.L., WARD W.C. (1957).- Brazos river bar, a study in the signifiance
of grain size parameters.
Journ. Sedim. petrol., Vol. 27, pp. 3-27.
- FOURMENTRAUX J., PONTALIER Y., LAVIGNE J., POUJOUL P. (1959).- Trias, Jurassi-
que inférieur et moyen de l'Est du Bassin de Paris. Présentation
des cartes d'isopaques et du lithofaciès.
Rev. I.F.P., n° 9, pp. 1063-1090.
- FRIEDMAN G.M. (1961).- Distinction between dunes. beach and river sands from
their textural characteristics.
Journ. Sedim. Pétrol., vol. 31, pp. 514-529.
- FRIEDMAN G.M. (1962).- On sorting, sorting coefficients and the log-normality
of the grains size distribution of sandstone.
Journ. geol., 70, pp. 737-756.

- FRIEDMAN G.M. (1967).- Dynamic processus and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and rivers sands.
Journ. Sedim. Pétrol., vol. 37, pp. 327-354.
- GALL J.C. (1971).- Faunes et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges.
Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur.
Mém. Serv. Carte. Geol. Als. Lorr., n° 34, 318 p.
- GRABAU A.W. (1913).- Principales of stratigraphy
Seiler, New-York.
- GULINCK M., LAG P., LEGRAN R. (1973).- Le sondage d'Arlon.
Serv. geol. Belg. prof. paper n° 9.
- GÛMBEL C.W. (1861).- Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Yorlands.
Jb.K.K.R.A., Gotha.
- GWINN V.E. (1964).- Deduction of low regime from bedding character in conglomerats and sandstons.
Journ. sedim. pétrol., 34, n° 3, pp. 656-658.
- HAGUENAUER B. (1973).- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du Bassin du Tage au Portugal.
Thèse, Etat, Nancy, 290 p.
- HAGUENAUER B., HILLY J. (1975).- Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Musckelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger.
in IXème Congrès intern. sedimentologie, Excur. 8, pp. 25-56.
- HALLAM A. (1957).- Primary origine of the limestone shale rythm in the british lower Lias.
Geol. Mag., 94, pp. 175-176.
- HALLAM A. (1960).- A sedimentary and faunal study of the bleu Lias of Dorset and Clamorgan.
Phil. Trans. Roy. Soc., B, 243, pp. 1-44.
- HALLAM A. (1960).- *Kulindrichnus langi*, a new trace-fossil from the Lias.
Paleontology, v. 3, part. 1, pp. 64-68.
- HALLAM A. (1961).- Origine des cycles mineurs de sédimentation carbonatée dans le Lias.
Colloque sur le Lias français, mém. B.R.G.M., 4, pp. 171-175.
- HALLAM A. (1964).- Origine of the limestone-shale rythm in bleu Lias of England : a composite theory.
Journ. geol., 72, pp. 157-169.

- HALLAM A. (1964).- Liassic sedimentary cycle in western Europe and their relation schip to changes in sea level. In L.M.J.U. VAN STRAATEN (edit.). Deltaic and shallow marine deposits. Elsevier, pp. 157-164.
- HALLAM A. (1967).- The depth significance of shales with bituminous laminae. Marine., geol., 5, pp. 481-493.
- HÄNTZSCHEL W. (1966).- Trace fossils and problematica . in Treatise on Invertebrate Paleontology. Moore (edit), Miscellanea, X., pp. W 177-245.
- HARY A. (1974).- Inventaire des traces d'activité animale dans les sédiments mésozoïques du territoire luxembourgeois. Serv. geol. Luxem., V. XXIII, pp. 91-175.
- HARRISON R.S., STEINER P., MATTHEWS R.K. (1972).- Subaerial, vadose and phreatic diagenesis in Pleistocene reef tracts of Bardados . Recognition and application to économique exploration. 24 th. I.G.C., sect. 6, pp. 138-143.
- HILLY J. (1957).- Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de fer (Est Constantinois). Thèse, Etat, NANCY.
- HILLY J. (1974).- Observations à la note de B. HAGUENAUER. Bull. Soc. Geol. fr., 7ème série, t. XVI, n° 6, P. 602.
- HILLY J., HAGUENAUER B. (1963).- Le Lias et le Dogger de la région de Nancy. Journées d'études. Union., nat., enseign. public. Guide des excursions géologiques pp.1-8.
- HOMMERIL P. (1972).- Etude des processus d'érosion et de sédimentation dans la zone intertidale d'une mer à marée. C.R. des journées de l'A.G.B.P. en Basse-Normandie. Bull. inf. Géologues Bassin Paris, 33.
- HOMMERIL P. (1974).- La pérennité du phénomène des marées et ses conséquences sédimentologiques. Bull. inf. Géologues. Bassin Paris, n° 39, pp. 3-14.
- HORON O. (1961).- Lias inférieur. In rapport 1 : Bassin de Paris. Colloque sur le Lias français. Mem. BRGM, n° 4, pp. 7-15.
- INGLE J.C Jr. (1966).- The mouvement of beach sand. Elsevier, 221 p.

- INMAN D.L. (1952).- Mesures for describing the size distribution of sediments
Journ. Sedim. Pétrol., 22, pp. 125-145.
- JOLY H. (1908).- Etude géologique sur le Jurassique inférieur et moyen de la
bordure NE du Bassin de Paris.
Thèse. sci.
- KATZ A. (1971).- Zoned dolomite crystals.
Journ. geol., vol. 79, pp. 38-51.
- KLEIN G. de V. (1971).- A sedimentary model for determining paleotidal range.
Geol. Soc. Am. Bull., 82, pp. 2585-2592.
- KLUPFEL W. (1918).- Der Lothringer Jura Teil. Lias.
Jb. preuss. Geol. Land., Berlin, 1920, Bd. 39, Teil 2, Heft 2, 5-165.
- KOCH ., LINK . (1970).- Statistical analysis of geological data.
J. Wiley and Sons, Inc.
- KRINSLEY D.H., DOORNKAMP J.C. (1973).- Atlas of quartz sand surface textures.
Cambridge Earth Sciences. Cambridge University.
- KRUMBEIN W.C. (1934).- The probable error of sampling sediments for mechanical
analysis.
Amer. Journ. Sci., vol. 27, pp. 204-214.
- LACOMBE H. (1971).- Les mouvements de la mer. Courants. Vagues. Houles. Marées.
Doin. 98 p.
- LANG J. (1968).- Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles.
C.D.U. Paris, 85 p.
- LANG J., LUCAS G., MATHIEU R. (1973).- Le domaine benthique littoral de la baie
du Mont-Saint-Michel (Manche). Exemple d'environnement sédimentaire
détritique actuel.
Sci. de la Ter., t. XVIII, n° 1, pp. 19-78.
- LARSONNEUR C. (1971).- Manche centrale et Baie de Seine : Géologie du substratum
et des dépôts meubles.
Thèse. Sci. - Caen.
- LAUGIER R. (1961).- Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans
le quart NE du Bassin de Paris. Colloque sur le Lias français.
Mém. B.R.G.M., n° 4, pp. 605-616.

- LAUGIER R. (1964).- Le Lias inférieur et moyen du Nord Est de la France.
Thèse Sci. - Nancy.
- LAUGIER R. (1971).- Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France.
Mém., Sci. de la Ter., n° 21, 300 p.
- LEBOUCHE-BERNET-ROLLANDE M.C. (1972).- Etude stratigraphique du Rhétien du
Sud-Est de la France.
Thèse Sci. Paris, Centre d'Orsay.
- LE GALL J., LARSONNEUR C. (1972).- Séquences et environnements sédimentaires
dans la baie des Veys (Manche).
Rev. Geog. phys. et Geol. dyn., 2, XIV, pp. 189-204.
- LESSERTISSEUR J. (1955).- Traces fossiles d'activité animale et leur signifi-
cation paléobiologique.
Mém. Soc. Géol. fr. n° 74, t. XXXIV, fasc. 4, pp. 1-150.
- LEVALLOIS J. (1837).- Congrès scientifiques
Metz, pp. 36-313.
- LEVALLOIS J. (1864).- Les couches de jonction du Trias et du Lias dans la
Lorraine et dans la souabe, leur continuité de l'Ardenne au Morvan.
Le grès dit infra-liasique.
Bull. Soc. géol. fr., 2ème série, t. XXI, p. 384 et sq.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines.
Masson, Paris, 722 p.
- LOMBARD A. (1972).- Séries sédimentaires : genèse - évolution.
Masson, Paris, 425 p.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation.
Etudes sur les argiles du Trias.
Mém. Serv. Carte. Geol. Als. Lorr., 23, 202 p.
- LUCAS J. et JEHL G. (1961).- Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et
la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la destruc-
tion de ces minéraux.
Bull. Serv. Carte. Geol. Als. Lor., 14, pp. 159-173.
- LUCIA F.D. (1962).- Diagenesis of a crinoïdal sediment.
Journ. Sedim. Petrol. vol. 32, n° 4., pp. 848-865.
- LUCIA F.D. (1972).- Recognition of evaporite carbonate shoreline sedimentation
in recognition of ancient sedimentary environment.
Soc. Econ. Paléo. Mineralo. special. publ. n° 16, pp. 160-191.

- MARCHAL C. (1961).- Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon.
DES, Nancy.
- MAUBEUGE P.L. (1955).- Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris
(terrains triasiques moyens supérieurs et Jurassiques inférieurs
moyens).
Nancy, 2 vol. 1682 p. multicopiés
- MAUBEUGE P.L. (1960).- Données stratigraphiques nouvelles sur le Rhétien dans
le Bassin de Paris.
Acad. Roy. Belg., 5ème série, t. XLVI, pp. 79-88.
- MASON C.C., FOLK R.L. (1958).- Differentiation of beach, dune, and éolian flat
environments by size analysis, Mustang Island, Texas.
Journ. sedim. pétrol. vol. 28, pp. 211-226.
- Mc CAMMON R.B. (1962).- Efficiencies percentile mesures for describing the mean
size and sorting of sedimentary particles.
Journ. Geol., 70, pp. 453-465.
- Mc KEE E.D., CROSBY E.J., BERRYHILL H.L. (1967).- Flood deposits, Bijou
Creek, colorado, June 1965.
Journ. Sedim. Pétrol. 37, 828-851.
- MERIAUX S. (1954).- Contribution à l'étude de la granulométrie.
Thèse Sci. Paris, 1 vol. et I.N.R.A. 118 p.
- MILLOT G. (1964).- Géologies des Argiles
Masson edit. Paris, 499 p.
- MINOUX G. (1934).- Le Lias et le Trias des environs de Mirecourt (Vosges).
Paris, 1934, extr. Bull. Soc. Geol. de Fr. 5ème série, t. IV,
pp. 17-34.
- MOIOLA R.J., WEISER D. (1968).- Textural parameters. An evaluation.
Journ. Sedim. Pétrol. vol. 38, n° 1, pp. 45-63.
- MÜLLER A., PARTING H., THOREZ J. (1973).- Caractères sédimentologiques et
minéralogiques des couches de passage du Trias au Lias sur la
bordure Nord-Est du Bassin de Paris.
Annales Société Géologique Belgique. t. 96, fasc. III, pp. 671-707.

- MÜLLER A. (1974).- "Die Trias-Lias Grenzschichten Luxemburgs" Faziesentwicklung am NE-Rand des Pariser Beckens.
Publ. Serv. Geol. Luxem., vol. XXIII, pp. 1-89.
- NAGTEGAAL J. (1969).- Microstructures in recent and fossil calciche.
Leidse. Geol. Mededel 42, pp. 131-142.
- NICKLES R. (1914).- Le sondage de bois Charté.
Bull. Soc. Geol. Sc. Nancy, sér. III, t. XV, fasc. 1.
- NOTA D.J.G. (1958).- Sediments of the western Guiana shelf.
Mededel land bouwhogescholl, wageningen 58 : 1-98.
- OTTMANN F. (1965).- Introduction à la Géologie marine et littorale.
Masson Edit. Paris, 259 p.
- PASSEGA R. (1957).- Texture as characteristic of clastic deposition.
Bull. Amer. Assoc. Pétrol. géologiste, 41, 9, pp. 1952-1984.
- PASSEGA R. (1960).- Sédimentologie et recherche du pétrole.
Rev. I.F.P., XV, 12, pp. 1731-1740.
- PETITJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1972).- Sand and Sandstone.
Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. New-York.
- PLUMLEY W.J., RISLEY G.A., GRAVES R.W. Jr., KALEY M.E. (1962).- Energy index for limestone interpretation and classification. in classification of carbonate rocks, a symposium.
Am. Assoc. Petrol. Geol. mem. 1, pp. 85-107.
- POMEROL Ch. (1975).- Stratigraphie et Paléogéographie, ère mésozoïque.
Doin, 383 p.
- POTTER P.E. (1967).- Sand bodies and sedimentary environment ; a review.
Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 51, pp. 337-365.
- POWERS M.C. (1953).- A new roundness scale for sedimentary particles.
Journ. Sedim. Petrol. 23, pp. 117-119.
- POUJOL P. (1961).- La série liasique du Bassin de Paris, essai de corrélations entre les sondages de la région autonome des pétroles. in Colloque sur le Trias français.
Mémoire B.R.G.M. n° 4, pp. 577-604.
- PUPIN J.P., TURCO G. (1972).- Une topologie originelle du zircon accessoire.
Bull. de la Soc. Fr. Crist. Mineral., t. 95, pp. 348-359.

- RAAF DE J.F.M., BOERSMA J.R. (1971).- Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe).
Geol. Mijnbouw 50, pp. 479-504.
- REEVES C.C. Jr. (1970).- Origine, classification and geologic history of caliche on the southern high plains, Texas and eastern New Mexico.
Journ. Geol. 78, pp. 352-362.
- REINECK H.E., WUNDERLICH F.C. (1968).- Classification and origine of flaser and lenticular bedding.
Sedim. 11, pp. 99-104.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1973).- Depositional sedimentary environments.
Springer, Berlin, 439 p.
- RENEVIER E. (1864).- Notice géologique et paléontologique sur les Alpes vaudoises et les régions environnantes Infra. Lias et zone à Avicula Contorta.
Bull. Soc. Vaudoise, Sc. Nat. VIII, pp. 39-97, 3 pl.
- RIBAUD LE L. (1973).- L'exoscopie"méthode de détermination des évolutions subis par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique, par l'étude de leurs aspects superficiels au M.E.B"
Thèse 3ème cycle Labo de sédimen. Orsay. p. 62.
- RIBAUD LE L. (1974).- Exoscopie et Endoscopie des quartz d'origine détritique.
Societa Italiana di Mineralogia et Pétrologia. Vol. XXX (1), pp. 373-416.
- RICHARD A.W., BURLEIGH HARRIS W., NUNAN W.E. (1975).- Calcareous crust. (caliche) profils and early subaerial exposure of carboniferous carbonates, northeastern kentucky.
Sedim. vol. 22, n° 3, pp. 417-440.
- RICOUR J. (1963).- Esquisse paléogéographique de la France aux temps triasiques in colloque Trias, Montpellier, 1961.
Mém. B.R.G.M. n° 15, pp. 715-734.
- RITTENHOUSE G. (1943).- Transportation and deposition of heavy minerals.
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 54, pp. 1725-1780.
- ROCHE de la H., KERN R., BOLFA J. (1962).- Contribution à l'étude de l'altération des ilménites. Les Ilménites du Sud-Est de Madagascar.
Sci. de la Terre, t. VIII, n° 3-4, p. 215-248.

- ROGER J. (1974).- Paléontologie générale.
Masson et Cie. 419 p.
- ROUILLER J., BURTIN G., et SOUCHIER B. (1972).- La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique, méthode utilisant les résines échangeuses d'ions.
Bull. de l'E.N.S.A.I.A. de Nancy, t. XIV, fasc. II.
- SEILACHER A. (1964).- Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils.
Sedim. vol 3, pp. 253-256.
- SEILACHER A. (1964).- Biogenic sedimentary structures in Imbrie et Newell : Approaches to paleoécologie.
Wiley and sons New-York, London, Sydney, pp. 296-316.
- SEILACHER A. (1967).- Bathymétry of traces fossils
Marine geology,5, pp. 413-428.
- SERRA O. (1971).- Apports des sondages pétroliers à la connaissance du Lias du Bassin de Paris in colloque du Jurassique Luxem. 1967.
Mem. B.R.G.M. Fr., n° 75, pp. 481-487.
- SIMPSON (1957).- On the trace fossil chondrites.
Quart. Journ. Geol. Soc. London 112, pp. 475-495.
- SINGH I.B. (1969).- Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, southern Norway and their environmental significance.
Norsk beal Tidsskr. 49, pp. 1-31.
- STRAKOV N.M. (1957).- Méthodes d'études des roches sédimentaires.
t. 1 et 2, Annales B.R.G.M.
- STRAKOV N.M. (1969).- Principales of lithogenesis.
Vol. 2, 609 p., Oliver et Boyd Edinburgh.
- SWETT K. (1974).- Calcrete crusts in an Arctic permafrost environment.
Amer. Journ. Sci., vol. 271, n° 9, pp. 1059-1063.
- THIERRY P. (1907).- Sur l'infralias de Provençhères sur Meuse. Chaumont.
- TRAUTH N., LUCAS D., SOMMER F. (1968).- Etudes des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montzavoult, le Tillet et Ludes (Bassin de Paris).
Mém. n° 59, B.R.G.M. in colloque sur l'Eocène 11, pp. 53-76.

- TWENHOFEL W.H. (1947).- The environmental significance of conglomerates.
Journ. Sedim. Petrol. 17, pp. 119-129.
- VAUCEL G. (1960).- Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon.
Etude stratigraphique et tectonique de la feuille de Bayon au
1/20 000.
XXXIV - 16, coupures 1 et 2, D.E.S, Nancy, 59 p.
- VAN STRAATEN L.M.J.U. (1954).- Composition and structure of recent marine
sédiment in the Netherlands.
Leidse Geol. Meded. 19, pp. 1-110.
- VAN STRAATEN L.M.J.U., KUENEN Ph. H. (1918).- Tidal action as a cause of clay
accumulation.
Journ. Sedim. Petrol., 28, pp. 406-413.
- VISHER G.S. (1969).- Grain size distributions and depositional processes.
Journ. Sedim. Petrol., 39, pp. 1074-1106.
- WENTWORTH C.K. (1922).- A scale of grade and class terms for clastic terms for
clastic sediments.
Journ. Geol. vol. 30, pp. 377-392.
- WUNDERLICH F. (1970).- Genesis and environment of the "NELLENKOPFCHENSCHICHTEN"
(Lower Emsian, Rheinien Devon) at locus typicus in comparaison
with modern coastal environment of the German Bay.
Journ. Sedim. Pétrol. 40, n° 1, pp. 102-130.
- YAPAUDJIAN L. (1963).- Essai de caractérisation des sédiments permien et tria-
siques dans le Bassin de Paris.
Mém. B.R.G.M. n° 15, pp. 123-145.

ANNEXES

Tableaux des résultats de l'analyse granulométrique des dépôts
du Rhétien inférieur dans les affleurements étudiés.

Carrière de Kédange

ANNEXE
- TABLEAU 1 -

| Echantillons | C | Q1 | Md | Q3 | 99% | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | S0s | SKs | Md | σ | SK | K |
|--------------|---|-----|----|----|-----|-------------------|-------------------|------------|------|-------|------|----------|-------|------|
| 1 | 2 | 333 | 4 | | | 0,29 (1,75) | 0,15 (2,72) | 1,22 | 0,69 | 0,21 | 2,73 | 0,35 | 0,09 | 1,28 |
| 2 | 2 | 233 | 4 | | | 0,38 (1,4) | 0,193 (2,36) | 0,4 | 0,65 | 0,02 | 2,36 | 0,4 | 0,01 | 0,97 |
| 3 | 2 | 233 | 4 | | | 0,36 (1,45) | 0,19 (2,38) | 0,73 | 0,64 | 0,08 | 2,39 | 0,39 | 0,05 | 0,87 |
| 4 | 1 | 233 | 4 | | | 0,52 (0,87) | 0,2 (2,3) | 0,68 | 0,75 | 0 | 2,3 | 0,44 | 0,01 | 1 |
| 5 | 2 | 333 | 5 | | | 0,39 (1,35) | 0,17 (2,55) | 2,48 | 0,85 | 0,24 | 2,53 | 0,46 | 0,03 | 1,19 |
| 6 | 1 | 233 | 4 | | | 0,5 (1) | 0,185 (2,43) | 1,05 | 0,79 | 0,25 | 2,41 | 0,49 | 0,05 | 1,38 |
| 7 | 1 | 333 | 5 | | | 1,3 (-0,38) | 0,163 (2,6) | 1,72 | 0,85 | 0,14 | 2,58 | 0,47 | 0,01 | 1,16 |
| 8 | 2 | 333 | 5 | | | 0,33 (1,6) | 0,17 (2,55) | 1,6 | 0,83 | 0,23 | 2,52 | 0,46 | 0,02 | 1,2 |
| 9 | 2 | 333 | 4 | | | 0,32 (1,65) | 0,156 (2,66) | 1,2 | 0,75 | -0,02 | 2,68 | 0,47 | 0,03 | 1,18 |
| 11 | 2 | 333 | 4 | | | 0,34 (1,55) | 0,168 (2,55) | 1,08 | 0,72 | 0,06 | 2,53 | 0,41 | -0,01 | 1,07 |
| 12 | 2 | 333 | 6 | | | 0,32 (1,65) | 0,17 (2,55) | 4,13 | 1 | 0,6 | 2,58 | 0,59 | 0,2 | 1,13 |
| 13 | 2 | 333 | 5 | | | 0,36 (1,45) | 0,185 (2,42) | 1,3 | 0,86 | 0,44 | 2,44 | 0,48 | 0,17 | 1,15 |
| 15 | 3 | 223 | 4 | | | 4,7 (-2,25) | 0,27 (1,85) | 0,76 | 1,58 | -1,03 | 1,81 | 0,83 | -0,2 | 1,47 |
| 16 | 1 | 233 | 4 | | | 0,56 (0,82) | 0,21 (2,25) | 0,78 | 0,9 | 0,01 | 2,22 | 0,54 | -0,04 | 0,99 |
| 17 | 5 | 233 | 5 | | | 22 (-4,5) | 0,2 (2,3) | 1,72 | 3,67 | -3,51 | 1,87 | 1,73 | -0,59 | 2,62 |
| 18 | 1 | 223 | 5 | | | 2 (-1) | 0,235 (2,06) | 1,22 | 1,65 | 0,14 | 2,07 | 0,63 | 0,03 | 1,15 |
| 19 | 3 | 223 | 4 | | | 5,1 (-2,35) | 0,29 (1,78) | 1,04 | 1,42 | -0,11 | 1,84 | 0,75 | 0,05 | 1,37 |
| 20 | 1 | 223 | 4 | | | 0,52 (0,93) | 0,235 (2,06) | 0,68 | 0,9 | 0,44 | 2,09 | 0,53 | 0,22 | 1,01 |
| 21 | 3 | 223 | 5 | | | 4,9 (-2,3) | 0,265 (1,9) | 1,14 | 1,26 | -1,12 | 1,88 | 0,9 | 0,14 | 1,64 |
| 22 | 1 | 233 | 4 | | | 0,48 (1,05) | 0,23 (2,11) | 0,6 | 0,76 | 0,2 | 2,11 | 0,48 | 0,08 | 0,92 |
| 23 | 2 | 223 | 5 | | | 3,4 (-1,78) | 0,31 (1,68) | 1,2 | 1,21 | -1,43 | 2,8 | 0,94 | -0,06 | 1,37 |
| 24 | 1 | 223 | 4 | | | 0,71 (0,5) | 0,255 (1,95) | 0,43 | 0,88 | 0,17 | 2 | 0,53 | 0,12 | 0,98 |
| 25 | 2 | 223 | 4 | | | 4 (-2) | 0,27 (1,87) | 0,52 | 1,34 | -1,46 | 1,85 | 0,94 | -0,22 | 1,54 |
| 26 | 2 | 223 | 4 | | | 3,2 (-1,7) | 0,28 (1,82) | 1,04 | 1,87 | 0,61 | 1,79 | 0,79 | -0,09 | 1,15 |
| 27 | 3 | 233 | 4 | | | 4,9 (-2,3) | 0,195 (2,35) | 1,15 | 2,07 | -2,05 | 2,15 | 1,05 | -0,41 | 1,5 |
| 28 | 3 | 122 | 4 | | | 8 (-3) | 0,42 (1,23) | 0,6 | 2,56 | -2,14 | 0,82 | 1,49 | -0,42 | 1,26 |
| 29 | 5 | 112 | 4 | | | 30 (-4,9) | 0,58 (0,78) | 0,65 | 3,29 | -3,14 | 0,14 | 2,03 | -0,46 | 0,98 |
| 30 | 3 | 222 | 4 | | | 7 (-2,8) | 0,31 (1,68) | 0,5 | 1,21 | -0,04 | 1,71 | 0,71 | 0,03 | 1,27 |
| 31 | 1 | 223 | 4 | | | 1,41 (-0,5) | 0,272 (1,85) | 0,8 | 1,07 | 0,25 | 1,95 | 0,62 | 0,19 | 1 |

| | | | | | | | | | | |
|----|---------|-----------------|-----------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|
| 32 | 1 233 6 | 0,84 (0,23) | 0,182 (2,45) | 4,05 | 0,14 | 0,14 | 2,45 | 0,77 | 0,03 | 1,33 |
| 33 | 1 233 4 | 0,88 (0,17) | 0,223 (2,15) | 0,22 | 1,01 | -0,57 | 2,07 | 0,54 | -0,26 | 1,39 |
| 34 | 1 233 4 | 0,86 (0,22) | 0,19 (2,4) | 0,3 | 0,92 | -0,05 | 2,37 | 0,49 | -0,06 | 1,33 |
| 35 | 2 233 4 | 2,83 (-1,5) | 0,197 (2,33) | 0,81 | 1,3 | -0,91 | 2,27 | 0,66 | -0,25 | 1,6 |
| 36 | 1 233 5 | 0,78 (0,35) | 0,195 (2,35) | 2,31 | 1,21 | 0,03 | 2,32 | 0,69 | -0,02 | 1,08 |
| 37 | 3 233 5 | 5,66 (-2,52) | 0,195 (2,35) | 1,36 | 2,5 | -2,9 | 2,26 | 1,09 | -0,38 | 2,8 |
| 38 | 3 233 5 | 5,66 (-2,52) | 0,225 (2,15) | 1,5 | 1,72 | -0,95 | 2,1 | 0,89 | -0,18 | 1,41 |
| 40 | 2 233 6 | 2,83 (-1,5) | 0,182 (2,45) | 2,53 | 1,62 | -0,85 | 2,39 | 0,77 | -0,21 | 1,59 |
| 41 | 5 123 6 | 30 (-4,9) | 0,35 (1,5) | 2,53 | 3,18 | -2,87 | 0,74 | 2 | -0,49 | 0,87 |
| 43 | 3 233 5 | 5 (-2,32) | 0,185 (2,45) | 1,82 | 1,83 | -1,73 | 2,33 | 0,83 | -0,4 | 2,12 |
| 44 | 5 312 6 | 20 (-4,3) | 1,6 (-0,68) | 2,24 | 3,2 | 0,26 | -1,25 | 2,15 | 0,15 | 0,68 |
| 45 | 2 233 4 | 2,83 (-1,5) | 0,205 (2,25) | 0,78 | 1,87 | -0,75 | 2,2 | 0,72 | -0,19 | 1,64 |
| 46 | 3 233 5 | 4,8 (-2,25) | 0,222 (2,15) | 1,19 | 2,22 | -3,15 | 1,9 | 1,19 | -0,42 | 1,3 |
| 47 | 1 233 4 | 0,53 (0,9) | 0,22 (2,15) | 0,6 | 0,8 | -0,16 | 2,16 | 0,43 | -0,08 | 1,19 |
| 48 | 5 223 4 | 25 (-4,63) | 0,41 (1,3) | 0,87 | 3,4 | -3,6 | 0,45 | 2,24 | -0,53 | 1,87 |
| 49 | 3 112 4 | 8 (-3) | 0,95 (0,05) | 0,52 | 2,41 | 0,01 | -0,01 | 1,54 | -0,02 | 0,89 |
| 50 | 2 345 6 | 0,25 (2) | 0,102 (3,25) | 31 | 1,76 | 1,97 | 3,98 | 1,46 | 0,46 | 0,74 |
| 51 | 3 344 6 | 0,18 (2,47) | 0,105 (3,22) | 26 | 1,7 | 2,16 | 4 | 1,32 | 0,66 | 1,2 |
| 52 | 3 334 6 | 0,18 (2,47) | 0,12 (3,05) | 17,32 | 1,72 | 2,45 | 3,31 | 0,92 | 0,6 | 1,48 |
| 53 | 6 324 6 | 40 (-5,3) | 0,28 (1,82) | 16,5 | 4,85 | -1,34 | 0,98 | 3,25 | -0,24 | 1,7 |
| 55 | 2 334 6 | 4 (-2) | 0,127 (2,98) | 18,3 | 2,41 | 1,17 | 3,04 | 1,32 | 0,14 | 1,5 |
| 56 | 2 334 6 | 0,27 (1,87) | 0,122 (3,02) | 3,41 | 0,63 | -0,17 | 3 | 0,432 | -0,08 | 0,89 |

Echantillons 10 42 54
Pélites
C Q1 Md Q3 99% 5 800 0 5 790 0 - 800 0

- TABLEAU 1 (suite) -

ANNEXE

Carrière de Lelling.

| Echantillons | G- Q1MdQ3 99% | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | 50s | SKs | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|----------------|-------------------|-------------------|------------|---------|-------|-----------|----------|-------|-------|
| 2 | 3 489 0 | 0,155 (2,65) | 0,005 (7,7) | 61,5 | 5,97 | -3,45 | 6,65 | 4,85 | -0,56 | 0,45 |
| 3 | 3 334 5 | 0,172 (2,5) | 0,11 (3,10) | 8,8 | 0,88 | 0,87 | 3,17 | 0,5 | 0,63 | 1,17 |
| 4 | 3 347 0 | 0,172 (2,5) | 0,09 (3,45) | 34 | 3,2 | 4,7 | 3,8 | 2,57 | 0,75 | 0,23 |
| 5 | 3 349 0 | 0,17 (2,52) | 0,082 (3,6) | 40,4 | 3,17 | 4,45 | 3,9 | 2,46 | 0,74 | 0,51 |
| 6 | 3 469 0 | 0,150 (2,72) | 0,026 (5,25) | 58,8 | 2,97 | 1,55 | 4,43 | 2,3 | 0,28 | 0,44 |
| 9 | 2 349 0 | 0,31 (1,7) | 0,082 (3,6) | 48,1 | 3,5 | 3,8 | 3,71 | 2,75 | 0,57 | 0,42 |
| 10 | 2 233 5 | 0,38 (1,4) | 0,207 (2,2) | 2,05 | 0,77 | 0,7 | 2,26 | 0,4 | 0,35 | 1,35 |
| 11 | 2 338 0 | 0,38 (1,4) | 0,11 (3,1) | 42,3 | 3,6 | 4,6 | 3,5 | 2,79 | 0,67 | 0,5 |
| 13B | 3 123 6 | 4,3 (-2,15) | 0,41 (1,28) | 16,97 | 3,7 | 2,04 | 1,91 | 2,59 | 0,3 | 1,37 |
| 14B | 2 233 4 | 0,44 (1,18) | 0,21 (2,25) | 0,4 | 0,5 | 0,06 | 2,24 | 0,31 | -0,01 | -0,95 |
| 15 | 2 233 4 | 0,395 (1,75) | 0,206 (2,22) | 1,12 | 0,6 | 0,16 | 2,25 | 0,32 | 0,17 | 1,2 |
| 16 | 2 233 4 | 0,42 (1,62) | 0,212 (2,2) | 0,82 | 0,57 | 0,01 | 2,2 | 0,32 | -0,03 | 1,04 |
| 17 | 1 233 4 | 0,46 (1,1) | 0,21 (2,22) | 0,69 | 0,51 | -0,08 | 2,23 | 0,29 | -0,08 | 0,97 |
| 18 | 2 333 4 | 0,345 (1,5) | 0,189 (2,4) | 0,59 | 0,47 | 0,05 | 2,4 | 0,29 | 0,02 | 0,86 |
| 19 | 2 333 4 | 0,335 (1,55) | 0,203 (2,25) | 0,52 | 0,45 | 0,1 | 2,27 | 0,26 | 0,12 | 1,02 |
| 20 | 2 333 4 | 0,29 (1,8) | 0,197 (2,3) | 0,42 | 0,35 | 0,13 | 2,34 | 0,23 | 0,23 | 0,85 |
| 21 | 2 333 4 | 0,246 (2,02) | 0,182 (2,43) | 0,58 | 0,45 | 0,1 | 2,31 | 0,28 | -0,22 | 0,92 |
| 22 | 2 233 4 | 0,4 (1,3) | 0,207 (2,22) | 0,7 | 0,61 | 0,08 | 2,38 | 0,32 | 0,4 | 1,25 |
| 23 | 2 333 4 | 0,31 (1,7) | 0,204 (2,25) | 0,4 | 0,45 | 0,2 | 2,27 | 0,27 | 0,18 | 1,05 |
| 24 | 2 333 4 | 0,28 (1,8) | 0,186 (2,42) | 0,4 | 0,4 | 0,16 | 2,41 | 0,23 | 0,08 | 0,9 |
| 25 | 2 333 4 | 0,38 (1,4) | 0,188 (2,46) | 1,06 | 0,77 | 0,23 | 2,43 | 0,42 | 0,03 | 1,2 |
| 26 | 2 333 4 | 0,32 (1,6) | 0,181 (2,45) | 0,59 | 0,51 | 0,03 | 2,45 | 0,32 | 0,01 | 0,89 |
| 27 | 2 233 4 | 0,43 (1,2) | 0,204 (2,3) | 0,61 | 0,62 | -0,45 | 2,28 | 0,36 | -0,03 | 1,07 |
| 28 | 1 233 4 | 0,52 (0,9) | 0,22 (2,17) | 0,38 | 0,72 | 0,09 | 2,24 | 0,42 | -0,02 | 1,29 |
| | Echantillons | 1 | 7 | 8 | 12 | | | | | |
| Pérites | C Q1 Md Q3 99% | - 900 0 | 3 690 0 | 3 800 0 | 4 800 0 | | | | | |

ANNEXE

Affleurement de Bezange-La-Grande

| Echantillons | C Q1MdQ3 99% ϕ | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | SO _S | SK _S | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|------------------------|-------------------|-------------------|------------|-----------------|-----------------|-----------|----------|-------|------|
| 1 | 3 444 6 | 0,16 (2,62) | 0,086 (3,5) | 14,69 | 0,97 | 0,69 | 3,51 | 0,51 | 0,2 | 1,22 |
| 2 | 2 344 5 | 0,172 (2,5) | 0,115 (3,12) | 1,14 | 0,48 | 0,07 | 3,09 | 0,32 | 0,02 | 0,88 |
| 3 | 3 344 5 | 0,167 (2,58) | 0,103 (3,25) | 4,7 | 0,55 | 0,1 | 3,27 | 0,32 | 0,11 | 1 |
| 4 | 3 444 6 | 0,167 (2,58) | 0,089 (3,45) | 17,35 | 0,82 | 0,55 | 3,47 | 0,54 | 0,21 | 1,22 |
| 5 | 3 444 5 | 0,163 (2,6) | 0,091 (3,42) | 8,92 | 0,67 | 0,15 | 3,45 | 0,39 | 0,06 | 1,06 |
| 7 | 3 444 5 | 0,16 (2,62) | 0,094 (3,38) | 6,98 | 0,67 | 0,19 | 3,39 | 0,43 | 0,15 | 0,61 |
| 1' | 3 444 5 | 0,165 (2,6) | 0,096 (3,35) | 6,44 | 0,64 | 0,22 | 3,36 | 0,37 | 0,11 | 1 |
| 2' | 3 444 5 | 0,165 (2,6) | 0,094 (3,4) | 7,23 | 0,65 | 0,2 | 3,39 | 0,35 | 0,21 | 0,78 |
| 3' | 3 344 5 | 0,172 (2,5) | 0,108 (3,2) | 3,24 | 0,58 | 0,15 | 3,2 | 0,36 | 0,06 | 0,79 |
| 4' | 3 344 5 | 0,173 (2,5) | 0,112 (3,15) | 4,24 | 0,65 | 0,2 | 3,15 | 0,42 | 0,08 | 0,84 |
| 5' | 3 344 5 | 0,177 (2,46) | 0,103 (3,26) | 3,68 | 0,55 | -0,02 | 3,25 | 0,33 | -0,02 | 0,9 |
| 8 | 3 344 5 | 0,165 (2,6) | 0,103 (3,26) | 3,89 | 0,55 | 0,1 | 3,25 | 0,3 | 0,06 | 0,78 |
| 12 | 3 444 5 | 0,158 (2,65) | 0,086 (3,5) | 6,88 | 0,6 | 0 | 3,49 | 0,37 | 0,03 | 0,96 |

| Pélites | Echantillons | 9 | 10 |
|---------|--------------|-------|-------|
| | C Q1MdQ3 99% | 38000 | 48000 |

ANNEXE

Affleurement de Serres

| Echantillons | C | Q1 | Md | Q3 | 99% | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | % < 63 μ | S0s | SKs | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|---|-----|----|----|-----|-------------------|-------------------|--------------|------|-------|-----------|----------|-------|------|
| 1 | 1 | 233 | 4 | | | 0,73 (0,45) | 0,203 (2,25) | 0,89 | 1,1 | -0,4 | 2,24 | 0,59 | -0,1 | 1,25 |
| 2 | 1 | 233 | 5 | | | 0,78 (0,35) | 0,185 (2,41) | 2,32 | 1,25 | -0,32 | 2,33 | 0,62 | -0,17 | 1,36 |
| 3 | 1 | 233 | 4 | | | 0,69 (0,52) | 0,228 (2,1) | 0,57 | 1,12 | 0,05 | 2,07 | 0,62 | -0,05 | 1,36 |
| 4 | 1 | 233 | 4 | | | 0,59 (0,75) | 0,225 (2,15) | 0,53 | 1 | -0,1 | 2,12 | 0,56 | 0,06 | 1,15 |
| 5 | 3 | 233 | 4 | | | 5,2 (-2,4) | 0,225 (2,15) | 0,85 | 1,87 | -2,25 | 2 | 0,86 | -0,49 | 2,43 |
| 6 | 1 | 233 | 4 | | | 0,8 (0,3) | 0,213 (2,2) | 0,76 | 1 | -0,5 | 2,16 | 0,51 | -0,21 | 1,7 |
| 7 | 2 | 333 | 5 | | | 0,38 (1,4) | 0,2 (2,3) | 1,16 | 0,7 | 0,3 | 2,35 | 0,37 | 0,22 | 0,9 |
| 8 | 1 | 333 | 4 | | | 0,8 (0,3) | 0,175 (2,5) | 0,91 | 1,06 | -0,72 | 2,42 | 0,58 | -0,28 | 1,3 |
| 9 | I | 123 | 5 | | | 1,74 (-0,8) | 0,3 (1,72) | 1,3 | 1,42 | 0,01 | 1,69 | 0,88 | -0,02 | 0,9 |
| 10 | 1 | 333 | 5 | | | 0,66 (0,6) | 0,147 (2,73) | 1,87 | 0,9 | -0,16 | 2,55 | 0,29 | -3,41 | 1,8 |
| 11 | 2 | 333 | 5 | | | 0,32 (1,6) | 0,154 (2,7) | 1,02 | 0,57 | -0,05 | 2,7 | 0,32 | 0,02 | 1,07 |
| 12 | 2 | 333 | 4 | | | 0,4 (1,3) | 0,198 (2,3) | 1,93 | 0,75 | 0,7 | 2,36 | 0,4 | 0,37 | 1,54 |
| 13 | 2 | 333 | 4 | | | 0,39 (1,35) | 0,188 (2,4) | 1,96 | 0,81 | 0,52 | 2,41 | 0,45 | 0,19 | 1,14 |
| 14 | 2 | 333 | 4 | | | 0,325 (1,6) | 0,164 (2,6) | 0,88 | 0,62 | -0,05 | 2,55 | 0,37 | -0,05 | 1,08 |
| 15 | 2 | 334 | 6 | | | 0,352 (1,5) | 0,139 (2,82) | 7,59 | 1,06 | 0,53 | 3,6 | 0,55 | 0,32 | 1,7 |
| 16 | 2 | 333 | 5 | | | 0,28 (1,85) | 0,16 (2,63) | 1,32 | 0,7 | 0,24 | 2,64 | 0,52 | 0,11 | 1,16 |
| 17 | 2 | 333 | 5 | | | 0,3 (1,7) | 0,148 (2,75) | 4,21 | 1,02 | 0,65 | 2,78 | 0,52 | 0,22 | 1,68 |
| 18 | 2 | 333 | 4 | | | 0,31 (1,68) | 0,153 (2,7) | 1,14 | 0,61 | 0,02 | 2,68 | 0,34 | -0,03 | 1,24 |
| 19 | 2 | 333 | 5 | | | 0,3 (1,7) | 0,157 (2,65) | 2,2 | 0,73 | 0,27 | 2,65 | 0,42 | 0,09 | 1,15 |
| 20 | 2 | 333 | 5 | | | 0,32 (1,63) | 0,184 (2,43) | 1,76 | 0,8 | 0,38 | 2,47 | 0,47 | 0,20 | 1,09 |
| 21 | 2 | 333 | 6 | | | 0,29 (1,78) | 0,147 (2,75) | 4,2 | 1,02 | 0,65 | 2,79 | 0,53 | 0,23 | 1,7 |
| 23 | I | 223 | 6 | | | 2,1 (-1,1) | 0,238 (2,05) | 13,53 | 2,76 | 2,38 | 2,16 | 1,44 | 0,29 | 1,8 |
| 1' | 1 | 233 | 4 | | | 0,52 (0,95) | 0,215 (2,2) | 0,5 | 0,64 | 0,17 | 2,2 | 0,34 | -0,01 | 1,3 |

ANNEXE

Coupe SR

| | | | | | | | | | | |
|-----|---------|----------------|-----------------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|
| 1 | I 122 5 | 1,4 (-0,5) | 0,34 (1,55) | 1,23 | 1,35 | -0,2 | 1,41 | 0,76 | -0,18 | 1,05 |
| 2 | I 122 4 | 1,6 (-0,7) | 0,38 (1,4) | 1,54 | 1,42 | -0,25 | 1,26 | 0,91 | 0,15 | 0,99 |
| 3 | 2 112 5 | 2,6 (-1,4) | 0,68 (0,55) | 1,67 | 1,68 | 0,83 | 0,76 | 1,05 | 0,27 | 0,89 |
| 4 | I 222 5 | 1,2 (-0,2) | 0,34 (1,55) | 1,21 | 1,4 | 0,3 | 1,65 | 0,69 | 0,18 | 1,23 |
| 5 | I 112 4 | 1,5 (-0,6) | 0,48 (1,05) | 0,28 | 1,05 | 0,2 | 1,15 | 0,52 | 0,23 | 1,29 |
| 6 | 1 233 5 | 0,8 (0,3) | 0,23 (2,1) | 2,95 | 1,17 | 0,55 | 2,2 | 0,63 | 0,25 | 1,28 |
| 7 | I 122 4 | 1,7 (-0,75) | 0,33 (1,6) | 0,54 | 1,3 | -0,4 | 1,51 | 0,76 | -0,16 | 1,15 |
| 8 | 1 233 5 | 0,7 (0,5) | 0,225 (2,15) | 2,98 | 1,27 | 0,55 | 2,18 | 0,69 | 0,15 | 1,27 |
| 9 | 2 333 5 | 0,34 (1,6) | 0,148 (2,75) | 2,54 | 0,9 | 0,2 | 2,8 | 0,51 | 0,13 | 1,23 |
| 10 | 1 334 5 | 0,78 (0,35) | 0,133 (2,9) | 5,64 | 1,22 | -0,15 | 2,91 | 0,66 | -0,01 | 1,26 |
| 11 | 2 344 5 | 0,33 (1,6) | 0,11 (3,2) | 10,72 | 1,07 | 0,25 | 3,21 | 0,55 | 0,08 | 1,1 |
| 12 | 3 344 5 | 0,22 (2,2) | 0,103 (3,25) | 9,42 | 0,92 | 0,65 | 3,31 | 0,48 | 0,3 | 1,52 |
| 13 | 3 344 5 | 0,21 (2,25) | 0,118 (3,1) | 7,21 | 0,82 | 0,65 | 3,1 | 0,49 | 0,16 | 1,1 |
| 14 | 2 344 5 | 0,24 (2,05) | 0,115 (3,15) | 4,46 | 0,72 | 0,15 | 3,13 | -0,43 | 0,02 | 1 |
| 15 | 2 334 5 | 0,35 (1,5) | 0,138 (2,85) | 2,89 | 0,85 | 0,2 | 2,86 | 0,49 | 0,08 | 0,93 |
| 16 | 2 334 5 | 0,27 (1,85) | 0,137 (2,85) | 3 | 0,77 | 0,45 | 2,93 | 0,47 | 0,28 | 1,06 |
| 17 | 2 333 4 | 0,35 (1,5) | 0,152 (2,7) | 0,8 | 0,9 | 0,1 | 2,65 | 0,46 | -0,07 | 1,13 |
| 18 | I 233 4 | 1,1 (-0,15) | 0,22 (2,2) | 0,37 | 1,07 | -0,35 | 2,15 | 0,59 | -0,2 | 1,4 |
| 19 | I 233 4 | 1,5 (-0,6) | 0,247 (2,02) | 0,39 | 1,42 | -1,03 | 1,82 | 0,87 | -0,22 | 1,17 |
| 21 | 2 333 5 | 0,33 (1,6) | 0,145 (2,8) | 2,56 | 0,8 | 0,2 | 2,86 | 0,47 | 0,17 | 1,19 |
| 22 | 2 333 5 | 0,35 (1,5) | 0,173 (2,5) | 1,2 | 0,77 | 0,25 | 2,56 | 0,43 | 0,21 | 0,97 |
| 23 | 2 123 4 | 2,3 (-1,2) | 0,3 (1,72) | 0,49 | 1,77 | -1 | 1,5 | 1,11 | -0,28 | 0,87 |
| 24 | 2 333 5 | 0,29 (1,8) | 0,148 (2,72) | 2,27 | 0,72 | 0,51 | 2,77 | 0,42 | 0,28 | 1,19 |
| 25 | I 223 4 | 1,3 (0,4) | 0,285 (1,8) | 0,44 | 1,29 | -0,28 | 1,81 | 0,85 | -0,04 | 0,85 |
| 28 | 1 223 4 | 0,86 (0,2) | 0,285 (1,8) | 0,38 | 0,85 | -0,3 | 1,81 | 0,49 | -0,06 | 1,27 |
| 29 | 1 233 4 | 0,64 (0,65) | 0,23 (2,1) | 0,49 | 0,75 | 0,1 | 2,1 | 0,38 | 0,03 | 1,53 |
| A30 | 2 223 5 | 25 | 0,25 | 3,34 | 3,8 | -3,8 | 0,51 | 2,44 | -0,68 | 0,74 |

C Q1 Md Q3 99%

Argillites

- 8 0 0 0

ANNEXE

Carrière de St-Nicolas-de-Port
Coupe 50

| Echantillons | C Q1MdQ3 99 % φ | Cmm (φ) | Mmm (φ) | Σ<63μ | S0s | SKs | Mdφ | σ | SK | K |
|--------------|--------------------|-----------------|-----------------|-------|------|-------|------|------|-------|------|
| 1 | 2 333 5 | 0,33 (1,6) | 0,15 (2,73) | 2,43 | 0,86 | 0,19 | 2,73 | 0,49 | 0,06 | 1,22 |
| 2 | 2 333 5 | 0,44 (1,28) | 0,138 (2,85) | 3,16 | 0,92 | -0,15 | 2,85 | 0,49 | -0,07 | 1,43 |
| 3 | 1 333 5 | 0,46 (1,1) | 0,156 (2,65) | 2,99 | 1 | 0 | 2,6 | 0,59 | -0,06 | 1,09 |
| 4 | I 112 5 | 1,9 (-0,95) | 0,485 (1,05) | 1,05 | 1,42 | 0,35 | 1,06 | 0,84 | 0,06 | 1,06 |
| 6 | 2 333 5 | 0,34 (1,62) | 0,162 (2,6) | 2,25 | 0,97 | 0,45 | 2,68 | 0,56 | 0,23 | 1,07 |
| 7 | 1 333 5 | 0,86 (0,2) | 0,166 (2,58) | 2,97 | 1 | 0,24 | 2,62 | 0,57 | 0,12 | 1,09 |
| 8 | 1 333 5 | 0,52 (0,95) | 0,181 (2,45) | 2,51 | 1,01 | 0,37 | 2,5 | 0,57 | 0,16 | 1,11 |
| 9 | 1 333 5 | 0,47 (1,1) | 0,179 (2,45) | 2,09 | 0,9 | 0,3 | 2,49 | 0,52 | 0,14 | 1,08 |
| 10 | 1 333 5 | 0,49 (1,02) | 0,156 (2,65) | 2,9 | 1,07 | 0,15 | 2,71 | 0,63 | 0,12 | 1,21 |
| 11 | 1 233 5 | 0,88 (0,18) | 0,19 (2,4) | 2,01 | 1,32 | -0,25 | 2,38 | 0,74 | -0,07 | 1,2 |
| 12 | 2 334 5 | 0,31 (1,7) | 0,127 (2,98) | 5,4 | 1 | 0,1 | 3,03 | 0,63 | 0,06 | 0,97 |
| 13 | 2 334 5 | 0,32 (1,7) | 0,133 (2,0) | 5,23 | 1 | 0,2 | 2,93 | 0,63 | 0,08 | 0,86 |
| 14 | 2 334 5 | 0,31 (1,7) | 0,125 (3) | 6,02 | 1,02 | 0,15 | 3,01 | 0,62 | 0,059 | 0,97 |
| 15 | 2 344 5 | 0,23 (2,1) | 0,106 (3,25) | 6,92 | 0,8 | 0,15 | 3,23 | 0,48 | 0,01 | 1,01 |
| 16 | 1 223 4 | 1,05 (-0,05) | 0,234 (2,06) | 0,96 | 1,2 | -0,12 | 2,15 | 0,54 | 0,18 | 1,18 |
| 17 | I 223 5 | 1,9 (-0,95) | 0,267 (1,9) | 1,19 | 1,9 | -0,3 | 1,82 | 1,17 | -0,06 | 1,18 |
| 18 | 1 234 5 | 0,62 (0,7) | 0,16 (2,63) | 5,11 | 1,17 | 0,29 | 2,64 | 0,76 | 0,07 | 0,82 |
| 20 | 1 234 5 | 0,9 (0,15) | 0,19 (2,4) | 4,79 | 1,42 | 0,45 | 2,53 | 0,86 | 0,2 | 0,86 |
| 21 | 1 223 4 | 1,05 (-0,05) | 0,268 (1,9) | 0,96 | 1,31 | 0,27 | 2,06 | 0,6 | 0,36 | 1,13 |
| 22 | 1 223 4 | 1,06 (-0,05) | 0,278 (1,82) | 0,57 | 1,17 | 0,21 | 1,75 | 0,72 | -0,02 | 1,28 |
| 23 | I 122 5 | 1,8 (-0,85) | 0,31 (1,7) | 1,21 | 1,5 | -0,4 | 1,5 | 0,93 | -0,22 | 1,07 |
| 24 | 1 333 5 | 0,5 (1) | 0,167 (2,6) | 1,41 | 0,85 | 0,2 | 2,56 | 0,48 | 0 | 1 |
| 25 | Z 112 4 | 3,1 (-1,65) | 0,63 (0,65) | 0,84 | 2,23 | 0,13 | 0,85 | 1,34 | 0,17 | 0,73 |
| 26 | 2 333 5 | 0,35 (1,5) | 0,162 (2,6) | 1,05 | 0,82 | 0,15 | 2,58 | 0,51 | 0,02 | 0,97 |
| 27 | Z 123 4 | 2,7 (-1,45) | 0,25 (2) | 0,53 | 2,12 | -1,45 | 1,54 | 1,45 | -0,39 | 0,68 |
| 28 | 1 333 5 | 0,6 (0,75) | 0,172 (2,52) | 1,17 | 0,85 | -0,14 | 2,52 | 0,46 | -0,04 | 1,16 |
| 29 | I 123 4 | 2 (-1) | 0,42 (1,25) | 0,66 | 1,70 | 0,2 | 1,4 | 1,1 | 0,12 | 0,75 |
| 30 | Z 113 4 | 3,3 (-1,7) | 0,592 (0,75) | 0,61 | 1,92 | 0,55 | 1,01 | 1,26 | 0,22 | 0,79 |
| 31 | Z 113 4 | 4,4 (-2,15) | 0,48 (1,05) | 0,67 | 2,17 | -0,55 | 0,97 | 1,45 | -0,1 | 0,78 |
| 34 | 3 344 5 | 0,22 (2,2) | 0,1 (3,3) | 6,01 | 0,77 | 0,05 | 3,31 | 0,36 | 0,05 | 0,94 |

ANNEXE

Carrière de Coyviller

| Echantillons | C | Q1 | Md | Q3 | 99% | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | S0s | SKs | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|---|-----|----|----|-----|-------------------|-------------------|------------|------|-------|-----------|----------|-------|------|
| 10 | 3 | 222 | 5 | | | 7,6 (-2,92) | 0,325 (1,6) | 1,43 | 2,75 | -2,9 | 0,61 | 1,93 | -0,6 | 0,62 |
| 1 | 2 | 122 | 4 | | | 2,5 (-1,3) | 0,322 (1,6) | 0,79 | 1,56 | -1,87 | 1,23 | 1,04 | -0,46 | 0,72 |
| 2 | 2 | 122 | 5 | | | 2,5 (-1,3) | 0,32 (1,63) | 1,31 | 1,62 | -1,81 | 1,22 | 1,02 | -0,67 | 1,62 |
| 3 | 1 | 122 | 5 | | | 0,89 (0,15) | 0,36 (1,45) | 1,28 | 1,15 | 0,5 | 1,54 | 0,74 | 0,19 | 1,02 |
| 4 | 1 | 223 | 4 | | | 0,74 (0,45) | 0,275 (1,85) | 0,74 | 1,15 | -0,1 | 1,8 | 0,74 | -0,07 | 0,78 |
| 5 | 1 | 223 | 4 | | | 0,76 (0,38) | 0,33 (1,6) | 0,88 | 1,26 | 0,07 | 1,63 | 0,77 | 0,04 | 0,98 |
| 6 | 1 | 122 | 4 | | | 0,72 (0,5) | 0,42 (1,25) | 0,58 | 0,9 | 0,61 | 1,22 | 0,52 | 0,13 | 1,3 |
| 7 | 1 | 223 | 4 | | | 0,69 (0,65) | 0,31 (1,72) | 0,75 | 1,02 | 0,12 | 1,73 | 0,64 | 0,04 | 0,9 |
| 8 | 1 | 222 | 5 | | | 0,82 (0,28) | 0,36 (1,45) | 0,57 | 0,96 | 0,38 | 1,49 | 0,54 | 0,17 | 1,12 |
| 9 | 1 | 222 | 5 | | | 0,67 (0,55) | 0,34 (1,52) | 1,16 | 0,81 | 0,34 | 1,53 | 0,42 | 0,09 | 1,42 |

- TABLEAU 6 -

Affleurements de Moriviller

ANNEXE

M1

| Echantillons | C Q1MdQ3 99% | Cmm ϕ | Mmm ϕ | %<63 μ | SO _S | SK _S | Md ϕ | | SK | K |
|--------------|-----------------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|-----------------|-----------|------|-------|------|
| 1 | $\bar{3}$ 122>6 | 7,1 (-2,82) | 0,43 (1,2) | 7,44 | 4,09 | 1,42 | 0,89 | 1,9 | -0,1 | 2,13 |
| 2 | $\bar{3}$ 122>6 | 6,8 (-2,75) | 0,39 (1,35) | 8,37 | 4,15 | 1 | 1,08 | 2,33 | -0,03 | 1,82 |
| 3 | $\bar{3}$ 222 6 | 5,66 (-2,52) | 0,335 (1,55) | 2,91 | 1,51 | -0,68 | 1,49 | 0,73 | -0,12 | 1,85 |
| 4 | $\bar{3}$ 122 6 | 8 (-3) | 0,44 (1,18) | 4,17 | 2,74 | -2,4 | 0,34 | 1,8 | -0,54 | 1,37 |
| 5 | $\bar{2}$ 222 6 | 4,1 (-2,03) | 0,315 (1,65) | 3 | 1,37 | -0,6 | 1,53 | 0,79 | -0,22 | 1,3 |
| 6 | $\bar{3}$ 112 3 | 8 (-3) | 0,5 (1) | 0,37 | 2,43 | -2,26 | 0,83 | 1,26 | -0,36 | 1,57 |
| 7 | $\bar{3}$ 122 4 | 8 (-3) | 0,33 (1,6) | 0,48 | 2,25 | -2,84 | 1,36 | 1,24 | 0,47 | 1,7 |

M2

| | | | | | | | | | | |
|---|-----------------|----------------|-----------------|------|------|-------|------|------|-------|------|
| 1 | $\bar{1}$ 122 4 | 1,9 (-0,95) | 0,38 (1,4) | 0,79 | 1,42 | 0,07 | 1,38 | 0,82 | -0,01 | 1,13 |
| 2 | $\bar{1}$ 223 4 | 1,41 (-0,5) | 0,26 (1,95) | 0,87 | 1,17 | -0,37 | 1,92 | 0,67 | -0,11 | 1,14 |
| 3 | 1 222 4 | 0,9 (0,15) | 0,335 (1,55) | 0,51 | 1,02 | 0,3 | 1,54 | 0,54 | 0,06 | 1,4 |
| 4 | $\bar{1}$ 222 4 | 1,3 (-0,35) | 0,35 (1,5) | 0,71 | 1,06 | 0,12 | 1,47 | 0,59 | -0,01 | 1,2 |

- TABLEAU 7 -

ANNEXE

Affleurement de la Haute Flavigny

| Echantillons | C Q1MdQ3 99% ϕ | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | S0s | SKs | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|------------------------|-------------------|-------------------|------------|------|-------|-----------|----------|--------|------|
| 1 | 2 333 4 | 0,31 (1,7) | 0,183 (2,43) | 0,76 | 0,53 | 0,13 | 2,44 | 0,32 | 0,09 | 0,88 |
| 2 | 2 333 4 | 0,318 (1,65) | 0,2 (2,3) | 0,37 | 0,53 | 0,15 | 2,32 | 0,31 | 0,13 | 1,07 |
| 3 | 2 333 5 | 0,34 (1,55) | 0,2 (2,3) | 1,1 | 0,65 | 0,3 | 2,34 | 0,38 | 0,2 | 1,18 |
| 4 | 2 333 5 | 0,3 (1,72) | 0,165 (2,6) | 1,56 | 0,63 | 0,15 | 2,59 | 0,35 | 0,04 | 1,47 |
| 5 | 2 333 5 | 0,28 (1,82) | 0,163 (2,6) | 1,99 | 0,59 | 0,28 | 2,57 | 0,32 | 0,03 | 1,3 |
| 6 | 2 233 4 | 0,33 (1,6) | 0,202 (2,3) | 0,39 | 0,5 | 0,04 | 2,31 | 0,3 | 0,05 | 0,9 |
| 7 | 2 233 4 | 0,37 (1,4) | 0,202 (2,3) | 0,82 | 0,65 | 0,1 | 2,29 | 0,33 | 0,01 | 1,06 |
| 9 | 2 233 3 | 0,39 (1,35) | 0,22 (2,18) | 0,2 | 0,49 | -0,03 | 2,17 | 0,29 | -0,05 | 0,88 |
| 10 | 2 233 3 | 0,4 (1,3) | 0,223 (2,18) | 0,16 | 0,5 | 0 | 2,14 | 0,29 | -0,027 | 0,95 |
| 11 | 2 333 4 | 0,3 (1,72) | 0,185 (2,42) | 0,68 | 0,5 | 0,16 | 2,45 | 0,32 | 0,14 | 0,85 |
| 12 | 6 313 6 | 38 (-5,25) | 0,48 (1,03) | 6,19 | 4,82 | -2,23 | -0,14 | 3,07 | -0,4 | 0,9 |
| 13 | 3 334 6 | 8 (-3) | 0,13 (2,95) | 24,1 | 2,64 | 0,82 | 3,59 | 1,82 | 0,31 | 1,3 |

- TABLEAU 8 -

ANNEXE

Affleurement de Laneuveville

| Echantillons | C Q1MdQ3 99% | Cmm (ϕ) | Mmm (ϕ) | %<63 μ | S0s | SKs | Md ϕ | σ | SK | K |
|--------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------|------|-------|-----------|----------|-------|------|
| 1 | 2 222 3 ϕ | 0,45 (1,15) | 0,285 (1,8) | 0,22 | 0,41 | -0,02 | 1,8 | 0,25 | -0,01 | 1,08 |
| 2 | 1 222 3 | 0,48 (1,05) | 0,285 (1,8) | 0,1 | 0,43 | -0,06 | 1,64 | 0,16 | -0,06 | 0,91 |
| 3 | 1 222 3 | 0,47 (1,07) | 0,29 (1,78) | 0,4 | 0,45 | 0,04 | 1,78 | 0,27 | 0,03 | 1 |
| 4 | 2 222 3 | 0,43 (1,22) | 0,28 (1,82) | 0,15 | 0,42 | 0,12 | 1,81 | 0,24 | 0,06 | 0,9 |
| 5 | 2 222 3 | 0,42 (1,23) | 0,27 (1,85) | 0,21 | 0,47 | 0,13 | 1,85 | 0,28 | 0,07 | 1,03 |
| 6 | 1 222 3 | 0,465 (1,08) | 0,29 (1,78) | 0,1 | 0,42 | 0,07 | 1,77 | 0,26 | 0,02 | 1,07 |
| 7 | 2 222 3 | 0,43 (1,22) | 0,282 (1,8) | 0,33 | 0,4 | 0,1 | 1,82 | 0,25 | 0,12 | 0,91 |
| 8 | 2 222 3 | 0,425 (1,22) | 0,285 (1,8) | 0,15 | 0,38 | 0,05 | 1,8 | 0,24 | 0,03 | 0,93 |
| 10 | 2 222 3 | 0,425 (1,22) | 0,285 (1,8) | 0,04 | 0,36 | 0,04 | 1,8 | 0,23 | 0,03 | 0,85 |
| 11 | 2 222 3 | 0,42 (1,23) | 0,29 (1,78) | 0,13 | 0,37 | 0,07 | 1,78 | 0,23 | 0,09 | 0,86 |
| 12 | 2 222 3 | 0,41 (1,28) | 0,278 (1,88) | 0,25 | 0,42 | 0,07 | 1,84 | 0,26 | -0,06 | 0,97 |
| 13 | 2 223 3 | 0,37 (1,42) | 0,27 (1,87) | 0,12 | 0,4 | 0,1 | 1,86 | 0,25 | 0,04 | 0,73 |
| 14 | 2 222 3 | 0,41 (1,28) | 0,28 (1,82) | 0,13 | 0,39 | 0,14 | 1,83 | 0,25 | 0,13 | 0,82 |
| 15 | 2 222 3 | 0,39 (1,35) | 0,28 (1,82) | 0,18 | 0,39 | 0,18 | 1,82 | 0,24 | 0,18 | 0,87 |
| 16 | 2 222 3 | 0,44 (1,18) | 0,3 (1,72) | 0,05 | 0,35 | 0,09 | 1,72 | 0,22 | 0,07 | 0,81 |
| 17 | 2 222 3 | 0,43 (1,2) | 0,285 (1,8) | 0,06 | 0,38 | 0,06 | 1,8 | 0,25 | 0,04 | 0,79 |
| 18 | 2 222 3 | 0,445 (1,15) | 0,288 (1,8) | 0,27 | 0,4 | 0,04 | 1,81 | 0,26 | 0,07 | 0,86 |
| 19 | 2 222 3 | 0,41 (1,28) | 0,285 (1,8) | 0,06 | 0,36 | 0,04 | 1,83 | 0,24 | 0,12 | 0,82 |
| 20 | 2 222 3 | 0,41 (1,28) | 0,29 (1,78) | 0,13 | 0,38 | 0,09 | 1,78 | 0,23 | 0,03 | 0,96 |
| 21 2 | 2 222 3 | 0,44 (1,18) | 0,298 (1,83) | 0,07 | 0,38 | -0,11 | 1,76 | 0,23 | -0,31 | 0,96 |
| 22 | 2 222 3 | 0,44 (1,18) | 0,3 (1,82) | 0,07 | 0,42 | -0,11 | 1,75 | 0,24 | -0,28 | 0,98 |
| 23 | 2 222 3 | 0,46 (1,12) | 0,305 (1,7) | 0,05 | 0,39 | 0,02 | 1,69 | 0,25 | -0,02 | 0,84 |
| 24 | 1 222 3 | 0,485 (1,03) | 0,305 (1,7) | 0,15 | 0,45 | 0,1 | 1,71 | 0,27 | 0,01 | 1 |
| 25 | 1 222 3 | 0,47 (1,08) | 0,295 (1,75) | 0,12 | 0,43 | 0,05 | 1,75 | 0,25 | 0,03 | 1 |

Pérites Echantillon 9
C Q1 Md Q3 99% 69000

NOM DE L'ETUDIANT : AL KHATIB Ramzi

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT ES-SCIENCES

VU, APPROUVE

& PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 28/6/1976

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I



M. BOULANGE

