FACULTES UNIVERSITAIRES NOTRE-DAME DE LA PAIX NAMUR

FACULTES DES SCIENCES
Département de Géologie

Etude biostratigraphique des assemblages de diatomées pyritisées des sédiments du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et Belge - apports paléoenvironnementaux

Dissertation présentée par
Yoann Van Eetvelde
pour l'obtention du grade
de Docteur en Sciences

Composition du Jury :

Marie-Pierre AUBRY
Jean-Pierre DESCY
Christian DUPUIS (Directeur)
Vincent HALLET (Promoteur)
Philippe STEEMANS
Etienne STEURBAUT

15 juin 2005

© Presses Universitaires de Namur & Yoann Van Eetvelde
Rempart de la Vierge, 13
B-5000 Namur (Belgique)

Toute reproduction d'un extrait quelconque de ce livre,
hors des limites restrictives prévues par la loi,
par quelque procédé que ce soit, et notamment par photocopie ou scanner,
est strictement interdite pour tous pays.

Imprimé en Belgique

ISBN : 2-87037-499-2
Dépôt légal : D / 2005 / 1881 / 23

Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix
Faculté des Sciences
rue de Bruxelles, 61, B-5000 Namur, Belgium

Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix
Faculté des Sciences
Rue de Bruxelles, 61, B-5000 Namur, Belgium

Etude biostratigraphique des assemblages de diatomées pyritisées des sédiments du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et Belge – apports paléoenvironnementaux

par Yoann Van Eetvelde

Résumé : La distribution stratigraphique des diatomées pyritisées et leur répartition paléogéographique sont étudiées dans les sédiments du Paléocène supérieur et principalement de l'Eocène inférieur des Bassins Danois (Ølst et Hinge), de Dieppe-Hampshire (Saint-Josse et Ailly) et Belge (Knokke). Différents types de fossilisation ont été observés. D'une part, dans un stade précoce de la diagenèse, un moulage du frustule est construit par la croissance de minéraux authigéniques (pyrite et barytine). D'autre part, le frustule siliceux est remplacé épigénitiquement par de la pyrite. Ces deux processus de fossilisation, pouvant coexister, gardent les diatomées identifiables. Une méthodologie fiable et reproductible pour l'extraction de ces dernières a été mise en point.
Une évolution des zones de diatomées (zonation) est mise en évidence : quatre zones (D0 à D3) d'association ou d'abondance et deux sous-zones (D3a et D3b) sont reconnues. Cette zonation est établie pour les bassins méridionaux et orientaux du Bassin de la Mer du Nord. Elle est corrélable avec les biozonations de King (1983), Fenner (1985), Mudge & Copestake (1992a) et Mitlehner (1994, 1996) valables pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. Les zones D0 à D3 autorisent les corrélations entre les unités lithostratigraphiques des différents bassins étudiés et celui de la Mer du Nord. Cela a permis, entre autres, de corréler les sédiments des faciès sparnaciens du Bassin de Dieppe-Hampshire aux formations de la Mer du Nord. Enfin, les diatomées pyritisées sont un nouvel argument pour encadrer la position de la C.I.E. (dont la base est le critère de reconnaissance de la limite Paléocène-Eocène), celle-ci étant située dans la partie inférieure de la zone D1 sous le pic d'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*.

Biostratigraphical study of the pyritized diatom assemblages from the upper Paleocene and lower Eocene sediments of the Danish, Dieppe-Hampshire and Belgian Basins – paleoenvironmental contributions

by Yoann Van Eetvelde

Abstract : The stratigraphic distribution of the pyritized diatoms and their paleogeographic repartition are studied in Upper Paleocene and especially Lower Eocene from the Danish (Ølst Hinge), Dieppe-Hampshire (Saint-Josse and Ailly) and Belgian (Knokke) Basins. Different kinds of fossilisation are observed. In a first step of the diagenesis, a mould of the frustule is built thanks to the growth of authigenic minerals (pyrite and barite). The siliceous skeleton may also be completely replaced epigenetically by pyrite. These two types of fossilisation, that may coexist, keep diatoms identifiable. A reliable and reproducible methodology for the extraction of pyritized diatoms has been developed.
The evolution of the diatom zones is underlined : four zones (D0 until D3) of association or abundance are recognized. This zonation is established for the southern and eastern basins of the North Sea Basin. It is interrelated with the biozonations of King (1983), Fenner (1985), Mudge & Copestake (1992a) and Mitlehner (1994, 1996) valid for the central part of the North Sea Basin. The zones D0-D3 allow correlations between the lithostratigraphic units of the various studied basins and the one of the North Sea. This enables among others to correlate the sediments of the sparnacien facies of the Dieppe-Hampshire with the formations of the North Sea. At last, the pyritized diatoms represent a new argument to locate the C.I.E. which base is the criterion for the identification of the Paleocene-Eocene boundary. The C.I.E. is located in the lower part of the D1 zone under the abundance peak of the *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* species.

Dissertation doctorale en Sciences géologiques (Ph.D. thesis in Geology)
Date : 15-06-2005
Département de Géologie
Promoteur et directeur (Advisors) : Prof. V. HALLET et Prof. C. DUPUIS (FPMs)

"I firmly believe that any man's finest hour--his greatest fulfilment to all he holds dear...is that moment when he has worked his heart out in a good cause and lies exhausted on the field - victorious."

Vince Lombardi (1913-1970)

Remerciements

Cette thèse est le fruit d'un travail de recherche effectué en tant qu'assistant au Département de Géologie des Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix de Namur. Au terme de ce travail, il m'est particulièrement agréable de remercier celles et ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Il est deux personnes sans lesquelles ce travail n'aurait jamais pu voir le jour et qui, à ce titre, méritent bien plus que ces modestes remerciements. C'est cependant avec un grand plaisir que je vais tenter ici de leur exprimer toute l'étendue de ma plus sincère et profonde gratitude.

Je pense tout d'abord au Professeur Vincent Hallet, promoteur de cette thèse, qui a largement contribué par ses nombreux conseils, son soutien et ses encouragements à l'aboutissement de cette belle entreprise. Le Professeur Christian Dupuis, directeur de la thèse et à l'origine de celle-ci, est la seconde personne que je tiens à remercier très vivement ici. Il a par sa disponibilité constante, ses avis pertinents et son intérêt quant aux diatomées pyritisées, contribué de manière importante à la réalisation de cette thèse. Je le remercie également pour les moments mémorables passés en sa compagnie au Danemark et sur les falaises du Cap d'Ailly.

J'associe à cet hommage, le Professeur Claus Heilmann-Clausen, sans qui la partie danoise de cette thèse n'aurait pu être envisagée. Il a fourni maints échantillons et articles, sans compter de nombreuses informations inédites. Je le remercie également pour son accueil très chaleureux et pour m'avoir fait découvrir lors d'une mission de terrain inoubliable quelques beautés géologiques du Danemark dans des paysages dignes des plus belles toiles.

Je tiens également à remercier tous les membres du jury, les Professeurs Marie-Pierre Aubry, Jean-Pierre Descy et Etienne Steurbaut et le Docteur Philippe Steemans, qui m'ont fait l'honneur d'accepter de juger ce travail.

Je désire également remercier celles et ceux qui, à un moment ou à un autre, ont permis à ce travail de progresser. Je pense ainsi :

Au Dr. Patricia Sims, experte en diatomées marines du *Natural History Museum of London*, qui m'a permis de préciser les identifications de certains taxons et a validé mes assignations taxonomiques.

Au Dr. Alexander Mitlehner, pour son aide au développement de la méthodologie d'extraction et à la taxonomie des diatomées pyritisées.

A Monsieur Jacques Dagnelie, pour son aide au traitement des échantillons et les nombreux scannages réalisés.

A Monsieur Jacques Dutrieux, technicien à l'I.N.I.S.Ma., pour la réalisation des microanalyses.

Je tiens à remercier mes amies, Malchou, Isa et Chéverine, pour m'avoir souvent manifesté leur soutien, prodigué de nombreux encouragements et supporté mon humeur ″énervée″ pendant tant de dîners. Je remercie également tous mes collègues et mes amis qui m'ont apporté aide et encouragements.

Ma reconnaissance va enfin à ma famille. Grâce à mes parents, pour qui l'objet de ma profession relève un peu du mystère, j'ai pu entreprendre des études universitaires. Je les remercie vivement pour toute leur attention et leur soutien continuel.

A Barbara et à Simon, que dire ? Je pense qu'il est très difficile de décrire ce que je leur ai fait subir au cours de cette thèse, en particulier les quelques mois de rédaction durant lesquels notre maison s'est subitement ″épigénitisée″[1] en monastère ! Mille excuses. Je les remercie de tout mon cœur pour leur soutien, leurs encouragements, et leur amour. Ils ont également contribué sans conteste à l'aboutissement de cette thèse.

[1] Mot quelque peu compliqué dont la traduction est fournie dans cette thèse. Bonne lecture !

Table des matières

INTRODUCTION……..5
Objectifs...……..5
Organisation de la thèse……..6

CHAPITRE 1 : GENERALITES..... 9
1.1. LES DIATOMEES 9
1.1.1. Généralités 9
1.1.2. Fossilisation, évolution, intérêts biostratigraphique et paléoenvironnemental..... 15
1.2. LA LIMITE PALEOCENE-EOCENE 17
1.2.1. Les anciennes définitions..... 18
1.2.2. L'excursion isotopique du carbone et autres critères potentiels pour reconnaître la limite P/E 20
1.3. LE BASSIN DE LA MER DU NORD ET BASSINS ANNEXES 23
1.3.1. Contexte paléogéographique général..... 23
1.3.2. Biostratigraphie du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur 27
1.3.2.1. Les nannofossiles calcaires 27
1.3.2.2. Les dinoflagellés 28
1.3.2.3. Diatomées et corrélations existantes 30

CHAPITRE 2 : MATERIEL ET METHODES..... 39
2.1. CHOIX ET LOCALISATION DES SITES ETUDIES..... 39
2.1.1. Danemark..... 40
2.1.2. France 42
2.1.3. Belgique..... 43
2.1.4. Egypte..... 44
2.1.5. Tunisie 44
2.2. PREPARATION ET TRAITEMENT DU MATERIEL..... 45
2.3. ANALYSES CHIMIQUES..... 49
2.4. COMPTAGE ET REPRESENTATIVITE DES ECHANTILLONS 50

CHAPITRE 3 : PRESERVATION ET TAXONOMIE DES DIATOMEES FOSSILISEES..... 53
3.1. LA PYRITE : DEFINITION, FORMATION ET ALTERATION 53
3.1.1. Caractéristiques physiques de la pyrite 53
3.1.2. Conditions de formation 53
3.1.3. Altération de la pyrite 57
3.2. FOSSILISATION DES DIATOMEES..... 58
3.2.1. La dissolution..... 58
3.2.2. La diagenèse 59
3.2.3. Fossilisation des diatomées en pyrite 60
3.2.4. Les concrétions : contexte particulier de fossilisation..... 60

3.3. PRESERVATION DES ASSEMBLAGES 61
3.3.1. Assemblages du Bassin de Dieppe-Hampshire, du Danemark et de Belgique 62
3.3.1.1. Epigénie 62
3.3.1.2. Moulages internes 66
3.3.1.3. Analyses chimiques 70
3.3.2. Assemblages d'Albækhoved et d'Ølst (Danemark) 75
3.4. TAXONOMIE 78
3.4.1. Problèmes de taxonomie 79
3.4.1.1. Bibliographie 79
3.4.1.2. Matériel de référence 81
3.4.1.3. Une systématique en constante évolution 81
3.4.1.4. La nomenclature ouverte : l'importance du microscope électronique 81
3.4.1.5. Diatomées en chaîne 82
3.4.2. Démarche taxonomique suivie 82
3.4.3. Espèces identifiées 88
3.4.4. Restrictions pour les interprétations paléoenvironnementales 90
3.5. AUTRES MICROFOSSILES 91

CHAPITRE 4 : ASSEMBLAGES DE DIATOMEES DU BASSIN DANOIS 93
4.1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS 93
4.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL 94
4.2.1. Cadre de sédimentation du Danemark au Paléogène 96
4.2.2. Formations et sites d'étude 99
4.2.2.1. Formation Æbelø 99
4.2.2.2. Formation Holmehus 100
4.2.2.3. Formation Ølst 100
4.2.2.4. Formation Fur 102
4.2.2.5. Formation Røsnæs Clay 104
4.3. CARRIERES D'ARGILES D'ØLST et HINGE 106
4.3.1. Localisation et détails géologiques 106
4.3.1.1. Formation Holmehus 108
4.3.1.2. Formation Ølst 108
4.3.2. Prélèvements 109
4.3.3. Résultats 109
4.3.3.1. Diatomées présentes dans la coupe d'Ølst 113
4.3.3.2. Diatomées de la coupe de Hinge 114
4.3.4. Discussion et conclusion 115
4.3.4.1. Zones de diatomées 118
4.3.4.2. Datations et corrélations stratigraphiques 120
4.4. RUGÅRD, ALBÆKHOVED, ILE DE FUR, SILSTRUP et KONGSTRUP 123
4.4.1. Rugård 123
4.4.2. Albækhoved 124

4.4.3. Ile de Fur (Stolleklint et Knudenklint) 127
4.4.3.1. Stolleklint 128
4.4.3.2. Knudenklint 129
4.4.4. Silstrup 130
4.4.5. Kongstrup 130
4.5. CONCLUSION 131

CHAPITRE 5 : AILLY ET SAINT-JOSSE (BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE) 133
5.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL ET OBJECTIFS 133
5.1.1. Bassin de Dieppe-Hampshire 133
5.1.2. Objectifs 136
5.2. COUPES DU CAP D'AILLY 138
5.2.1. Localisation et contexte géologique 138
5.2.2. Succession du Cap d'Ailly 139
5.2.2.1. Le Sparnacien 141
5.2.2.2. Formation de Varengeville 142
5.2.2.3. Evénements et stratigraphie de la coupe du Cap d'Ailly 143
5.2.3. Prélèvements 143
5.2.4. Résultats 144
5.2.5. Biostratigraphie 151
5.2.5.1. Assemblages et zones de diatomées 154
5.2.5.2. Corrélations stratigraphiques 155
5.2.6. Paléoenvironnements 158
5.3. SONDAGE DE SAINT-JOSSE 158
5.3.1. Localisation et contexte géologique 158
5.3.2. Prélèvements 160
5.3.3. Résultats 161
5.3.3.1. Nature des résidus 161
5.3.3.2. Diatomées 161
5.3.4. Biostratigraphie 165
5.3.4.1. Zones de diatomées 167
5.3.4.2. Corrélations stratigraphiques 168
5.3.5. Paléoenvironnements 170
5.3.5.1. Faciès continentaux à influences marines épisodiques – Unité Sorrus 170
5.3.5.2. Environnements saumâtres et marins – Unités Le Goulet et Saint-Aubin 171
5.4. FROMESSENT ET SAINT-OMER 172
5.4.1. Fromessent 172
5.4.2. Saint-Omer 173
5.5. CONCLUSIONS : CORRELATIONS ENTRE LE BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE ET LES BASSINS DANOIS ET BASSINS DE LA MER DU NORD ET APPORTS PALEOENVIRONNEMENTAUX 173

CHAPITRE 6 : ETUDE COMPLEMENTAIRE DU SONDAGE DE KNOKKE 179
6.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN BELGE, SUCCESSION DE l'EOCENE INFERIEUR ET OBJECTIFS 179
6.1.1. Le Bassin Belge 179
6.1.2. Succession stratigraphique de l'Eocène inférieur 181
6.1.2.1. Formation Tienen 181
6.1.2.2. Formation Kortrijk Clay 181
6.1.3. Objectifs 183
6.2. SONDAGE DE KNOKKE 183
6.2.1. Succession stratigraphique 183
6.2.1.1. Formation de Tienen 183
6.2.1.2. Formation Kortrijk Clay 186
6.2.2. Prélèvements 187
6.2.3. Résultats 188
6.2.3.1. Formation Tienen 189
6.2.3.2. Formation Kortrijk 191
6.2.4. Zones de diatomées et corrélations stratigraphiques 192
6.3. CONCLUSION 196

CHAPITRE 7 : CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 199

BIBLIOGRAPHIE 203

LISTE DES FIGURES 228
LISTE DES TABLEAUX 235
LEXIQUE 237

INTRODUCTION

Objectifs

Dans une thèse précédente, portant sur la biostratigraphie des diatomées du Cénozoïque, Mitlehner (1994) a montré la possibilité d'identifier jusque le genre voire l'espèce les diatomées pyritisées et de les utiliser en tant que marqueurs biostratigraphiques. Ce travail a pour but principal d'investiguer de manière approfondie la préservation et la distribution des assemblages de diatomées dans les sédiments de l'Eocène inférieur des bords orientaux et méridionaux du Bassin de la Mer du Nord. Des corrélations à courte distance des biozones construites et définies à partir des diatomées pyritisées seront proposées avec celles existantes pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. Afin de rencontrer ces objectifs, une méthodologie adaptée à la préservation particulière, remplissage et/ou remplacement par des minéraux authigènes telle que la pyrite, des frustules de diatomées présents dans les sédiments étudiés a été mise au point. En effet, les méthodologies classiques utilisées pour extraire les diatomées en silice ne permettent ni la préservation de la pyrite, ni l'extraction efficace des diatomées pyritisées et par conséquent ne favorisent pas l'observation des diatomées pyritisées fossiles.

Cette thèse porte essentiellement sur des dépôts d'âge Eocène inférieur et comprend :

- l'étude des sédiments de l'Eocène inférieur des coupes d'Ølst et de Hinge (Bassin Danois, bord est du Bassin de la Mer du Nord),

- l'étude des sédiments de l'Eocène inférieur du sondage de Saint-Josse et des coupes du Cap d'Ailly (Bassin de Dieppe-Hampshire, bord sud du Bassin de la Mer du Nord),

- une nouvelle étude des sédiments de la Formation Tienen du sondage de Knokke (Bassin Belge, partie méridionale du Bassin de la Mer du Nord),

- les analyses des sédiments de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur de la Tunisie (coupes de Jugurtha, Oued Mezez et Sidi Nasseur) et de l'Egypte (coupe de Dababiya) (Domaine de la Téthys).

Pour chaque site et dans la mesure du possible, l'étude biostratigraphique des assemblages de diatomées s'étend à l'intervalle stratigraphique contenant le critère principal de corrélation de la limite Paléocène-Eocène : la C.I.E. (*Carbon Isotope Excursion*, Excursion isotopique du carbone). Quelques échantillons du Paléocène supérieur seront également traités.

Il est nécessaire d'insister sur le fait que la présente étude a été réalisée avec des facteurs limitants exceptionnels (méthodologie lourde et travail important de

taxonomie) dus à la spécificité de la préservation des diatomées en pyrite et en barytine. Malgré ceux-ci, un certain nombre de découvertes intéressantes ont été faites ; elles contribuent à une amélioration des connaissances de la géologie de l'Eocène inférieur des Bassins de Dieppe-Hampshire, Danois et Belge ainsi que de la préservation et de la stratigraphie des diatomées.

Organisation de la thèse

La structure générale de la présente thèse et les contenus succincts des différents chapitres sont présentés dans les paragraphes suivants.

Le chapitre 1 définit le cadre de cette thèse et introduit les différents thèmes abordés. Dans un premier temps, les généralités et les termes propres aux diatomées sont détaillés. La limite Paléocène-Eocène est ensuite précisée. Ce chapitre se termine par la synthèse des connaissances actuelles sur la biostratigraphie des diatomées de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur du Bassin de la Mer du Nord.

Le chapitre 2 porte sur l'échantillonnage et les techniques utilisées pour préparer et traiter le matériel étudié. La provenance des échantillons, les méthodes d'extraction des diatomées en pyrite et en barytine, les moyens d'observation et les techniques d'analyses physico-chimiques employées pour caractériser la chimie des squelettes et des moulages de diatomées sont abordés dans ce chapitre.

Le chapitre 3 traite de la préservation et de l'identification des assemblages de diatomées enregistrés dans les sédiments des différents sites étudiés. Les résultats des analyses chimiques, permettant d'identifier la composition des moulages internes et des squelettes de diatomées, sont présentés et discutés. Ils permettent de caractériser la qualité de la pyritisation. La démarche taxonomique utilisée afin d'identifier les diatomées en pyrite et en barytine est précisée. La liste des espèces observées est également donnée. Ce chapitre se termine par la présentation d'un assemblage particulier de radiolaires en barytine et de la préservation des dinokystes.

Les résultats biostratigraphiques sont détaillés et discutés dans les chapitres 4, 5 et 6 ; ils traitent respectivement des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et Belge. Les contextes géologiques et les objectifs particuliers à chaque site sont donnés en début de chaque chapitre. Ils sont suivis par les résultats, discussions et conclusions comprenant la construction progressive des biozones et leur comparaison avec celles existantes pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord.

Le chapitre 7 résume les différents résultats et conclusions, principalement biostratigraphiques, de la présente étude. Ce chapitre propose également des pistes pour de futures investigations.

Les descriptions taxonomiques de toutes les espèces de diatomées pyritisées observées sont détaillées en annexe. Ces descriptions sont illustrées pour la plupart d'entre elles par des planches photographiques (photos essentiellement prises au microscope électronique à balayage). Les résultats de 42 analyses chimiques sont également présentés. Les annexes sont clôturées par la brève description des quelques résultats tunisiens.

CHAPITRE 1 : GENERALITES

Différents auteurs (e.a. King, 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992 ; Mitlehner, 1994, 1996 ; Bidgood et al., 1999) ont prouvé l'intérêt de l'étude des assemblages de diatomées, préservées en pyrite par la production de moulages internes et par le phénomène d'épigénie, pour les sédiments du Paléogène de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. Partant de ce constat, ma thèse vise à étudier de manière systématique les assemblages de diatomées pyritisées dans les sédiments de l'Eocène inférieur des bords méridionaux et orientaux du Bassin de la Mer du Nord. Pour mieux comprendre la qualité de la transformation en pyrite des diatomées, la préservation et la taxonomie des diatomées pyritisées, leur définition, leur reproduction, leur classification, leur fossilisation, leur stratigraphie et leur évolution sont données en début de chapitre (1.1).

L'essentiel de l'échantillonnage a été réalisé dans les sédiments de l'Eocène inférieur. Néanmoins, quelques échantillons ont été prélevés dans les niveaux de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur dans l'espoir d'observer une évolution des assemblages de diatomées avant, pendant et après l'Excursion Isotopique du Carbone (C.I.E.), limite officielle du Paléocène-Eocène. La définition et le critère d'identification de cette limite sont précisés au point 1.2 de ce chapitre. D'autres critères potentiels dont certains biostratigraphiques sont également présentés.

Etant donné que le but principal est d'établir des biozones valables pour la partie méridionale et orientale du Bassin de la Mer du Nord et de les corréler avec celles existantes pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord, la fin de ce chapitre (1.3) traite du contexte paléogéographique du Bassin de la Mer du Nord et de ses bassins annexes au Paléogène. Il résume également l'état des connaissances actuelles sur les biozones du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur des dinoflagellés, des nannofossiles calcaires et surtout des diatomées.

1.1. LES DIATOMEES

1.1.1. Généralités

Les diatomées sont des organismes microscopiques eucaryotes unicellulaires autotrophes, pourvues de grands chloroplastes. Une caractéristique des diatomées, propice à leur fossilisation, réside dans le fait que leur cellule est entourée d'un squelette externe appelé **frustule**, fortement imprégné d'opale ($SiO_2.nH_2O$). La paroi cellulaire contient du matériel organique qui consiste en une mince pellicule entourant les valves (Round et al., 1990). A la mort cellulaire, ces enveloppes résistantes vont se sédimenter et se fossiliser. Les diatomées ont des dimensions moyennes de 10 à 500 µm et dans les cas extrêmes ont une taille inférieure au µm ou supérieure au mm (Bignot, 2001 ; Hasle & Syvertsen, 1997 ; Round et al. 1990).

Un **frustule** est composé de deux thèques légèrement inégales, l'épithèque (la plus grande) et l'hypothèque (la plus petite), s'emboîtant l'une dans l'autre, à l'image d'une boîte de Pétri (Fig. 1.1). Chaque thèque est formée de deux parties, l'une latérale appelée cingulum, l'autre transversale appelée valve. Chaque valve se compose de la face valvaire et du manteau, partie marginale de la valve se différenciant par sa pente et parfois aussi sa structure. Les cingulum des deux valves se chevauchent en donnant une ceinture ou bande connective mais celle-ci est absente dans la plupart des espèces fossiles (Ross et al., 1979).

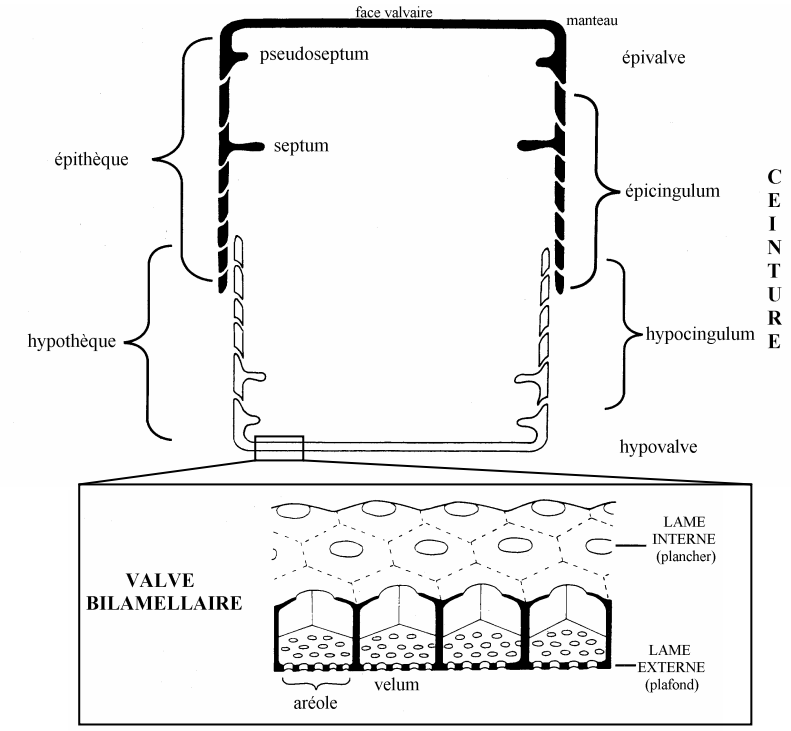


Figure 1.1 : Morphologie et éléments du frustule (Modifiée d'après Hasle & Syvertsen, 1997).

Le frustule représente environ 15 à 20 % du poids total sec de la cellule (1% chez les espèces planctoniques peu silicifiées, jusqu'à 47 % chez certaines espèces). Sa forme varie selon les espèces, tout en dérivant du schéma simple exposé précédemment. Hypovalve et épivalve sont ou non identiques. Les cingulum comprennent une ou plusieurs bandes. Les valves sont parfois formées par une seule lame, ornée de côtes et percée de pores. Dans la plupart des cas, elles sont bilamellaires (Fig. 1.1). Les deux lames, interne (plancher) et externe (plafond), sont superposées et reliées entre elles par un réseau de cloisons perpendiculaires, délimitant des aréoles hexagonales (Fig. 1.1). Le plancher et le plafond des aréoles sont percés de pores, recouverts ou non d'une plaque criblée ou velum (Fig. 1.1). Les aréoles contiguës communiquent entre elles par des fenêtres.

L'identification des diatomées est complexe. En effet, traditionnellement, leur systématique repose sur la morphologie et l'ornementation très variables des valves. La plupart des espèces présentent des variations importantes de taille et de forme en relation avec le cycle de reproduction végétative ainsi qu'avec les conditions

environnementales (Tappan, 1980 ; Bidgood et al., 1999). Enfin, l'identification doit être poussée jusqu'à l'espèce, voire la variété dans certains cas, afin de déduire des informations paléoécologiques significatives. Actuellement, le domaine de la systématique des diatomées est en pleine évolution.

Classification

Les diatomées sont actuellement classées dans le règne des protistes (classification de Whittaker (1969)) et plus précisément dans la division des *Chromophytes*, classe des *Bacillariophyceae* (encore appelées *Diatomophyceae*). Le système de classification développé par Simonsen (1979) et amélioré par Round et al. (1990) est le plus couramment accepté et utilisé (Hasle & Syvertsen, 1997). Cette classification des diatomées est basée sur la morphologie du frustule. Sa forme et la disposition des plaques valvaires permettent d'individualiser deux grandes sous-classes :

- les *Centrales* ou diatomées centriques (Fig. 1.2) : elles se caractérisent par des valves rondes, circulaires ou polygonales, et présentent une ornementation radiale ou concentrique (distribution des pores en files rayonnantes et/ou concentriques) ; la symétrie de l'ensemble est radiale,

- les *Pennales* ou diatomées pennées (Fig. 1.2) : de forme allongée, lancéolée ou elliptique, se caractérisent par une disposition bilatérale des pores ; la symétrie de l'ensemble est bilatérale.

Un grand nombre de *Pennales* présentent un détail morphologique particulier sur leur face valvaire : une fente longitudinale d'une largeur inframicrométrique appelée le raphé médian ou marginal. Formé par la modification d'une file de grands alvéoles coalescents, le raphé se compose de deux branches dans le prolongement l'une de l'autre (Fig. 1.2). Ces branches partent du nodule central (épaississement de la paroi) et se terminent chacune dans le nodule terminal. De part et d'autre du raphé, des ornements latéraux, plus ou moins réguliers se distinguent, ce sont les stries. L'interruption des stries dans l'axe longitudinal de la valve délimite une aire longitudinale. La partie de la valve ne présentant pas d'ornementation est appelée aire centrale (Rumeau & Coste, 1988).

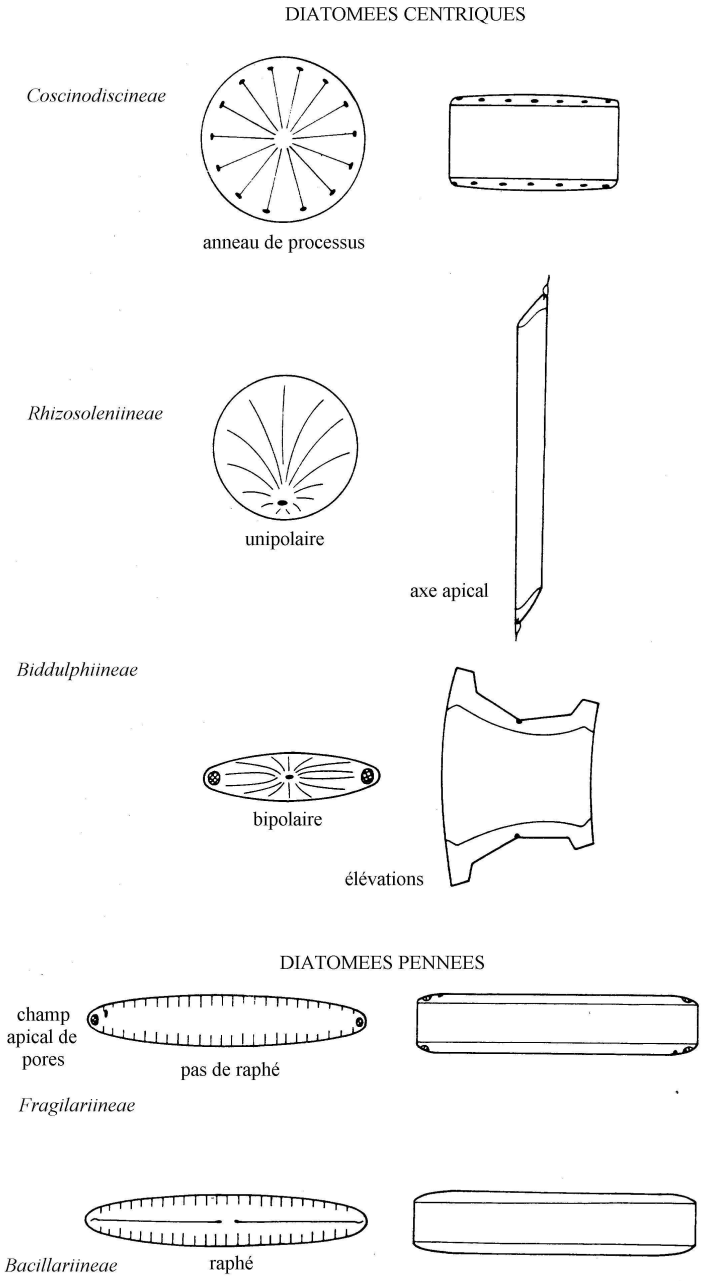


Figure 1.2 : Diagrammes schématiques des diatomées centriques et pennées (Modifiée d'après Hasle & Syvertsen, 1997).

Mode de vie

Les diatomées vivent isolées, ou groupées en longues files grâce à des appendices ou à un manchon muqueux. Très ubiquistes, elles peuplent tous les environnements aquatiques quelles qu'en soient la salinité (eau douce, saumâtre ou eau salée), la température (des glaces polaires à -2°C aux sources thermales chaudes à + 83°C) et que ces milieux soient permanents ou temporaires (et même éphémères) (Renault-Miskovsky, 1991).

Septante pourcents des genres actuels sont exclusivement marins, et seulement 17 % sont inféodés aux eaux douces (Bignot, 2001). Beaucoup de diatomées sont benthiques, fixées ou mobiles. D'autres ont un mode de vie planctonique, en eaux douces (*Pennales* surtout) ou marines (*Centrales* surtout). Les diatomées sont particulièrement abondantes dans le plancton des mers antarctiques (Bignot, 2001).

Reproduction

Les diatomées se reproduisent de manière asexuée (mitose) et à partir d'un certain seuil de manière sexuée (méiose) (Round et al., 1990 ; Bignot et al. 2001) (Fig. 1.3) :

Reproduction asexuée (mitose) : Lorsqu'une cellule se divise, chaque cellule fille reçoit pour épivalve l'une des valves du frustule maternel, et édifie rapidement (en 10 à 20 min) une nouvelle hypovalve. Ce mécanisme de bipartition, qui peut s'effectuer jusqu'à trois fois par jour (pour les formes benthiques), voire jusqu'à 8 fois par jour (pour les formes planctoniques), entraîne la diminution progressive de la dimension des frustules.

Reproduction sexuée (méiose) : Au-delà d'un certain seuil, la reproduction sexuelle se déclenche et, par formation d'auxospores de morphologie particulière, redonne aux individus une taille normale.

En fait, la reproduction asexuée prend fin par le processus de sporulation, résultant de la production et fusion des gamètes des cellules parentales. Un auxospore est formé et, à l'intérieur, de nouvelles larges cellules initiales se développent. Quand il est mature, l'auxospore se divise et deux nouvelles cellules sont produites. De cette manière, la taille des cellules augmente et une nouvelle période de reproduction asexuée peut commencer. Des étapes variables de ce cycle reproductif peuvent être incorporées dans l'enregistrement sédimentaire. Ceci est un point important à ne pas perdre de vue quand l'identification des diatomées est tentée (Bidgood et al., 1999 ; Mitlehner, 1994).

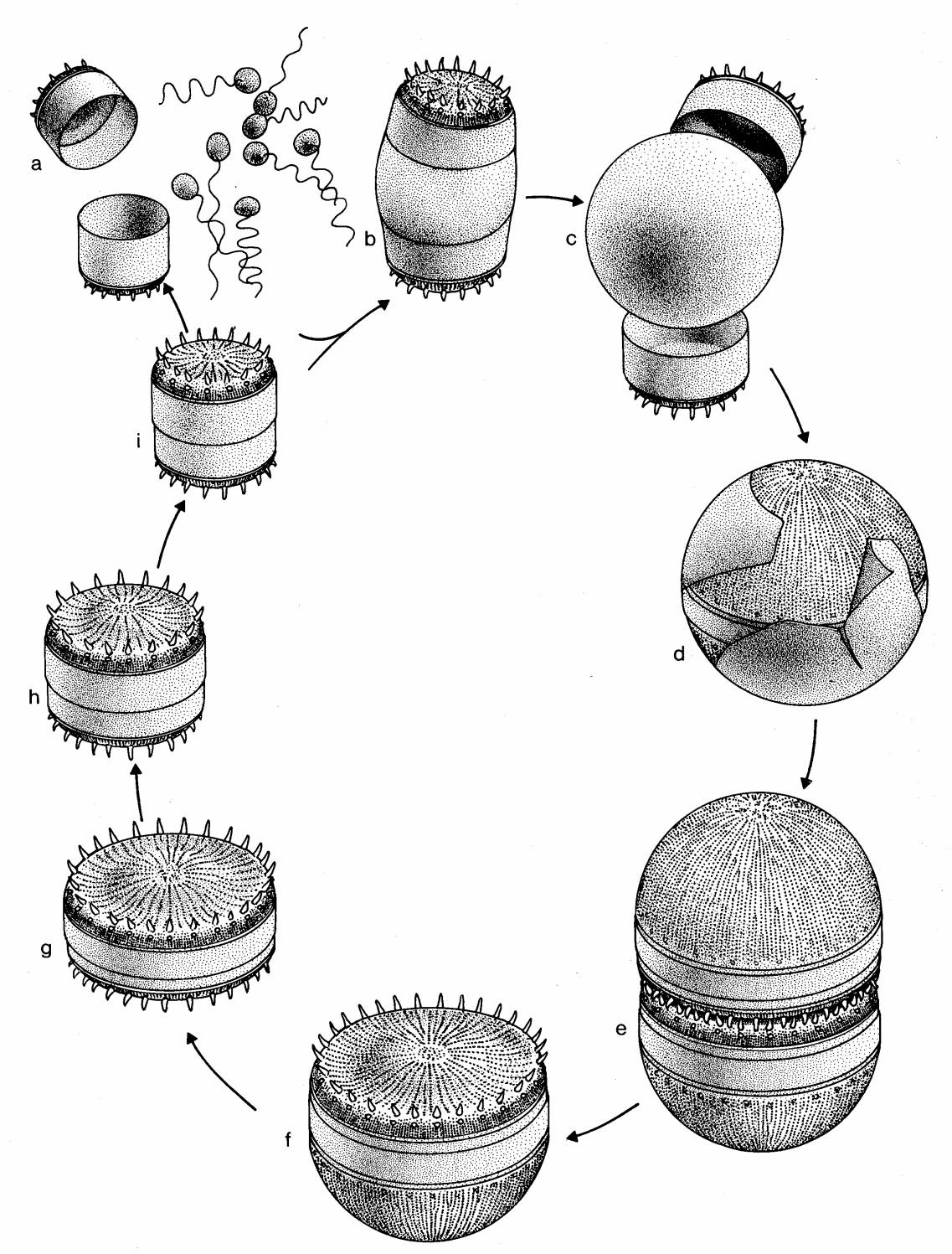


Figure 1.3 : Différents stades reproductifs des diatomées (Round et al., 1990). (a). Formation de gamètes mobiles. (b et c). Formation d'auxospores. (d). Auxospore s'ouvrant et révélant la cellule initiale. (e). Première division de la cellule initiale. (f). Une des cellules produites en (e), avec une valve de cellule normale et une valve de cellule initiale. (g). Cellule formée après plusieurs divisions de (f). (g-i). Reproduction asexuée et réduction de la taille des cellules.

1.1.2. Fossilisation, évolution, intérêts biostratigraphique et paléoenvironnemental

Pour se fossiliser les frustules des diatomées (en opale-A) exigent un enfouissement rapide dans un sédiment aux eaux interstitielles non alcalines et ne pas être soumis, lors de la diagenèse, à des températures excédants 35°C (Bignot, 2001). Les fossiles les plus anciens sont généralement à l'état de moulages en pyrite, encore que les concrétions phosphatées, siliceuses ou carbonatées renferment parfois des restes en silice. Les plus anciens moulages en pyrite, datés du Toarcien, ont été trouvés dans les shales de Boll (Allemagne) par Rothpletz (1896) (Tableau 1.1).

Pendant de nombreuses années, on pensait que les plus vieilles diatomées étaient d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Elles ont été observées dans le Nord du Danemark dans les couches, riches en macrofossiles et déformées par de la tectonique glaciaire, de la Formation Fur (anciennement Moler) (Heiberg, 1863 ; Kitton, 1871). Cependant, les premiers représentants indubitables du groupe des diatomées ont été trouvés dans des dépôts datés du Crétacé inférieur, Barrémien et/ou Aptien, dans les Carpathes polonaises (Geroch, 1978) (Tableau 1.1). D'autres assemblages ont été observés en Californie, Italie et Russie, dans le Crétacé moyen et supérieur (e.a. Hanna, 1927 ; Deflandre, 1941 ; Strel'nikova, 1974 ; Foucault et al., 1986) (Tableau 1.1). Les gisements crétacés, tous d'origine marine, ont livré 69 genres et 298 espèces. Un seul gisement est connu en France ; celui du silex creux de la craie de Villers-sur-Mer (Calvados) d'âge Cénomanien qui a livré des *Thalassiosira* (Deflandre, 1941).

Plus de 85% des espèces passent la limite Méso-Cénozoïque et les genres crétacés disparaissent au cours du Paléogène. Les eaux douces sont colonisées à la fin de l'Eocène. Les tests sont plus petits et plus délicats à partir de l'Oligocène. Le Miocène est marqué par l'apparition de nouveaux genres (*Nitzschia*) et le développement maximum des diatomées, avec une grande diversification des *Pennales* et prédominance des *Centrales*. Actuellement, la moitié des genres miocènes et 95 % de la limite Pliocène-Pléistocène sont encore représentées, et les *Pennales* ont pris le pas sur les *Centrales*.

Les applications biostratigraphiques et environnementales de l'étude des diatomées sont relativement récentes. La reconnaissance du fait qu'elles sont sensibles aux changements d'environnements ont mené à leur application en tant que moniteurs de contrôle des changements des conditions des eaux, particulièrement dans les sédiments Holocène et Pléistocène (e.a. Round, 1957, 1961 ; Macereth, 1965 ; Harworth, 1972 ; Flower & Battarbee, 1983 ; Stager, 1984 ; Jones et al., 1986 ; Battarbee, 1988 ; Mitlehner, 1992 ; Stabell, 1993). Au cours des trente dernières années, l'utilisation des diatomées marines a été fortement accentuée pour les corrélations biostratigraphiques dans le cadre des travaux D.S.D.P. (*Deep Sea Drilling Project*) et de son successeur, le O.D.P. (*Ocean Drilling Project*). En conséquence, les enregistrements fossiles des diatomées et leur évolution sont maintenant mieux connus.

Tableau 1.1 : Evénements majeurs et assemblages les plus importants de l'évolution des diatomées. (D'après Mitlehner, 1994 ; données de (1) Rothpletz (1896), (2) Geroch (1978), (3) Harwood & Gersonde (1990), (4) Weisner (1936), (5) Copestake (1993), (6) Strel'nikova (1974), (7) Long, Fuge & Smith (1946), (8) Abbott & Harper (1982), (9) Harwood (1988), (10) King (1983), Mitlehner (1994), (11) Homann (1991), Mitlehner (1994), (12) Thomas & Gradstein (1981), McNeill (1990), (13) Lohmann & Andrews (1968), (14) Schrader (1969), (15) Baldauf (1992), (16) (17) (18) Barron (1985)).

ERA	PERIOD/ SUBPERIOD	EPOCH/ STAGE	AGE Ma	MAJOR DIATOM EVENTS
CENOZOIC	QUATERNARY	Holocene	0.01	
		Pleistocene	1.65	< *Ethmodiscus* ooze accumulation, Pacific (19)
	TERTIARY / NEOGENE	Pliocene	3.4	<Generic composition same as at present day (18)
			5.2	
		Miocene	14.0	<Rapid evolutionary pulse, with over 100 new genera appearing (17)
			23.3	<Acme of marine pennate diatoms (16)
	TERTIARY / PALEOGENE	Oligocene	35.4	<Great floral turnover (15) <Oldest raphid pennate diatoms, Oamaru, New Zealand (14)
		Eocene	38.0	<Oldest non-marine diatoms, Wyoming (13)
			43.0	<Pyritised diatoms in Labrador Sea & Mackenzie Basin, Canada (12)
			56.0	<Fur Formation diatomite, Denmark (11; This study) <Abundant pyritised diatoms in North Sea Basin (10; This study)
		Paleocene	65.0	<K-T Boundary section, Seymour I., Antarctica (9)
	CRETACEOUS	Maastrichtian	74.0	
		Campanian	83.0	<1st Araphid pennate diatoms (8) <Earliest diatomites: Urals (6), California (7)
		Santonian	86.6	<Oldest diatoms in North Sea Basin (5)
		Coniacian		
		Turonian	90.4	<Pyritised diatoms in Europe (4)
MESOZOIC		Cenomanian	97.0	
		Albian	112.0	<Oldest well-preserved diatom assemblage, Weddell Sea, Antarctica (3)
		Aptian	125.0	
		Barremian	131.8	<Oldest pyritised diatoms, Carpathians (2)
		Hauterivian		
		Valanginian		
		Berriasian	145.6	
	JURASSIC	Tithonian	152.0	
		Kimmeridgian	154.0	(Age of main source-rock in North Sea)
		Oxfordian		
		Callovian		
		Bathonian		
		Bajocian		
		Aalenian	178.0	
		Toarcian	187.0	<Oldest reported diatoms, Boll shale, Germany (1)
		Pliensbachian		
		Sinemurian		
		Hettangian	205.0	

Increased marine & freshwater diatomite production

Step-wise cooling of oceans

Actuellement, les premières diatomées lacustres sont celles observées dans la Formation Wagon bed (Wyoming, USA) de l'Eocène supérieur (Lohman & Andrews, 1968). La présence de diatomées lacustres dans le Paléocène a été soutenue par Proshkina-Lavrenko (1949) mais cette opinion n'a pas été retenue en l'absence de données géographiques et stratigraphiques précises (Strel'nikova & Lastikva, 1999). Bignot (1983) pensait que les premières diatomées d'eau douce étaient apparues dans les lagunes sparnaciennes du Bassin de Paris. En fait, ce travail (chapitre 5) montre que l'hypothèse formulée par Bignot est incorrecte ; toutes les espèces qu'il a observées sont marines.

Les intérêts et applications biostratigraphiques des diatomées siliceuses et pyritisées du Paléogène sont davantage détaillés dans le chapitre 1.3.

1.2. LA LIMITE PALEOCENE-EOCENE

Le critère de reconnaissance de la limite Paléocène/Eocène (P/E) a été choisi en Mai 2000 par l'*International Subcommission on Paleogene Stratigraphy* (ISPS) ; il s'agit de l'excursion isotopique négative du carbone ($\delta^{13}C$) (C.I.E., *Carbon Isotope Excursion*) (Luterbacher et al., 2000). La C.I.E. constitue un repère chemostratigraphique largement utilisé et possédant un grand potentiel de corrélation car elle est documentée aussi bien dans les sections marines que continentales (e.a. Shackelton et al., 1984 ; Kennett & Stott, 1991). Trois hypothèses sont généralement considérées pour expliquer l'excursion isotopique qui implique l'apport brutal dans l'atmosphère et l'océan d'une quantité énorme de carbone fortement enrichi en ^{13}C et explique l'important effet de serre (PETM), les extinctions marines et le changement dans la faune à mammifères qui caractérisent l'intervalle Paléocène-Eocène. Premièrement, cette excursion peut être reliée à une dissociation massive d'hydrates de méthane à $\delta^{13}C$ très négatif (entre autres hypothèses, engendrée par la dégradation bactérienne de la matière organique en environnement non-oxygéné) (Kvenvolden, 1988, 1993 ; Dickens et al., 1995, 1997). Deuxièmement, elle peut également être expliquée par une collision d'un objet extraterrestre, comme une comète, avec la terre (Wilde & Quinby-Hunt, 1997 ; Kent et al., 2003). Troisièmement, elle peut être reliée à une augmentation de l'activité volcanique et des émissions de CO_2 (Rea et al., 1990 ; Thomas & Shackelton, 1996).

La brièveté de cette excursion isotopique (inférieure à 10.000 ans) ainsi que la mise en équilibre très rapide (± 150.000 ans) (Shackelton et al., 1984 ; Kennett & Stott, 1991 ; Koch et al., 1992 ; Thomas & Shackelton, 1996 ; Dickens et al., 1997 ; Norris & Röhl, 1999) de la composition isotopique des réservoirs atmosphérique et océanique, en font un signal stratigraphique de haute précision et un remarquable marqueur de corrélation marin-continental. Ce sont notamment ces caractéristiques qui ont conduit l'*International Subcommission on Paleogene Stratigraphy* (ISPS), au cours du Congrès Géologique International de Rio de Janeiro, en août 2000, à choisir ce critère – très exactement le début de l'inflexion de la courbe isotopique – comme élément

principal de corrélation de la limite Paléocène/Eocène parmi 7 autres critères possibles identifiés et sélectionnés à l'issue des travaux du *Paleocene-Eocene Boundary Stratotype Working Group* (IGCP 308). La base de l'étage Yprésien (base des Séries de l'Eocène) a été datée à 55,8 Ma d'après les cycles astronomiques (Gradstein et al., 2004).

La coupe de référence mondiale, appelée G.S.S.P. (*Global Standard Stratotype-section and Point*), de la limite P/E a quant à elle été sélectionnée dans la carrière de Dababiya (Egypte, à proximité de Louxor), à la base de l'unité lithostratigraphique dans laquelle le début de la C.I.E. est enregistrée (Dupuis et al., 2003). Située dans la vallée du Nil, la carrière de Dababiya offre de remarquables affleurements tridimensionnels de la succession Paléocène supérieur-Eocène inférieur qui comprend les Formations Tarawan Chalk, Esna Shale et Thebes Limestone. La Formation Esna Shale, remarquablement épaisse (± 130 m) à Dababiya et caractérisée par des shales homogènes gris, a été formellement subdivisée en trois unités lithostratigraphiques (Esna 1, Esna 2 et Esna 3) par Dupuis et al. (2003). La partie inférieure de l'Unité Esna 2 est marquée par une mince succession de cinq lits caractéristiques, formellement dénommée Dababiya Quarry Beds par Dupuis et al. (2003), à la base desquels le G.S.S.P. est défini. L'horizon qui constitue le G.S.S.P. de la limite P/E a enregistré l'excursion isotopique du carbone, mesurée sur la matière organique ; elle a une amplitude de ± 4‰ et se situe dans un intervalle de 3 m d'épaisseur.

1.2.1. Les anciennes définitions

Il est très important de signaler que la limite P/E a été définie par divers critères engendrant la coexistence de différentes limites P/E d'âges différents (Aubry, 2000). Cela a un impact énorme sur les comparaisons entre les résultats de différentes études. Avant la reconnaissance de la C.I.E. en tant que limite P/E, deux définitions de la limite P/E existaient déjà. Aubry (2000) a résumé comment deux définitions concurrentes de la base de l'Eocène se sont imposées indépendamment l'une de l'autre, et quelles sont les difficultés qui se sont présentées pour réconcilier les principes de chronostrographie avec les procédures imposées depuis 1986 par la Commission Internationale de Stratigraphie.

En résumé, il existait auparavant deux définitions indépendantes de la limite P/E. Pour la plupart des stratigraphes du domaine marin, la limite était définie par la base de l'Etage Yprésien, c'est-à-dire qu'elle correspondait à la base du Membre du Mont-Héribu situé en Belgique (Fig. 1.4). Par contre, pour la majorité des paléontologistes spécialisés sur les milieux continentaux, la base de l'Eocène était caractérisée par le Conglomérat de Meudon, localisé en France, jusqu'à récemment considéré comme sous-jacent à l'Argile plastique (c'est-à-dire constituant la base de l'″Etage″ Sparnacien) (Fig. 1.4). Tout ceci implique que suivant la limite utilisée, l'âge de certaines couches, par exemple le Membre de Knokke Clay présent dans le Bassin Belge, est soit Paléocène supérieur soit Eocène inférieur (Fig. 1.4).

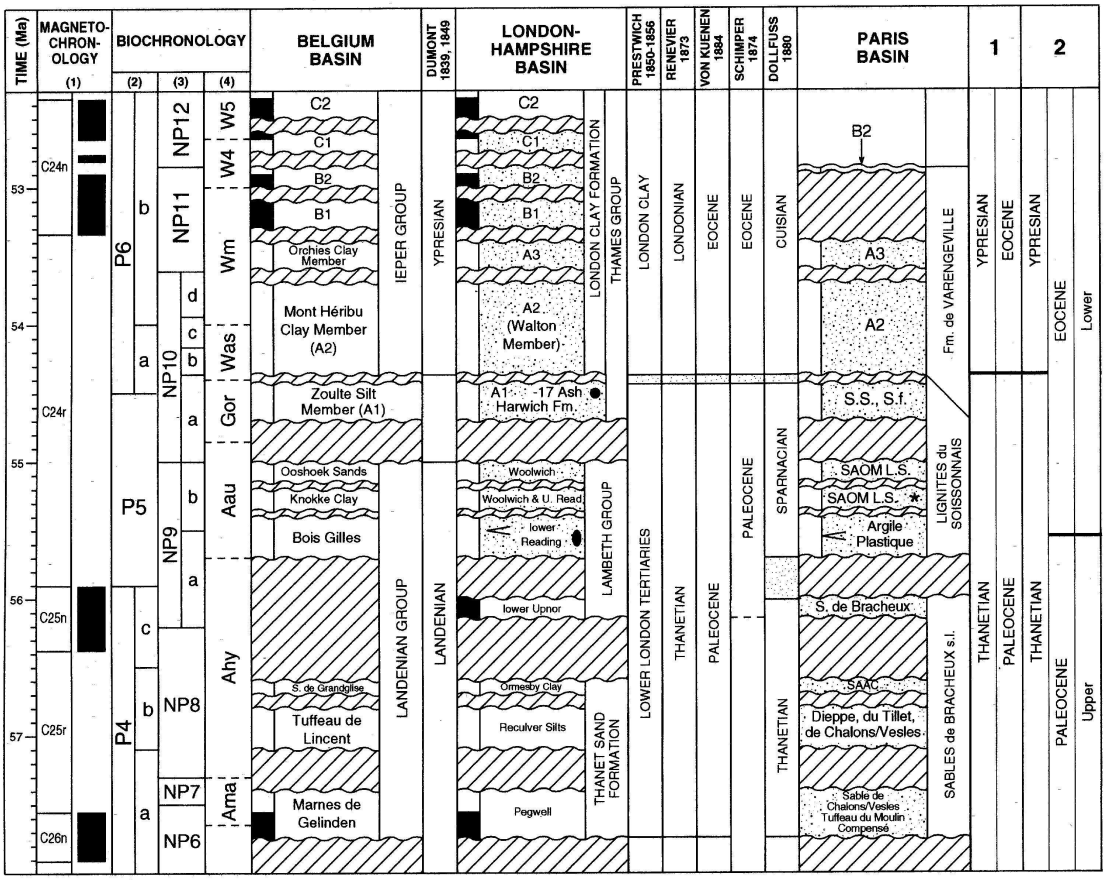


Figure 1.4 : Interprétation temporelle de la succession stratigraphique en Europe du Nord-Ouest sur laquelle repose la chronostratigraphie actuelle de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Deux positions différentes de la limite Paléocène/Eocène sont montrées. Option 1 : la limite P/E = base du Membre du Mont-Héribu, option 2 : la limite P/E = niveau 1.65 m dans la coupe de Dababya, position du point d'inflexion de la base de la C.I.E. (Modifié d'après Aubry, 2000).

L'utilisation de la C.I.E. abaisse la base de l'Eocène inférieur et entraîne le même problème (Fig. 1.4). Certains dépôts datés auparavant du Paléocène supérieur, par exemple le Membre Oosthoek Sands (Bassin Belge), auront maintenant un âge Eocène inférieur (Fig. 1.4). Il est dès lors très facile de comprendre les problèmes de corrélation, principalement axés sur l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, qui vont surgir lors de la comparaison de résultats actuels (considérant la C.I.E. comme limite P/E) avec des résultats plus anciens (axés sur les anciennes définitions de la limite P/E). Par exemple, ce travail traite entre autres des assemblages de diatomées enregistrés dans les sédiments des faciès sparnaciens du Bassin de Dieppe-Hampshire. En fonction du critère de reconnaissance de la limite P/E utilisé, l'âge de ces faciès est soit Paléocène supérieur soit Eocène inférieur (Fig. 1.4). De plus, la limite P/E utilisée n'est pas toujours mentionnée dans les anciens travaux. Ce qui signifie que certains de leurs résultats datés du Paléocène supérieur sont probablement maintenant de l'Eocène inférieur. En conclusion, d'importants problèmes de corrélation existent pour les dépôts de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

1.2.2. L'excursion isotopique du carbone et autres critères potentiels pour reconnaître la limite P/E

Dans la dernière décennie, de nombreux chercheurs ont mis en évidence plusieurs événements qui démontrent, de fait, que le moment le plus critique dans l'histoire du Cénozoïque devait être situé à la fin de l'Epoque Paléocène, au sommet de l'Etage Thanétien et plus précisément pendant l'inversion magnétique appelée Chrone Magnétique C24r ; c'est-à-dire pendant les 800.000 ans où la plupart des stratigraphes, sur base d'arguments différents, place la limite P/E (Aubry, 2000). Cet événement critique est un des plus larges et des plus abrupts réchauffements climatiques documenté dans l'enregistrement géologique. Les eaux océaniques profondes ont chauffés de 10°C et les eaux de surface des hautes latitudes ont elles augmentés de ±10 à ± 20°C en quelques milliers d'années. Ces changements majeurs dans la circulation océanique et du climat global, coïncidant également avec un affaiblissement de la circulation atmosphérique, sont responsables d'important *turnovers* dans les biotas terrestres et marins (e.a. Aubry, 1998 ; Berggren et al., 1998 ; Clyde & Gingerich, 1998) dont l'extinction de ± 50 % des espèces benthiques de grande profondeur des foraminifères (e.a. Shackelton et al., 1984 ; Kennett & Stott, 1991 ; Thomas & Shackelton, 1996). Les conditions de réchauffement global du Paléocène supérieur-Eocène inférieur ont été attribuées à une teneur en CO_2 atmosphérique plus élevée et en conséquence à un effet de serre.

Dans le but de mieux comprendre cet intervalle critique de l'histoire du Cénozoïque, un groupe de travail international (*International Working Group*) a été créé en 1990 (IGCP *Project* 308, *Paleocene/Eocene boundary Events in Time and Space*) avec comme objectifs d'entre autres sélectionner le critère le plus approprié caractérisant la limite P/E. Ce groupe a discerné 7 critères potentiels présents dans l'intervalle Chron C24r. Les caractéristiques (avantages et faiblesses) de ces critères, destinés à être utilisés dans le but d'établir des corrélations, sont détaillées dans le tableau 1.2. La position stratigraphique et la chronologie estimée de ces critères et des événements majeurs qui caractérisent l'intervalle Paléocène-Eocène sont précisés dans la figure 1.5.

Tableau 1.2 : Avantages et faiblesses des critères potentiels utilisables pour reconnaître la limite P/E (Modifié et traduit de Aubry, 2000).

Critères potentiels	Age (Ma)	Avantages	Inconvénients
Première apparition de *Tribrachiatus digitalis* *(nannofossiles calcaires)* NP10a/NP10b	54,37	1- se situe approximativement à la base de l'Yprésien, 2- s'applique à la plupart des séquences marines.	1- pas de corrélations claires avec l'enregistrement continental.
Dernière apparition de *Morozovella velascoensis* *(foraminifères)* P5/P6	54,5	1- légèrement plus vieux que l'Etage Yprésien.	1- pas applicable dans les contextes épicontinentaux, 2- pas de corrélations directes avec l'enregistrement continental.
Première apparition de *Tribrachiatus bramlettei* *(nannofossiles calcaires)* NP9/NP10	55,00	1- est utilisée comme limite P/E, avant une nouvelle définition, représente la continuité, 2- s'applique à la plupart des séquences marines.	1- pas de corrélations directes avec les enregistrements continentaux, 2- l'identification taxonomique n'est pas évidente, 3- parfois les spécimens, diagnostiques ne sont pas assez nombreux.
C.I.E. ($\delta^{13}C$)	55,52	1- permet de corréler des dépôts continentaux et marins, 2- associé avec le B.F.E.* et le M.D.E.*	1- présence possible d'autres pics.
Plus haute occurrence de l'assemblage de *Stensioina beccariiformis* *(foraminifères)*	55,52	1- événement majeur dans le milieu marin, 2- associé avec le $\delta^{13}C$	1- pas de corrélations directes avec l'enregistrement continental.
Chron C25n/C24r Inversion magnétique	55,904	1- événement globalement synchrone, 2- permet de corréler dépôts continentaux et marins.	1- précède d'environ 0,4 Ma les critères décrits ci-dessus.
Sommet du Thanétien	56,6	1- sommet du Thanétien dans la région où il a été défini.	1- peut être utilisé uniquement sur base lithostratigraphique.

* voir page 26

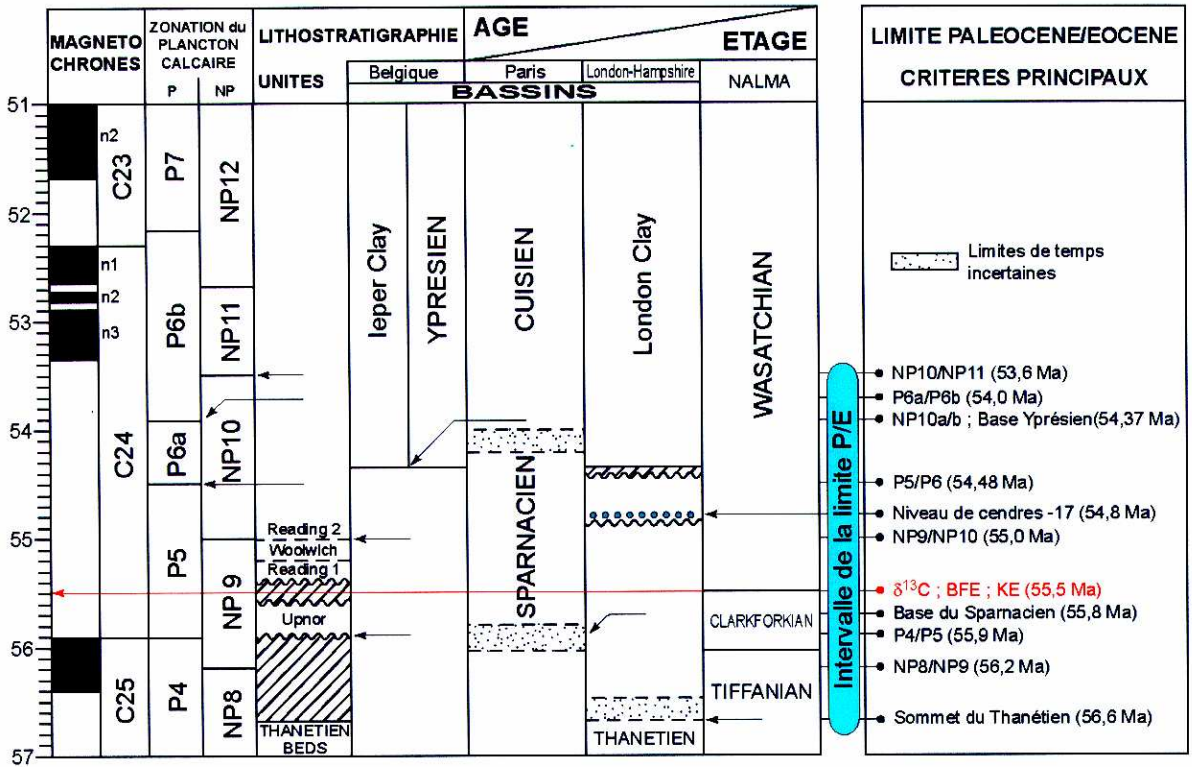


Figure 1.5 : Position stratigraphique et chronologie estimée des événements majeurs qui caractérisent l'intervalle Paléocène-Eocène (Magioncalda, 2004 ; modifié d'après Berggren & Aubry, 1998).

La sous-commission Paléogène (*Palaeogene Subcommission*) de la Commission Internationale de Stratigraphie (*International Commission on Stratigraphy, I.C.S.*) a depuis lors choisi d'utiliser la base de l'excursion négative isotopique du carbone (C.I.E.), datée à 55,8 Ma (Gradstein et al., 2004), comme élément principal de corrélation de la nouvelle limite P/E (Luterbacher et al., 2000).

Cette importante excursion a été découverte par divers auteurs (e.a. Stott et al., 1990 ; Kennett & Stott, 1991 ; Thomas, 1992) dans les compositions en isotopes de carbone des sédiments carbonatés marins. Ces compositions varient considérablement et montrent une diminution brusque et soudaine à la limite P/E durant la partie la plus ancienne de l'inversion magnétique Chron C24r (Dinarès-Turell et al., 2002). Ces fluctuations ont également eu des répercussions dans les teneurs en carbone du réservoir terrestre et sont retrouvées dans la matière organique des paléosols et dans les dents des mammifères. Du Paléocène supérieur (± 60 Ma) à l'Eocène inférieur (± 55 Ma), la composition isotopique du carbone des carbonates biogéniques marins décroît de 3 ‰ (Shackleton, 1986). Surimposée à cette tendance, une baisse à court terme de 2,5 à 4 ‰ est enregistrée dans les foraminifères planctoniques et benthiques du Paléocène supérieur (± 57,3 Ma). Cette baisse inhabituelle coïncide avec un réchauffement marin, une diminution du gradient thermique eau de surface-eau profonde et une extinction en masse de foraminifères benthiques (Tjalsma & Lohmann, 1990 ; Thomas, 1990). C'est un événement à l'échelle globale. Parce que la plupart du carbone de la biosphère, atmosphère et hydrosphère de la terre se trouve dans les océans, les fluctuations globales des isotopes marins du P/E ont affectés les réservoirs de carbone atmosphérique et terrestre (Koch et al., 1992).

En dépit du fait qu'il n'est pas du tout évident qu'il s'agisse d'une excursion simple (non multiple), les avantages de la C.I.E. sont les suivants. La C.I.E. permet des corrélations directes entre les enregistrements marins et terrestres. C'est un événement majeur, caractérisé par sa large amplitude. Cette excursion est également associée à plusieurs renouvellements biotiques, l'extinction des foraminifères benthiques (*Benthic Foraminiferal Extinction*, B.F.E.) et l'événement de dispersion des mammifères (*Mammal Dispersal Event*, M.D.E.). Cette excursion se produit dans la zone moyenne P5 et à la limite NP9a/b (Berggren et al., 1995 ; Aubry et al., 2000). Cette excursion est aussi contemporaine des taxons caractéristiques du nannoplancton calcaire et se situe également dans un acmé d'*Apectodinium* (dinokystes).

1.3. LE BASSIN DE LA MER DU NORD ET BASSINS ANNEXES

Dans le but de cerner le contexte géologique et l'intérêt biostratigraphique de ce travail, il est d'abord nécessaire de rappeler l'évolution paléogéographique générale du nord-ouest de l'Europe. Ensuite quelques informations biostratigraphiques importantes concernant les dinoflagellés et les nannofossiles calcaires de la région de la Mer du Nord sont données. Ce chapitre se termine par un résumé de l'état actuel des connaissances de la biostratigraphie des diatomées du Paléogène, l'accent étant mis sur le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur.

1.3.1. Contexte paléogéographique général

A l'échelle mondiale, le Cénozoïque est caractérisé à long terme par une régression des eaux océaniques. Au début du Cénozoïque, durant le Paléocène, la Téthys sépare les continents africain et européen. Vers la fin du Paléocène, le début du Thanétien est caractérisé par une importante régression estimée à approximativement 120 m. Cette régression marque un net changement dans la sédimentation du Paléocène. Le Paléocène supérieur, enfin, est marqué une fois encore par une augmentation du niveau de la mer qui continue pendant l'Eocène inférieur (transgression yprésienne). La figure 1.6 montre les sites étudiés dans leur cadre paléogéographique global.

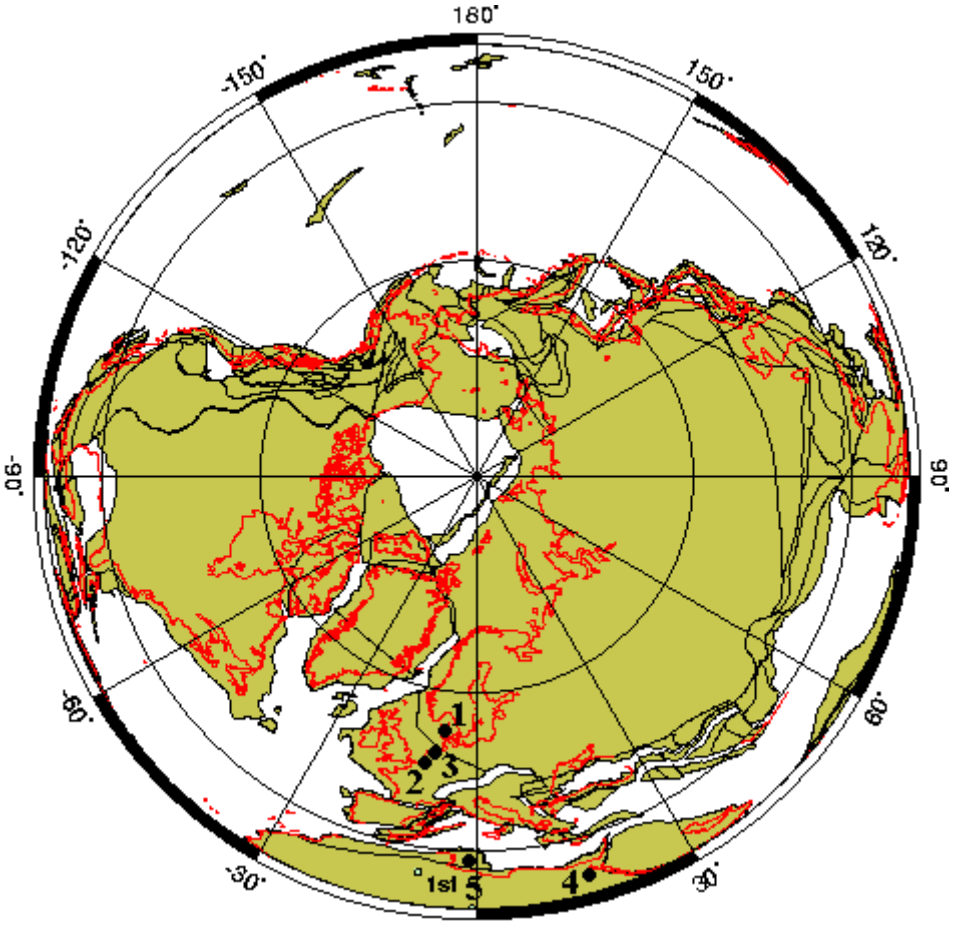


Figure 1.6 : Localisation des sites d'étude dans leur cadre paléogéographique à l'Eocène inférieur (52 Ma) (océans en blanc, continents et plateformes continentales en verdâtre et lignes de côte actuelles marquées en rouge) (Modifié d'après http://zeus.palaeoz.geomar.de/odsn). 1. Danemark (Ølst, Hinge, Albaekhoved,…). 2. France (Saint-Josse, Ailly, Fromessent et Saint-Omer). 3. Belgique (Knokke). 4. Egypte (Dababiya). 5. Tunisie (Jugurtha, Oued Mezez et Sidi Nasseur).

A l'échelle européenne, plus précisément de la région comprenant le Bassin de la Mer du Nord et ses bassins borduriers, les séquences de dépôts du Cénozoïque inférieur sont fortement affectées par des événements à l'échelle des plaques tectoniques. Le contexte de marge passive du Crétacé supérieur change drastiquement au Paléocène inférieur avec l'ouverture de l'Atlantique Nord et l'avortement du *rifting* de la Mer du Nord. La fin du Crétacé et le début du Paléocène sont ainsi pauvrement exprimés dans la plupart des bassins nord-ouest européens à cause de la surrection de différents massifs et de l'érosion subséquente (Hardenbol, 1994). En Angleterre par exemple, les dépôts thanétiens du Paléocène supérieur reposent directement sur les craies du Crétacé supérieur d'âge Campanien. Les sections les plus complètes se situent au Danemark, pays dans lequel les étages Danien et Sélandien ont leurs sections types, et dans la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (Heilmann-Clausen, 1994). Une phase d'érosion majeure sépare le Danien du Sélandien ; elle est la marque du commencement du *rifting* de l'Atlantique Nord et de la Mer du Nord (Clemmensen & Thomsen, 2005). Les dépôts du Sélandien et du Thanétien inférieur montrent des débordements transgressifs suggérant une nouvelle subsidence. Le Thanétien supérieur est caractérisé par un volcanisme très important et une reprise des mouvements de surrection dont par exemple le Massif Armoricain qui va isoler le

Bassin de Paris (Ziegler, 1990). Le volcanisme est de type explosif. Il est présent le long de l'axe Atlantique Nord – zone de rift de la Mer de Norvège/Groenland et se manifeste principalement au Paléocène supérieur et à l'Eocène inférieur (Ziegler, 1990). De nombreux tuffs vont se déposer ; ils serviront de marqueurs stratigraphiques sur de longues étendues. Au cours de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, des séquences de dépôts en eau peu profonde vont se sédimenter dans chaque bassin situé en bordure du Bassin de la Mer du Nord. Des phases marines et saumâtres-continentales vont s'y succéder. A noter que durant le Paléocène supérieur, le Bassin de la Mer du Nord a été isolé de la Téthys et de l'océan Atlantique à cause de la surrection des Alpes et du développement de la *Iceland-Faeroe volcanic ridge*. La région de la Mer du Nord a dès lors été dominée par des eaux froides venant de l'Arctique. Durant l'Eocène inférieur, des hauts niveaux marins ont permis la connexion de la Téthys et de la Mer du Nord via le Bassin *Western Approaches* et l'introduction de faunes d'eaux chaudes venant du Bassin de la Téthys (Ziegler, 1990 ; Schuler et al., 1992). Au début de l'Eocène inférieur, une rapide subsidence contrôle la mise en place de dépôts transgressifs d'eaux plus profondes. La situation paléogéographique du nord-ouest de l'Europe et la position des différents bassins à l'Eocène inférieur sont illustrées à la figure 1.7.

Les contextes paléogéographiques régionaux des différents sites étudiés sont décrits plus précisément lors de la présentation des résultats; respectivement pour le Danemark, le Bassin de Dieppe-Hampshire, dont la définition sera reprécisée, et le Bassin belge.

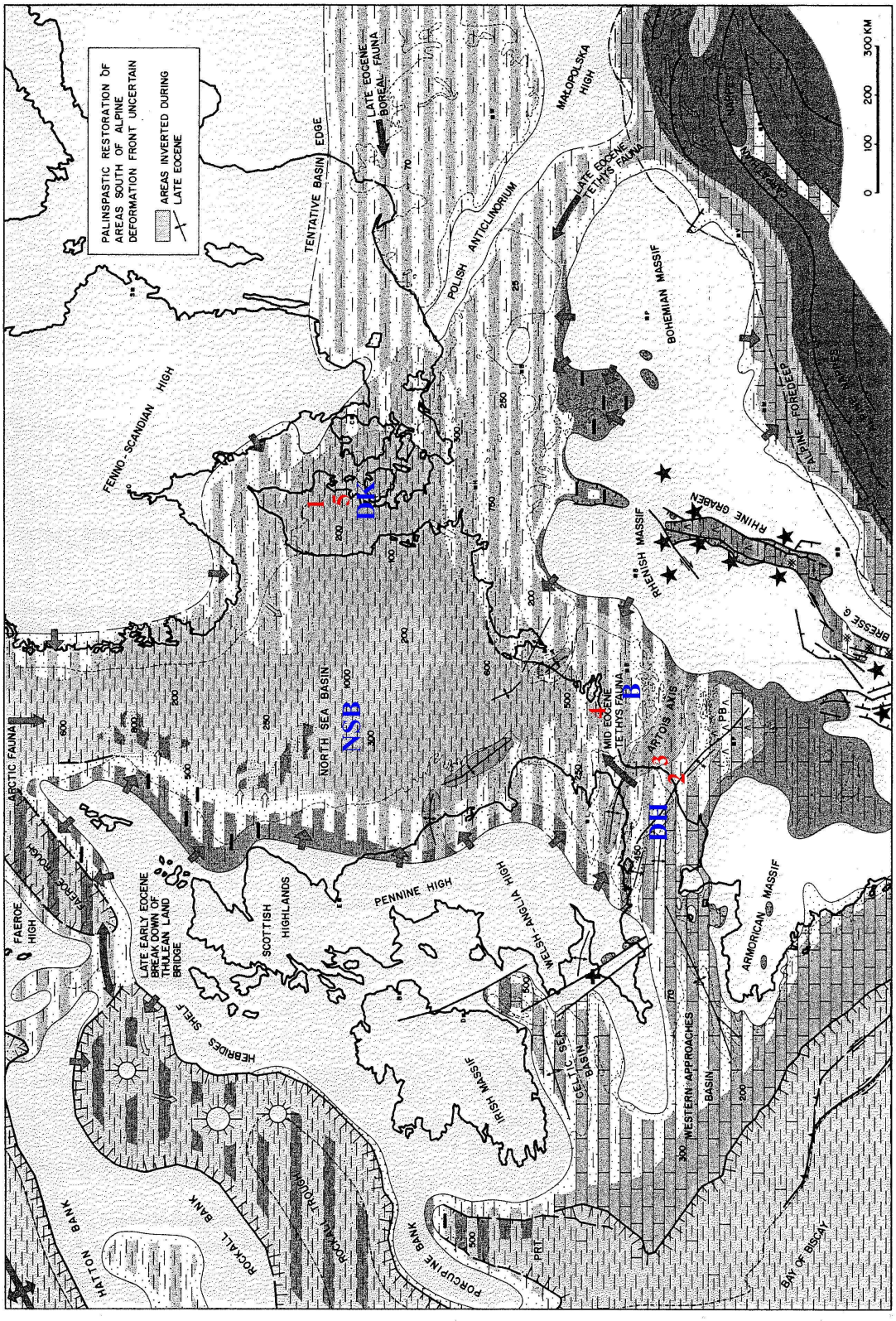


Figure 1.7 : Localisation des Bassins de la Mer du Nord (NSB), du Danemark (DK), de Dieppe-Hampshire (DH) et de Belgique (B). Situation des principaux sites d'études : (1) Ølst et (5) Albækhoved (Danemark), (2) Saint-Josse et (3) Ailly (France), (4) Knokke (Belgique) (Modifié d'après Ziegler, 1990).

1.3.2. Biostratigraphie du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur

Dans les dernières décennies, un grand nombre d'informations biostratigraphiques est devenu disponible pour le Paléogène du Bassin de la Mer du Nord et de ses bassins borduriers. Des zonations biostratigraphiques détaillées ont été établies (e.a. King, 1983 ; Gradstein et al., 1988 ; Mudge & Copestake, 1992a et b ; Schröder, 1992). Dans cette partie, toutes les zonations biostratigraphiques ne sont pas abordées et résumées. Le choix s'est porté sur celles des nannofossiles calcaires (critère de reconnaissance de l'ancienne limite P/E), les dinoflagellés (critère de reconnaissance indirect de la C.I.E.) et les diatomées (sujet de la thèse).

1.3.2.1. Les nannofossiles calcaires

Les nannofossiles calcaires sont des marqueurs stratigraphiques importants pour le Cénozoïque. Diverses biozonations (Martini, 1971 ; Bukry, 1973, 1975 ; Okada & Bukry, 1980) ont été proposées. La zonation établie par Martini (1971) est rapidement devenue la zonation standard de référence. En fait, Martini (1971) a établi 25 zones de nannoplancton (de NP1 à NP25) dans le Paléogène et 21 autres zones dans le Néogène et le Quaternaire (de NN1 à NN21). Dans le cadre de ce travail, il n'est pas nécessaire de détailler entièrement la biozonation de Martini ; seul l'intervalle stratigraphique Paléocène supérieur-Eocène inférieur correspondant aux zones NP8 à NP12 (Fig. 1.8) est précisé.

La Zone NP8 est l'intervalle compris entre la première occurrence de *Heliolithus riedelii* et la première apparition de *Discoaster multiradiatus* qui marque également le début de la zone NP9. La limite NP8/NP9 est datée à 56,2 Ma. La fin de la zone NP9 est définie par la première apparition de *Tribrachiatus bramlettei*. La limite NP9/NP10, datée à 55 Ma, a souvent été utilisée comme critère de reconnaissance de la limite du P/E et était un des critères potentiels pour la nouvelle définition de cette dernière (Aubry, 2000). Elle n'a pas été choisie car elle possédait les inconvénients suivants : l'identification taxonomique de *Tribrachiatus bramlettei* n'est pas facile, de plus il arrive que les spécimens diagnostiques ne soient pas assez nombreux et surtout cette limite NP9/NP10 n'a pas de corrélation directe avec les enregistrements continentaux et ne s'applique qu'à la plupart des séquences marines. Les zones NP10, NP11 et NP 12 se terminent respectivement par la dernière apparition de *Tribrachiatus contortus*, la première occurrence de *Discoaster lodoensis* et la dernière apparition de *Tribrachiatus orthostylus*.

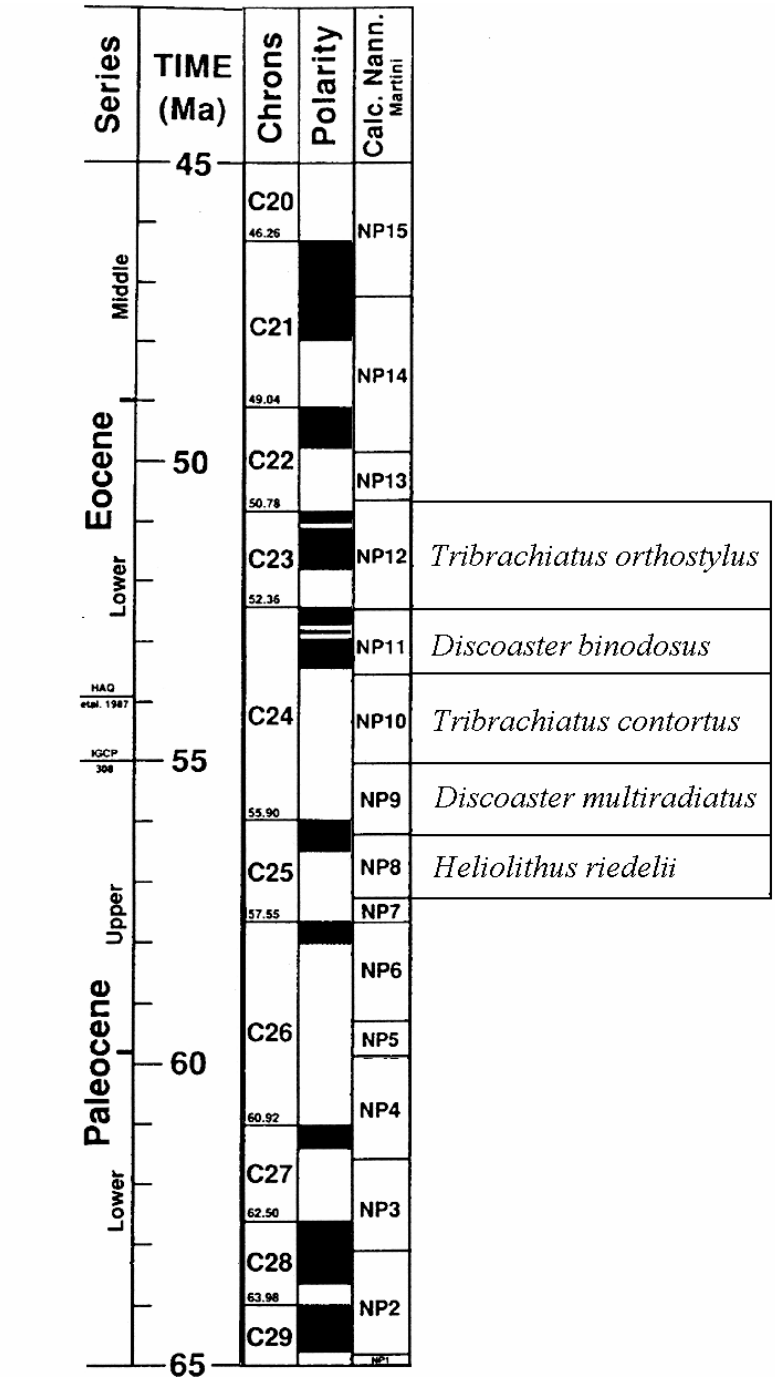


Figure 1.8 : Biozonation des nannofossiles calcaires du Paléogène de Martini (1971), détails des zones NP8 à NP9 (Modifié d'après Martini, 1971 et Heilmann-Clausen, 1994).

1.3.2.2. Les dinoflagellés

Dans le Bassin de la Mer du Nord, les dinoflagellés font partie des fossiles les plus intéressants pour l'étude du Paléocène par leur importante contribution à la résolution biostratigraphique, surtout pour le Sélandien et le Thanétien, étages dans lesquels les autres groupes de fossiles sont limités à certains intervalles stratigraphiques ou certaines lithologies (Heilmann-Clausen, 1994).

Une comparaison de la distribution des dinokystes dans les dépôts de transition Paléocène supérieur-Eocène inférieur dans le Bassin Belge (Kallo, Knokke), le Bassin de Hampshire (Newhaven, Whitecliff), le Bassin de Londres (Lower Upnor, Felixstowe, Entborne), en Allemagne du Nord (Gartow) et au Danemark (Viborg, Fur, StoreBælt-Østerrenden) m'a offert l'occasion de distinguer cinq événements biostratigraphiques majeurs (De Coninck, 1999) dont deux sont intéressants dans le cadre de la limite P/E et de cette étude. Chaque événement correspond à une poussée de la transgression dans ces parties méridionale et orientale du Bassin de la Mer du Nord (De Coninck, 1999). Le premier événement est l'apparition d'*Apectodinium augustum* parmi d'autres espèces d'*Apectodinium*. Le deuxième événement consiste en l'apparition d'*Homotryblium tasmaniense* ou de formes voisines et se situe après la disparition d'*Apectodinium augustum*. L'apparition des espèces d'*Homotryblium* s'explique par la formation de lagunes, milieu considéré comme favorable à la production de ces kystes, lors de l'inondation progressive des plaines maritimes par la mer.

A l'heure actuelle, l'intérêt des dinokystes et plus particulièrement des espèces d'*Apectodinium* a été accentué par le fait que beaucoup de stratigraphes travaillant sur la Mer du Nord auraient aimé définir la limite P/E par l'extinction d'*Apectodinium augustum* (événement considéré comme approximant de plus la limite NP9/NP10 de Powell (1988)) et surtout que la C.I.E. est située dans une biozone particulière appelée *Apectodinium augustum*. Cette biozone est définie par la première occurrence de l'*Apectodinium augustum* et se termine par sa dernière apparition (Fig. 1.9). Elle est également marquée par une diminution forte de la diversité des espèces et par le développement de l'acmé des espèces *Apectodinium*. Cette zone est très bien enregistrée dans la Formation Fur au Danemark où l'acmé d'*Apectodinium augustum* est situé aux alentours de la cendre volcanique -33 (voir chapitre 4) et sa dernière apparition au niveau de la cendre volcanique -19b (Heilmann-Clausen, 1994) (Fig. 1.9).

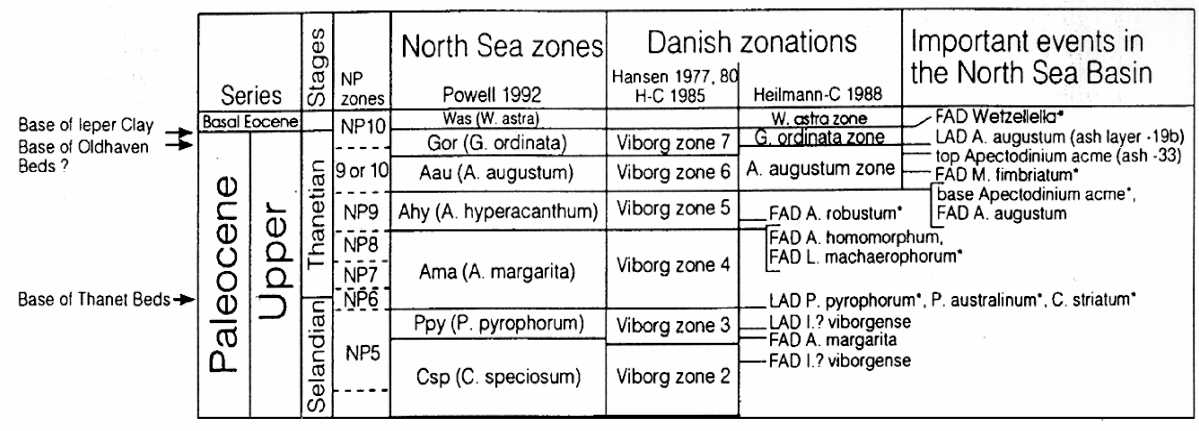


Figure 1.9 : Comparaison des événements et des biozones de dinoflagellés du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur de la Mer du Nord et du Danemark (Modifié d'après Heilmann-Clausen, 1994).

Cet acmé d'*Apectodinium* présent dans le Bassin de la Mer du Nord est aussi reconnu dans la Téthys et dans la partie est du Groenland. Néanmoins la durée de cet acmé est considérablement plus longue dans la Téthys, mais il est possible que son développement était plus ou moins isochrone dans les bassins séparés par de grands intervalles. La C.I.E. se situe approximativement dans la zone de l'acmé d'*Apectodinium augustum* (Heilmann-Clausen, 1994). De récentes études ont montré que le commencement de la C.I.E. coïncide avec le début de l'abondance élevée d'*Apectodinium* (Crouch et al. 2000, 2003 ; Steurbaut et al., 2003).

1.3.2.3. Diatomées et corrélations existantes

Bien qu'un certain nombre d'assemblages de diatomées du Paléogène, préservés en silice (e.a. Kitton, 1871 ; Schultz, 1927 ; Benda, 1972 ; Schrader & Fenner, 1976 ; Dzinoridze et al., 1978 ; Baldauf, 1984 ; Homann, 1991) ou fossilisés en pyrite (Shrubsole & Kitton, 1881 ; Staesche & Hiltermann, 1940 ; Benda 1965 ; Hughes, 1981 ; Bolin et al., 1982 ; Kaczmarska, 1982 ; Bignot, 1983 ; King, 1983 ; Malm et al., 1984 ; Mitlehner, 1994, 1996), ont été repérés dans les milieux *offshores* et *onshores* en Europe, il faut avouer qu'il existe peu de travaux détaillant la taxonomie et la biostratigraphie des diatomées du Cénozoïque dans le Bassin de la Mer du Nord. Le fait que les diatomées soient quasiment toujours mal préservées, remplacées et/ou remplies par de la pyrite (e.a. Jacqué & Thouvenin, 1975 ; Hughes, 1981 ; King, 1983), rend leur identification difficile (voir chapitre 3). C'est une des raisons principales à ce faible nombre de références. La présence des diatomées pyritisées a été de nombreuses fois décrites mais rares sont les chercheurs ayant tenté de les identifier. Cela a mené, en combinaison à une rétention d'information des pétroliers, seuls à les étudier de manière approfondie, à une très faible standardisation des identifications des diatomées pyritisées du Cénozoïque du Bassin de la Mer du Nord et à une nomenclature ouverte (pour plus de détails, voir chapitre 3) nuisant à l'établissement des zonations biostratigraphiques (Mitlehner, 1994). Précisons qu'en dehors de l'Europe, quelques assemblages paléogènes de diatomées pyritisées ont également été observés dans certaines sections de la Mer Labrador (Thomas & Gradstein, 1981), dans le Bassin Beaufort-Mackenzie (McNeill, 1990), le Bassin West Shetland (Copestake, 1993) et dans la Mer de Barents. Même si l'on peut noter que certains morphotypes décrits dans ces études montrent des similarités avec ceux observés dans le Bassin de la Mer du Nord et dans le même intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, il faut une nouvelle fois ajouter qu'il n'y a pas eu d'études taxonomiques détaillées réalisées sur ces assemblages.

Cependant, il existe quelques travaux importants et significatifs traitant de la taxonomie ou/et de la stratigraphie des diatomées du Paléogène. D'un point de vue taxonomique deux travaux sont à mentionner : la monographie de Homann (1991) traitant des diatomées en silice de la Formation Fur (Danemark) et la thèse de Mitlehner (1994) décrivant une quarantaine d'espèce pyritisées trouvées dans la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (Formation Balder et Sele), la partie sud de l'Angleterre (Formation Harwich), le Bassin Belge (Formation Ieper) et au Danemark

(Formation d'Ølst). La Formation Fur (anciennement ″Moler″ ou ″Mo-Clay″), constituée de diatomites, est le plus célèbre gisement d'assemblages de diatomées bien préservées du Cénozoïque. La préservation et la taxonomie des diatomées pyritisées sont traitées en détail dans le chapitre 3. Les travaux principaux concernant la stratigraphie des diatomées pyritisées sont ceux de King (1983, 1990), Mudge & Copestake (1992a), Mitlehner (1996) et à nouveau la thèse de doctorat de Mitlehner (1994) qui montrent l'importance biostratigraphique de certains taxons de diatomées du Paléogène dans les milieux *offshores*.

En 1983, King a réalisé le premier travail important sur les diatomées pyritisées du Cénozoïque du Bassin de la Mer du Nord. Désirant établir une zonation micropaléontologique pour le Cénozoïque marin (du Paléocène inférieur au Pléistocène inférieur), King a entre autre divisé la séquence de dépôts du Paléogène en 17 zones de foraminifères benthiques (NSB) et 16 de foraminifères planctoniques (NSP). Là où les foraminifères planctoniques n'étaient pas présents, ces zones ont été également basées sur l'occurrence de diatomées et de radiolaires. Les limites de ces zones NSP et NSB sont considérées par King comme étant contrôlées principalement par des changements environnementaux. En 1990, King a inclus les diatomées pyritisées observées dans la partie basale de l'argile yprésienne de Belgique dans sa zonation de 1983. King donne également de courtes descriptions, illustrées par des planches, des cinq morphotypes de diatomées pyritisées les plus communs qui ont une signification stratigraphique étendue. Des cinq morphotypes présentés, deux nous intéressent particulièrement. Il s'agit de *Coscinodiscus* sp. 1 & *Coscinodiscus* sp. 2, souvent présents en grand nombre dans les Formations volcanoclastiques de Sele et Balder, c'est-à-dire autour de la limite Paléocène-Eocène (Fig. 1.10) et largement répertoriés dans le Bassin de la Mer du Nord dans le même intervalle stratigraphique. Il faut préciser que King n'a réalisé aucun essai d'assignation de nom taxonomique à ces morphotypes, il en est resté à une nomenclature ouverte. Plus tard, Mitlehner (1994) a identifié *Coscinodiscus* sp. 1 & *Coscinodiscus* sp. 2 comme étant respectivement *Fenestrella antiqua* et *Coscinodiscus morsianus*. A l'aide de ces deux espèces, King (1983) a établi une zone particulière, appelée NSP4, d'un intérêt stratigraphique très important car elle contient l'ancienne limite Paléocène-Eocène (Fig. 1.10). Elle est définie à sa base par la première occurrence de *Fenestrella antiqua* et à son sommet par l'acmé de cette même espèce.

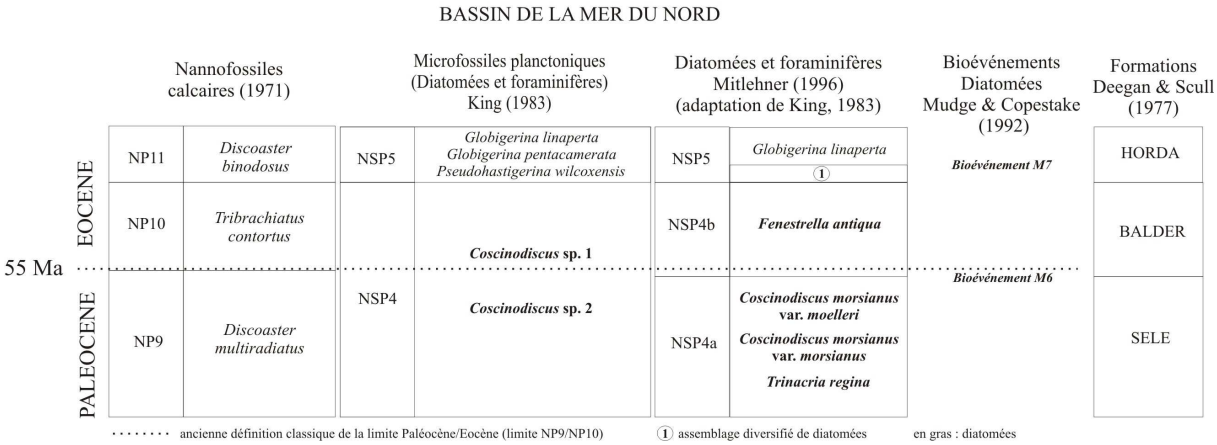


Figure 1.10 : Biozones du Paléogène inférieur de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord avec les principales espèces de diatomées servant de marqueurs stratigraphiques (Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; compilé de King, 1983 ; Mudge & Copestake, 1992a et Mitlehner, 1996).

Mudge & Copestake (1992a) ont réalisé une étude stratigraphique du Paléogène inférieur du nord de la Mer du Nord. Lors de cette étude, ils ont relevé un certain nombre d'influx de microfossiles qu'ils soient végétaux ou animaux. Dans le cadre de cette étude, deux événements biologiques particuliers requièrent l'attention. A noter que tout comme King précédemment, Mudge & Copestake n'ont pas réalisé d'assignation taxonomique correcte des spécimens de diatomées observés, ils en sont resté également à une nomenclature ouverte au contraire de Mitlehner (1996) qui a réussi à les identifier. Le premier événement, appelé M6, est défini par la diminution de l'acmé d'un assemblage bien distinct de diatomées contenant d'abondantes *Coscinodiscus* sp. 4 (= *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*), *Coscinodiscus* sp. 2 (= *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*) et *Coscinodiscus* sp. 7 (= auxospore de *Fenestrella antiqua)* sensu Mudge & Copestake. Le second événement, M7, est défini par une diminution de l'influx de diatomées incluant *Coscinodiscus* sp. 1 (= *Fenestrella antiqua*) et *Coscinodiscus* sp. 2 (= *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*) sensu Mudge & Copestake. Cet influx a été repéré au sein d'une association riche et diversifiée de diatomées comprenant des espèces de *Triceratium*, *Isthmia*, *Hemiaulus* et *Trinacria.* Ces événements sont positionnés stratigraphiquement dans la figure 1.10.

Les sédiments du Paléogène du Bassin de la Mer du Nord incluent un certain nombre de séquences dans lesquelles les microfossiles carbonatés sont rares ou absents. Cette pauvreté est due à la combinaison de conditions environnementales particulières et de phénomènes de dissolution importants. Cette situation signifie que les corrélations de ces sédiments de la Mer du Nord avec ceux d'autres bassins, externes à ce dernier, sont difficiles (King, 1983). Cependant dans certaines de ces séquences particulières, les diatomées sont fréquentes, bien que leur squelette siliceux soit fréquemment remplacé par de la pyrite. Le problème est, qu'entre les séquences où les diatomées sont abondantes, il existe des zones qui en sont totalement dépourvues ce qui n'a pas permis à Mitlehner (1994, 1996) de reconnaître une zonation continue des diatomées durant le Paléogène. C'est la raison pour laquelle des biozonations sont créées à l'aide

de plusieurs types de fossiles par exemple celle de King (1983) utilisant les foraminifères et les diatomées.

Mitlehner (1994, 1996) a principalement étudié les assemblages de diatomées des sédiments paléogènes des Formations Sele et Balder. Il a d'abord réalisé une étude taxonomique détaillée d'un grand nombre de ces morphotypes (plus de détails dans le chapitre 3) ce qui lui a permis ensuite de fournir une biozonation plus détaillée (Fig. 1.10) que celle de King (1983) et d'assurer une meilleure compréhension des fluctuations paléoenvironnementales durant le Paléogène du Bassin de la Mer du Nord. Mitlehner (1994, 1996) a subdivisé la zone NSP4 de King (1983) en NSP4a et NPS4b. Observée dans le Paléocène supérieur (sur base de l'ancienne définition de la limite P/E), la zone NSP4a est définie par un assemblage dominé par *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* et *Trinacria regina*. La NSP4b, située aux alentours de la limite P/E, est une zone définie par l'abondance de *Fenestrella antiqua*. Les corrélations entre les zones de King (1983), Mitlehner (1994, 1996) et les événements biologiques de Mudge & Copestake (1992a) sont illustrées à la figure 1.10 et sont valables pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord, l'Angleterre, la Belgique et le Danemark. Précisons que d'après Mitlehner (1996), la base de l'Eocène inférieur est située au niveau du début de l'acmé de *Fenestrella antiqua*.

D'un point de vue paléoenvironnemental, l'abondance des diatomées dans le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur a été expliquée par différentes théories. Jacqué & Thouvenin (1975) relient l'occurrence des diatomées dont *Fenestrella antiqua* aux horizons de tufs présents dans le Bassin de la Mer du Nord. Ils suggèrent qu'une intense activité volcanique contemporaine aux dépôts dans cette région, a mené à l'enrichissement en silice de l'eau de mer qui, à son tour, a encouragé des blooms de diatomées. Cependant Lizitsin (1971) indique que l'enrichissement en silice du milieu marin peut provenir de la sédimentation de produits d'érosion d'éléments siliceux *onshores* plutôt que d'être issu d'une activité volcanique en elle-même sous forme de dépôts de tufs. D'après Bidgood (1995), les diatomées fossilisées dans les dépôts *offshores* de la Mer du Nord ne sont pas associées aux dépôts de tufs mais à la présence des *upwellings* qui influencent fortement l'apport de silice dans les eaux de mer et justifient ainsi l'abondance des diatomées. Cette théorie a été soutenue par Bonde (1979) qui a proposé un modèle de circulation des eaux, impliquant des *upwellings*, pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord et du Danemark durant le Paléocène supérieur. Avec son modèle, il est parvenu à justifier une productivité accrue de silice.

Pour être complet, il faut mentionner le fait que d'autres assemblages de diatomées du Paléogène, possédant un intérêt stratigraphique, ont été observés en dehors de l'Europe dans l'hémisphère nord (e.a. Fenner, 1981 ; Gombos, 1982 ; Fenner, 1985 ; Kitchell et al., 1986) et dans l'hémisphère sud (e.a. Gombos, 1977, 1983, 1984 ; Gombos & Ciesielski, 1983 ; Harwood, 1988 ; Harwood & Maruyama, 1992 ; Fenner, 1994). Ces travaux, principalement réalisés dans le cadre des *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) et de son successeur l'*Ocean Drilling Program* (ODP), ont permis l'établissement de

certaines biozonations régionales comme par exemple celle donnée par Fenner (1985) illustrée à la figure 1.11. Dans l'hémisphère nord, la distribution de ces assemblages est serrée, en régions, et est limitée à certaines sections des séquences du Paléogène comme l'ont montré Schrader & Fenner (1976) et Dzinoridze et al. (1978) avec leurs zonations valables pour la Mer de Norvège. Cela rend les corrélations interrégionales difficiles voire impossible. Dans l'hémisphère sud, les assemblages ont été observés dans des séquences de sédiments déposées dans certains océans, en basse et haute latitude.

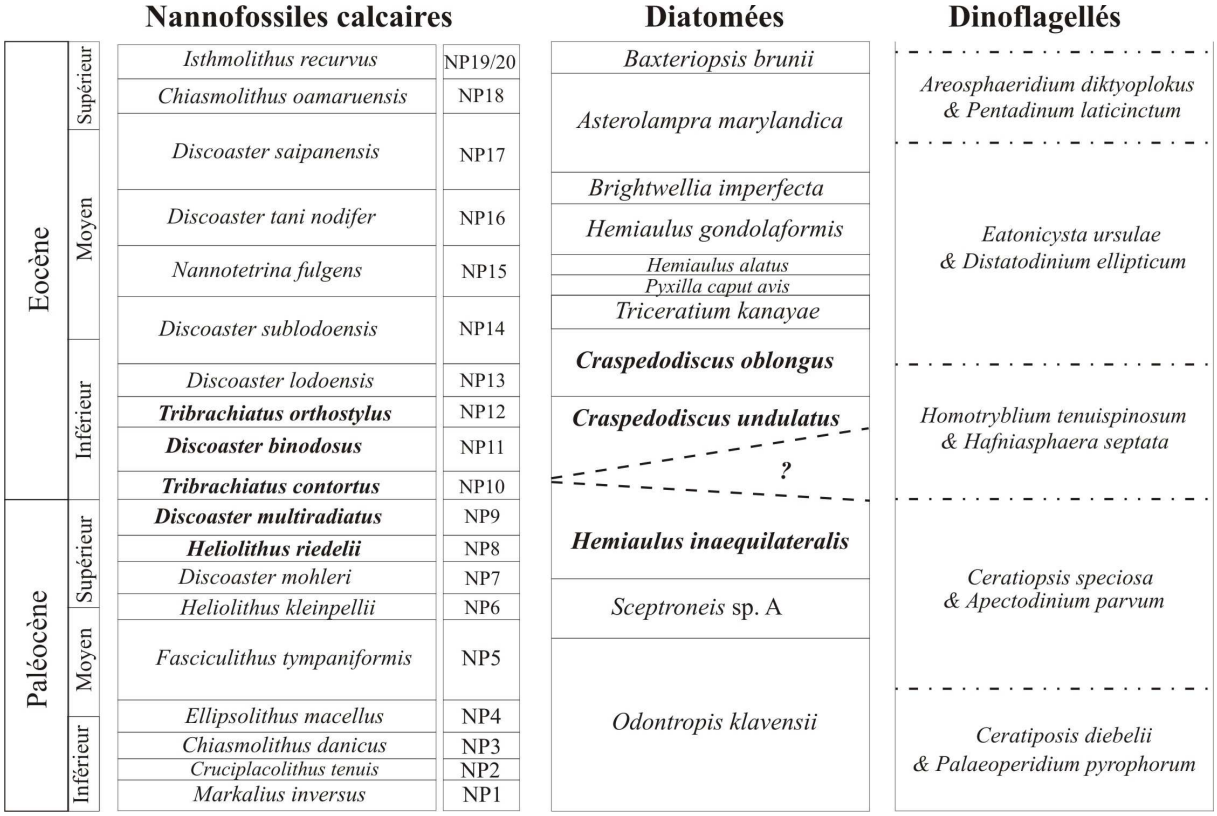


Figure 1.11: Corrélations des biozonations de nannofossiles calcaires (Martini, 1971), dinoflagellés (Williams, 1977) et diatomées (Gombos, 1976, 1982 ; Fenner, 1985) (Modifié d'après Fenner, 1985) (ancienne limite P/E).

Des sections *onshores* du Paléogène de Russie contiennent également des assemblages bien préservés de diatomées. Ces sections sont surtout situées dans l'Oural, le Kazakhstan, l'ouest de la Sibérie et le Bassin de la Volga (e.a. Proshkina-Lavrenko, 1949 ; Glezer et al., 1974 ; Radionova et al., 2003 ; Oreshkina & Oberhänsli, 2003). Les assemblages observés dans ces dépôts russes montrent des affinités avec ceux du Danemark (Formation Fur) (Fig. 1.12) et de la Mer de Norvège. Cela implique l'établissement de connections entre la plateforme russe et la région orientale de la Mer du Nord durant cette période, probablement sous la forme d'une mer épicontinentale de faible profondeur (Barron, 1987). Cependant un gros problème existe avec la plupart des résultats russes (e.a. Proshkina-Lavrenko, 1949 ; Glezer et al., 1974) et va limiter fortement les possibilités de corrélation. En effet, la plupart des spécimens de diatomées des localités russes, utilisées pour ces travaux, ont été collectés dans le siècle dernier et sont inadéquatement libellés en terme de localité et

de position stratigraphique. Ils ont ainsi une valeur négligeable pour des corrélations précises (Ross & Sims, 1985) (Collections conservées principalement au Musée de l'Histoire Naturelle de Londres). Certains travaux récents (Radionova et al., 2003 ; Oreshkina & Oberhänsli, 2003) donnent des résultats stratigraphiquement très intéressants en rapport avec la C.I.E. Le problème est le manque d'uniformisation et de standardisation de leur taxonomie. Ils privilégient encore l'usage de noms locaux ne correspondant pas toujours à la nomenclature internationale. De plus le provincialisme des diatomées ne facilite pas les corrélations. La comparaison des biozones de Radionova et al. (2003) (Fig. 1.13) et celles de Fenner (1985) (Fig. 1.11), respectivement établies pour la Russie et l'Atlantique, illustre bien le provincialisme des diatomées durant le Paléogène et montre clairement la difficulté des corrélations à longues distances. Ce provincialisme augmentera à l'Eocène moyen et limitera davantage les corrélations à l'échelle mondiale pour ces périodes (Barron, 1993).

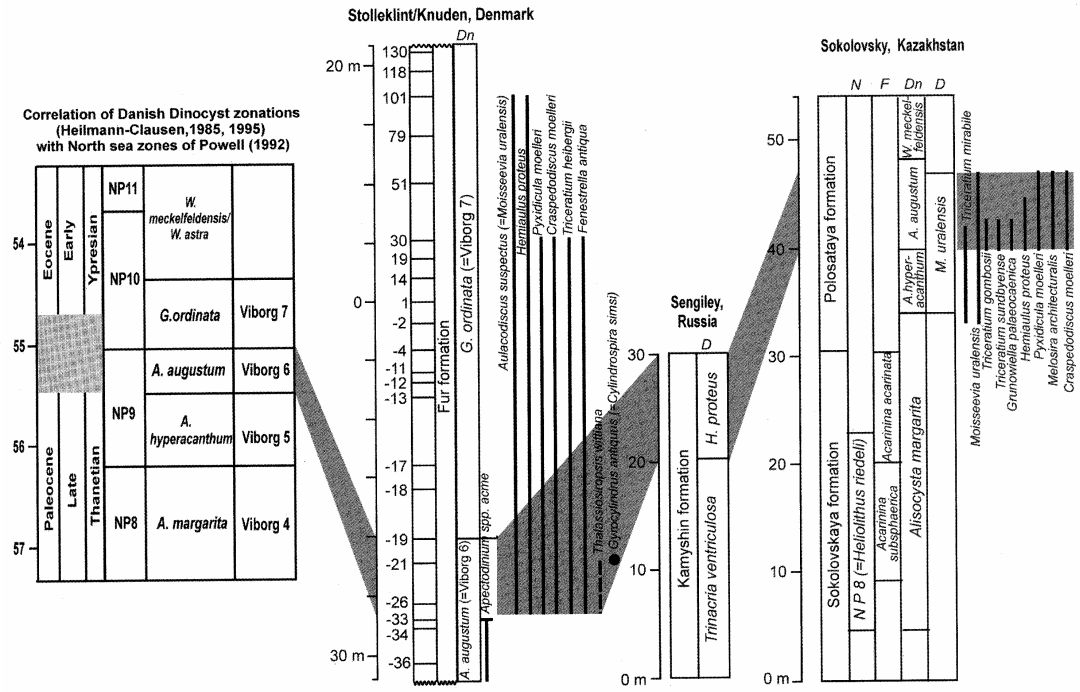


Figure 1.12 : Corrélations entre les sections de Sengiley (Russie), Sokolovsky (Kazakhstan) et Stolleklint-Knuden (Danemark) sur base des assemblages de diatomées (Oreshkina & Oberhänsli, 2003).

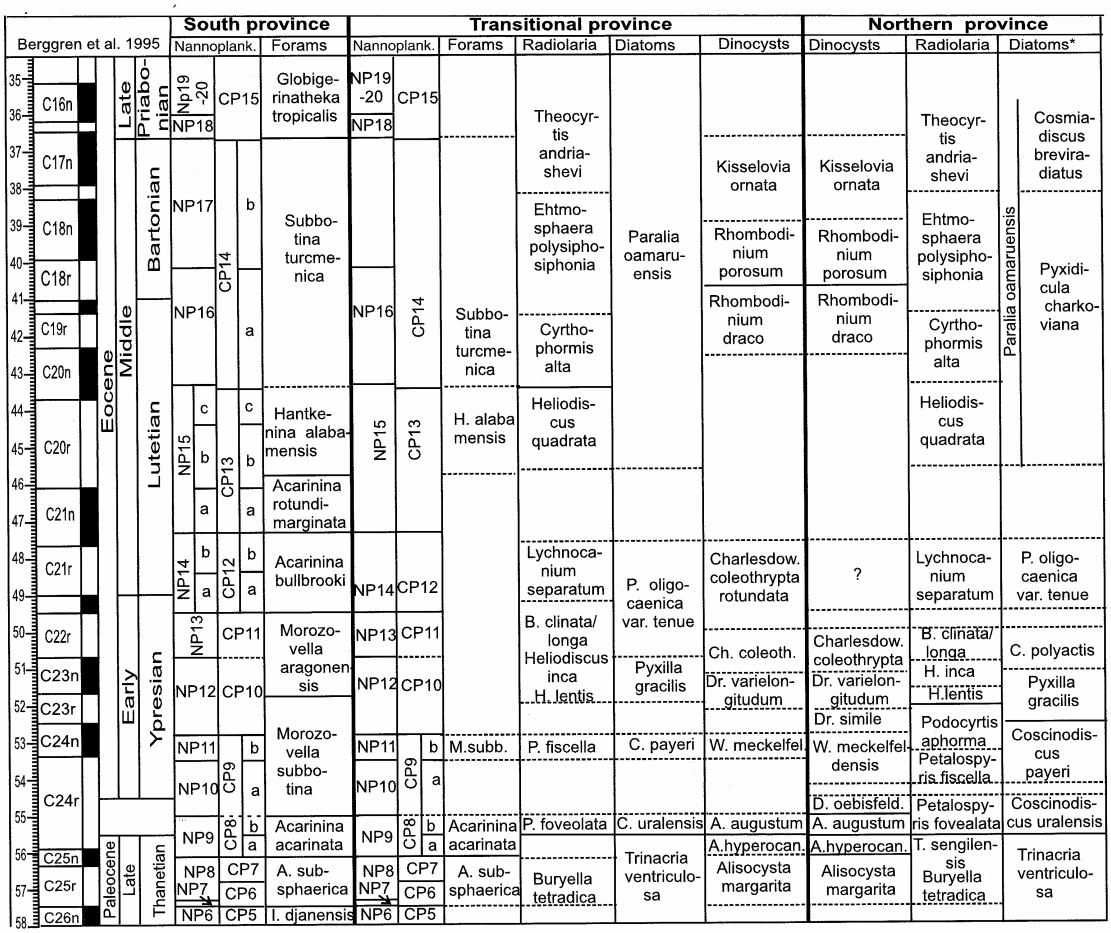


Figure 1.13 : Schéma de corrélation des biozones de nannoplancton calcaire, foraminifères, radiolaires, dinokystes et diatomées dans différentes provinces de Russie (Radionova et al., 2003).

En conclusion, en se basant essentiellement sur les travaux de King (1983, 1990), Mudge & Copestake (1992a), Mitlehner (1994, 1996) et Bidgood et al. (1999) qui sont les meilleures références pour la taxonomie et la stratigraphie des diatomées pyritisées, ce travail vise à principalement à :

- valider une nouvelle méthodologie développée pour extraire les diatomées pyritisées (chapitre 2),

- améliorer et approfondir la taxonomie des diatomées pyritisées (voir chapitre 3),

- étudier les assemblages de diatomées pyritisées au Danemark (chapitre 4) et dans le Bassin de Dieppe-Hampshire (chapitre 5), afin d'établir des biozones et de tenter des corrélations à courte distance entre formations riches en diatomées pyritisées,

- analyser une partie de l'Eocène inférieur du sondage de Knokke (Belgique) (chapitre 6),

- tenter des corrélations à longue distance en étudiant des sites localisés dans le Bassin de la Téthys dont le GSSP de la limite P/E (chapitre 2),

- apporter, au niveau paléoenvironnemental, une réponse à l'hypothèse de Bignot (1983) qui suggère que les lagunes sparnaciennes du Bassin de Paris et de Dieppe-Hampshire contiennent les premières diatomées (préservées en tant que moulages internes en pyrite) lacustres, du moins de transition vers les milieux d'eau douces (chapitre 5).

CHAPITRE 2 : MATERIEL ET METHODES

Ce chapitre est divisé en quatre parties distinctes. Dans un premier temps, les différents sites d'études sont présentés. Les raisons de leur choix et les campagnes d'échantillonnages sont précisées. Les contextes géologiques et les localisations précises de chaque site seront détaillés dans les chapitres 4, 5, et 6. Ensuite, l'accent sera mis sur la description des traitements utilisés pour extraire les diatomées pyritisées et en barytine des sédiments du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur. Etant donné la spécificité des minéralisations, il a fallu mettre au point une méthode spécifique visant à préserver la pyrite de toute oxydation. Les échantillons du sondage de Saint-Josse et d'Ailly (chapitre 5) ont servis à mettre au point la méthodologie. L'étude du sondage de Knokke (chapitre 6) montre son efficacité et son intérêt vis-à-vis d'autres méthodes. L'utilisation des analyses chimiques, réalisées pour identifier la nature des éléments chimiques composant les spécimens de diatomées observés, est ensuite abordée. Ce chapitre se termine par une note sur le nombre d'individus à compter pour avoir une représentativité valable des espèces présentes dans un échantillon.

2.1. CHOIX ET LOCALISATION DES SITES ETUDIES

Les sites d'étude ont été choisis dans les bassins situés au sud (Dieppe-Hampshire et Belgique) et à l'est (Danemark) du Bassin de la Mer du Nord et dans la Téthys (Egypte et Tunisie). Les différents bassins européens sont situés dans la figure 1.12. Localisés sur la figure 2.1, six sites sont considérés comme principaux par leur importance en terme de résultats obtenus. Il s'agit des sites d'Ølst, Hinge et Albækhoved au Danemark, Saint-Josse et Ailly en France et Knokke en Belgique. D'autres sites annexes ont été analysés dans le cadre de cette étude ; il s'agit de Fromessent et Saint-Omer en France, Kongstrup, Stolleklint, Silstrup et Rugård au Danemark, Dababiya en Egypte et Jugurtha, Oued Mezez et Sidi Nasseur en Tunisie. A l'exception des sites de Tunisie et d'Egypte, ils sont également situés sur la figure 2.1. Globalement, les sites danois ont été choisis pour servir de référence à la taxonomie des diatomées pyritisées et pour évaluer le potentiel stratigraphique de ces dernières. Les sites français ont été sélectionnés dans le but de réaliser un schéma de zonation sur base des diatomées pour la partie sud du Bassin de Dieppe-Hampshire. Les sites belges, tunisiens et égyptiens ont été choisis pour tenter des corrélations à courte et à longue distances. Pays par pays, le choix des différents sites est discuté dans les paragraphes suivants.

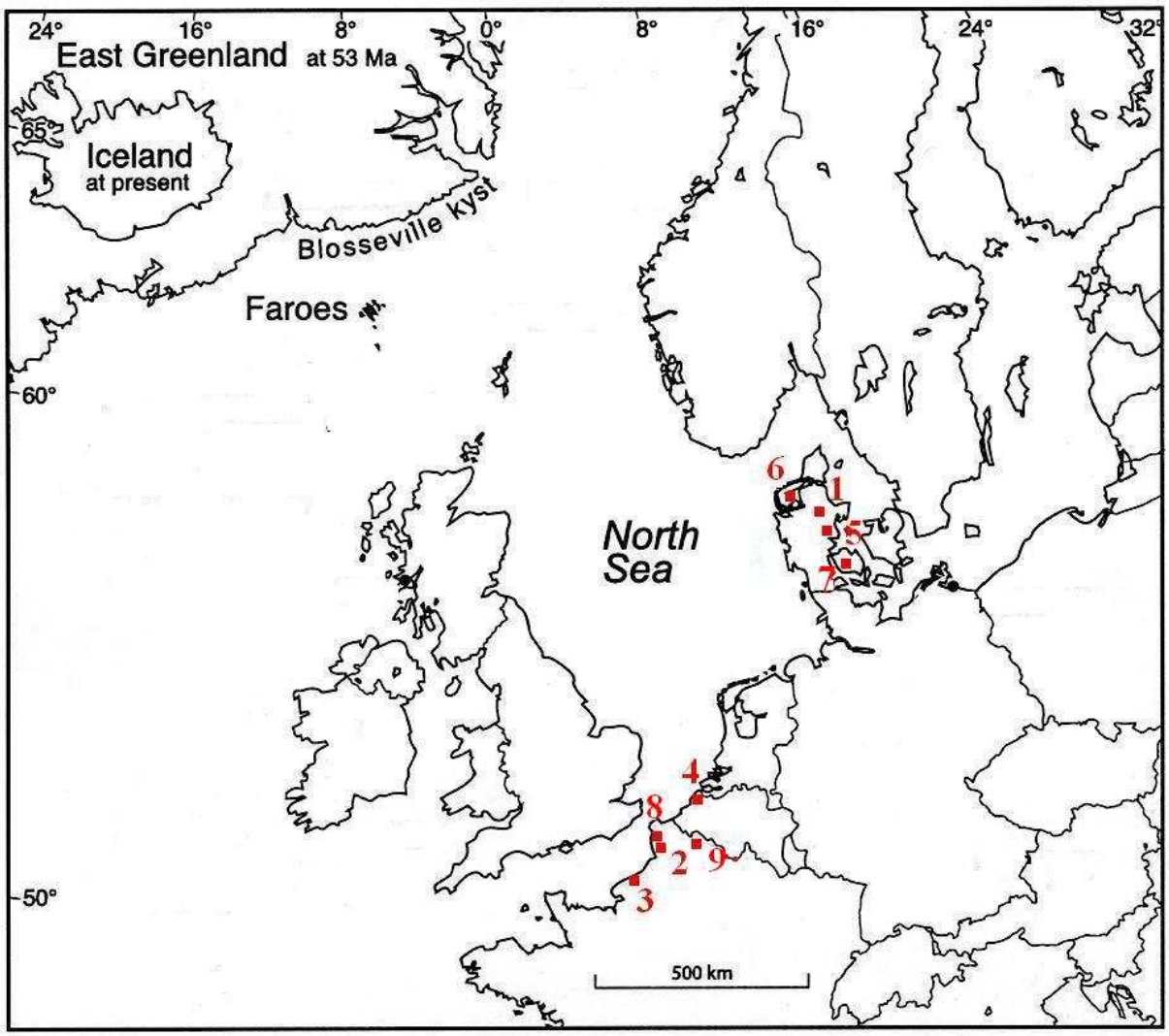


Figure 2.1 : Localisation des sites localisés dans les bassins borduriers au Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Larsen et al., 2003). (1) Ølst et Hinge, (2) Saint-Josse, (3) Ailly et Côte aux Hérons (Dieppe), (4) Knokke, (5) Albaekhoved, (6) Silstrup et Ile de Fur : Stolleklint et Knudenklint, (7) Rugård, (8) Fromessent, (10) Saint-Omer.

2.1.1. Danemark

Silstrup et Stolleklint : matériel de référence

A Silstrup et Stolleklint (Fig. 2.1), la Formation Fur (anciennement Mo-Clay ou Moler, chapitre 4) affleure. Il s'agit d'une formation du Paléocène supérieur-Eocène inférieur constituée de diatomites riches en assemblages de diatomées et de silicoflagellés d'une excellente préservation. Les diatomées de cette formation ont été décrites de manière approfondie et abondamment illustrées dans la monographie de Homann (1991) et vont servir de matériel de référence taxonomique pour l'identification des diatomées pyritisées enregistrées dans les autres sites étudiés.

Ølst et Hinge

Ølst et Hinge (Fig. 2.1), deux localités proches de plus ou moins deux kilomètres et situées à environ 30 km au nord ouest d'Aarhus, sont deux carrières où affleurent des sédiments argileux des Formations d'Ølst, Røsnæs et Lillebælt. C'est d'ailleurs à Ølst que le stratotype de la formation du même nom a été défini (Heilmann-Clausen, 1985b). Cette formation est l'équivalent latéral de la Formation Fur (chapitre 4). Si à Silstrup et Stolleklint les diatomées sont fossilisées en silice, elles sont pyritisées à Ølst. En effet, Mitlehner (1994, 1997) a observé une dizaine d'espèces de diatomées pyritisées dans quatre échantillons situés dans un court intervalle stratigraphique (aux alentours de la limite entre le Membre d'Haslund et le Membre de Værum). Il n'existe pas d'autres études ayant visé à décrire et analyser les assemblages de diatomées pyritisées au Danemark. En effet, toutes les autres études se sont intéressées aux diatomées siliceuses contenues dans les diatomites de la Formation Fur car elles ne nécessitent pas de méthodologie particulière pour les extraire et leur préservation est de la plus haute qualité. Le matériel pyritisé, en comparaison, ne présente à priori qu'un très faible intérêt. Mitlehner (1994, 1996) a démontré le contraire en montrant que les diatomées pyritisées sont généralement identifiables. Vu son potentiel existant, une partie de ce travail a donc été axé sur une étude biostratigraphique des assemblages de diatomées pyritisées de la Formation Ølst. Les résultats sont présentés et discutés dans le chapitre 4.

Autres sites

Comme décrit ci-dessus, l'étude des sites d'Ølst et de Hinge est axée sur la Formation d'Ølst, d'âge Paléocène supérieur-Eocène inférieur sur base de l'ancienne limite P/E et d'âge Eocène inférieur sur base de la C.I.E. Afin d'évaluer le potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique plus grand, une vingtaine d'échantillons supplémentaires ont été analysés. Ces échantillons, fournis par le professeur Heilmann-Clausen, ont été prélevés dans des sondages et des coupes montrant des formations plus anciennes : la Formation Æbelø (Paléocène supérieur) à Rugård (Fig. 2.1), la Formation Holmehus (Paléocène supérieur) à Albækhoved (Fig. 2.1) et Ølst ; et plus jeunes : la Formation Røsnæs Clay (Eocène inférieur) à Kongstrup (Fig. 2.1), Albækhoved, Fur (Fig. 2.1) et Knudenklint (Fig. 2.1) et la Formation Lillebælt Clay (partie supérieure de l'Eocène inférieur et Eocène moyen) à Kongstrup, que la Formation d'Ølst.

Mission de terrain

Une mission de terrain, dirigée par le professeur Heilmann-Clausen (Aarhus University, Danemark), a été réalisée en 2004 dans le but de maîtriser le contexte géologique, sédimentologique et environnemental des formations étudiées ainsi que leur distribution spatiale et stratigraphique. Cet objectif a été atteint par la visite des carrières d'Ølst et Hinge et des Iles de Fur et Mors. A Ølst et Hinge, les Formations

de Ølst, Røsnæs et Lillebælt ont été observées. Les sections de Østklint, Stolleklint et Knudenklint (coupe type de la Formation Fur et du Membre de Knudshoved (partie inférieure de la Formation de Røsnaes)), exposées dans les falaises situées sur le rivage nord de l'Ile de Fur, ont été étudiées. La section de Silstrup sur l'Ile de Mors, un des rares endroits où affleure la partie sommitale la Formation Fur, a été également étudiée.

2.1.2. France

La présence de diatomées pyritisées dans les sédiments de l'Eocène inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire a été décrite à de rares reprises (e.a. Bolin et al., 1982 ; Bignot, 1983). Elles n'ont jamais été le sujet d'études biostratigraphiques ; aucun schéma de zonation sur base des diatomées dans le Bassin de Dieppe-Hampshire n'a jamais été proposé. La partie biostratigraphique la plus importante de ce travail consiste en l'établissement de biozones de diatomées valables pour l'Eocène inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire et d'essayer de les corréler à courte distance avec celles déjà établies pour le Bassin de la Mer du Nord. A cette fin, deux sites principaux ont été étudiés : le sondage CC82 de Saint-Josse et les coupes du Cap d'Ailly (Fig. 2.1).

Saint-Josse

Deux objectifs principaux ont été fixés pour ce premier site d'étude. Le premier consiste à observer le degré de préservation des diatomées et vérifier si malgré la pyritisation elles sont identifiables. Le second objectif est de s'assurer du potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées, c'est-à-dire vérifier si les diatomées sont suffisamment abondantes sur un intervalle stratigraphique assez important. Le sondage de Saint-Josse a été choisi pour son potentiel à répondre à ces deux objectifs. En effet, d'une part, il possède l'avantage indéniable d'être un sondage ce qui implique que les échantillons (et surtout la pyrite) ont été préservés de l'altération météoritique. D'autre part, bien que ce sondage ne présente pas une succession complète des sédiments, il couvre néanmoins un large intervalle stratigraphique s'étendant du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur.

Ailly

Le choix du deuxième site d'étude s'est porté sur l'ensemble des coupes d'Ailly. Il s'agit de la succession la plus complète de dépôts de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire. De plus, la C.I.E. est présente dans cette séquence continue de sédiments (Magioncalda et al., 2001).

Mission de terrain à Ailly et à la Côte du Héron

Une mission de terrain a été réalisée en 2002 sous la guidance du professeur Christian Dupuis (Faculté Polytechnique de Mons, Belgique). Cette mission a permis de prendre connaissance du contexte géologique, sédimentologique, de la mise en place et des caractéristiques des formations étudiées. Une campagne d'échantillonnage a également été réalisée dans le but de remplir différents objectifs. En premier, il s'agit de vérifier la préservation de la pyrite dans le temps en comparant les assemblages de diatomées pyritisées contenus dans les échantillons prélevés lors de cette mission et ceux observés dans d'autres échantillons prélevés par Christian Dupuis en 1992 dans les mêmes niveaux stratigraphiques. Ensuite, les sables déposés dans les chenaux présents dans les Membres Sables et Argiles à Ostracodes et à Mollusques inférieur et supérieur ont été spécialement échantillonnés dans l'espoir d'y observer des diatomées d'eau douce ce qui aurait constitué leur plus ancien enregistrement dans les sédiments. Pour terminer, des échantillons ont été prélevés sur la falaise de la Côte aux Hérons (Fig. 2.1) dans les sables décarbonatés du Thanétien supérieur de la Formation Sables de Dieppe afin d'élargir l'intervalle stratigraphique étudié.

Saint-Omer

Désirant investiguer un niveau stratigraphique plus ancien que ceux rencontrés dans le sondage de Saint-Josse et à Ailly, quelques échantillons ont été prélevés dans les argiles du Thanétien supérieur à Saint-Omer (Fig. 2.1).

Fromessent

La Formation Château de la Bruyère (CDLB) observée dans le sondage de Saint-Josse pose un problème de préservation des sédiments et de la pyrite qu'ils contiennent. En effet, cette formation, la plus jeune qui est rencontrée par le sondage CC82, a subi une nette altération oxydant fortement entre autre la pyrite. Présentant un équivalent latéral de la Formation CLDB, le choix d'un site annexe pouvant pallier le problème susmentionné s'est porté sur Fromessent (Fig. 2.1).

2.1.3. Belgique

Des études (e.a. Moorkens et al., 2000) du sondage de Knokke (Fig. 2.1) ont montré que le Membre Knokke Clay (appartenant à la Formation Tienen) ne contient pas de diatomées. Ce membre est constitué d'argile avec intercalations d'une vingtaine de lits de coquilles et déposé en milieu lagunaire-saumâtre. Par contre, l'examen de dépôts de même âge et sédimentés dans les mêmes conditions dans le Bassin de Dieppe-Hampshire a livré de riches assemblages de diatomées (chapitre 5). Il est donc étonnant que, d'après Moorkens et al. (2000), le Membre Knokke Clay ne contiennent pas de spécimens de diatomées ; c'est très probablement du à l'emploi d'une méthodologie inadaptée. Par conséquent, il a été décidé d'étudier à nouveau la

Formation Tienen dans le but de mettre en valeur et de vérifier le rendement de la méthodologie utilisée dans ce travail. L'autre objectif du choix de ce site est la réalisation, sur base des zones de diatomées, des corrélations à courte distance entre le Bassin de Dieppe-Hampshire et le Bassin Belge, dont les bords sont seulement distants d'une trentaine de kilomètres. Quelques échantillons supplémentaires de la Formation Kortrijk ont de plus été analysés.

2.1.4. Egypte

Etant donné que le GSSP de la limite P/E a été choisi dans les carrières de Dababiya en Egypte, il a été jugé opportun d'en étudier les sédiments de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Dans un premier temps, l'objectif est de voir si ces sédiments contiennent des assemblages de diatomées. Si cet objectif était atteint, il serait ensuite intéressant d'évaluer le potentiel stratigraphique de ces assemblages pour des corrélations à longue distance entre l'Egypte (Téthys) et les bassins européens.

Le premier objectif n'a pas été atteint. Les sédiments de Dababiya (12 échantillons analysés) contiennent d'abondants corpuscules pyritisés qui sont très fortement oxydés rendant impossible l'identification et l'attribution de ces corpuscules à des microfossiles. L'étude des carrières de Dababiya ne sera pas détaillée dans cette thèse faute de résultats exploitables en raison de cette oxydation intense. Il serait intéressant d'investiguer d'autres coupes égyptiennes où la pyrite n'est pas oxydée.

2.1.5. Tunisie

Michèle Caron (comm. pers.), de l'Université de Fribourg (Suisse), a observé en Tunisie (Jugurtha et Oued Mezez) des diatomées dans les sédiments carbonatés indurés du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. Ces diatomées n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée quelconque. De plus, Christian Dupuis (comm. pers.) a trouvé à Sidi Nasseur dans certaines séquences de dépôts de l'Eocène inférieur des niveaux riches en opale-CT. Cette dernière provient probablement de l'opale-A originelle des frustules de diatomées. Ces sites ont donc été choisi pour leur contenu potentiel (Sidi Nasseur) ou avéré (Jugurtha et Oued Mezez) en diatomées dans le but de tenter, le cas échéant, des corrélations à longue distance entre la Tunisie (Téthys) et les bassins de la région de la Mer du Nord.

Cinq échantillons sur les seize étudiés livrent des assemblages de diatomées. Cependant, la majorité des individus est fortement dissoute. Seul moins d'un pourcent des spécimens sont identifiables rendant ainsi l'étude biostratigraphique des diatomées tunisiennes impossibles. En conséquence, l'analyse des échantillons de Tunisie n'est pas détaillée dans cette thèse. Les quelques résultats sont brièvement présentés en annexe.

2.2. PREPARATION ET TRAITEMENT DU MATERIEL

Une méthodologie d'extraction adaptée aux diatomées pyritisées a du être mise au point. En effet, les premières procédures standards de préparation de diatomées incluent l'utilisation de peroxyde d'hydrogène pour détruire la matière organique contenue dans les sédiments (Battarbee, 1986). Or il est clairement établi que la pyrite est fortement oxydée et détruite par le peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) (Jezequel, 1990 ; Mitlehner, 1994). L'industrie actuelle réalisant des études biostratigraphiques n'utilise pas d'autres techniques (Bidgood, directeur de *GSS International* (anciennement *Grampian Stratigraphic Services*), comm. pers.) car elle n'apporte guère d'attention aux microfossiles pyritisés. Une méthode alternative, employant de l'hydroxyde de sodium (NaOH), moins agressif que le H_2O_2, a été essayée par Mitlehner (1994). Ce produit permet la désagrégation facile des argiles mais corrode néanmoins la pyrite. Mitlehner (comm. pers.) avait pensé utiliser les techniques de séparation de phases minérales par utilisation de liqueurs denses, mais vu la dangerosité de ces liquides, la difficulté de l'utilisation de ces liqueurs pour l'extraction des diatomées ainsi que la complexité présumée de cette méthodologie, il ne l'a pas utilisé et a favorisé l'utilisation du NaOH malgré l'oxydation de la pyrite qu'il engendre. Dans ce travail, une méthodologie capable d'extraire la pyrite (et les diatomées pyritisées) de n'importe quel sédiment excepté les grès a été mise au point. Elle est détaillée dans les paragraphes suivants et illustrée à la figure 2.2. Il s'agit de la combinaison d'une des techniques standards de préparation des microfossiles utilisée entre autre chez GSS et de l'utilisation du bromoforme, une liqueur dense classiquement employée pour la séparation de phases minérales.

Les échantillons sont d'abord soigneusement fragmentés en blocs de taille millimétrique, de l'ordre de 2 à 3 mm (Fig. 2.2a). Dans le but d'éliminer les carbonates, les fragments sont ensuite attaqués par de l'acide chlorhydrique (HCl) 20 % (6,5 M) (Fig. 2.2b). Dès que tous les carbonates sont éliminés, les résidus sont ramenés à un pH neutre avant de les immerger dans une solution de tétrasodium diphosphate ($Na_4P_2O_7$) de concentration 0,15 M (Fig. 2.2c). Cette solution permet de disperser et mettre en suspension la matière argileuse qui sera éliminée par différents siphonages successifs. Afin de permettre une meilleure séparation densimétrique, les résidus sont ensuite triés granulométriquement par tamisage (Fig. 2.2d). Utilisant seulement deux tamis dont la taille des mailles est de 63 µm et 355 µm, trois fractions sont obtenues : inférieure à 63 µm, entre 63 et 355 µm et supérieure à 355 µm. La fraction supérieure peut être directement observée à la loupe binoculaire et ne nécessite plus aucun traitement. Les diatomées n'ont jamais été observées dans cette fraction ; tous les taxons observés étant caractérisés par des tailles inférieures à 355 µm. L'étape de désagrégation de l'échantillon est ensuite suivie de la séparation des phases minérales.

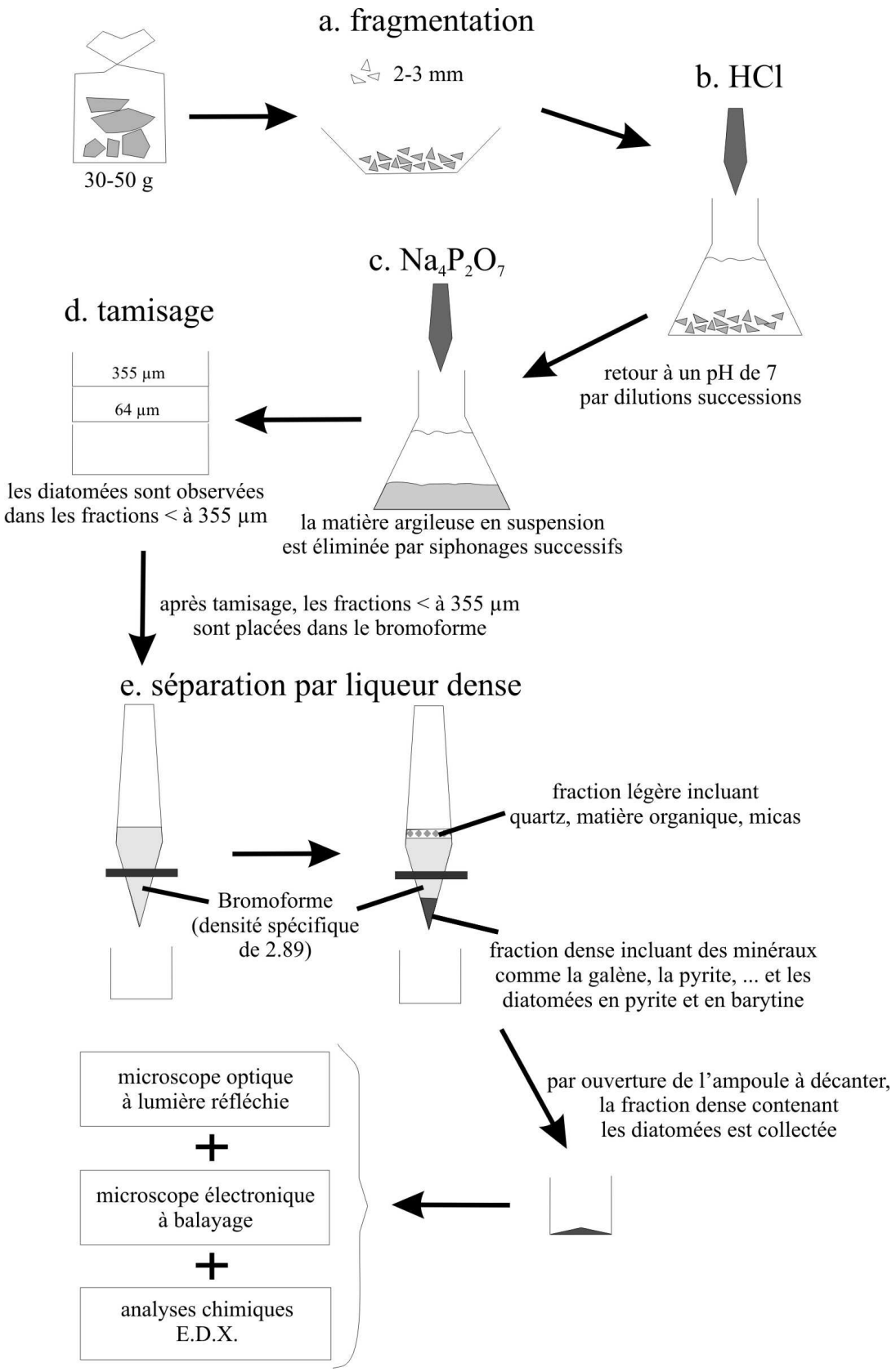


Figure 2.2 : Description des méthodes utilisées pour extraire les diatomées pyritisées (Van Eetvelde et al., 2005).

Les différentes fractions granulométriques sont ensuite placées tour à tour dans le bromoforme. Ce produit a une densité égale à 2,89 qui permet de séparer des phases minérales de densités différentes. Les phases plus légères (Tableau 2.1) contenant la matière organique, des argiles et des carbonates s'il en reste, le gypse, l'opale, le quartz et la muscovite vont remonter dans le bromoforme pour finalement surnager. Au contraire, les phases plus lourdes (Tableau 2.1), dont la pyrite, vont sédimenter et pourront être facilement collectées (Fig. 2.2e). Il ne reste plus qu'à rincer les résidus par du méthanol afin d'éliminer le reste de bromoforme, produit toxique cancérigène. Quelques difficultés sont rencontrées lors du traitement de sédiments contenant des cendres volcaniques. Dans ces cas-là, le résidu dense contiendra également des minéraux associés au volcanisme tels l'anatase, le rutile, la brookite, le zircon et la galène. Par conséquent, la pyrite et les diatomées pourront être difficilement observables si elles sont entourées par d'abondants minéraux lourds.

L'observation des diatomées en pyrite peut ensuite être réalisée. Les diatomées en silice sont habituellement observées au microscope optique à lumière transmise. Cela ne peut pas être le cas pour les diatomées pyritisées car la pyrite est un minéral opaque. Dès lors les observations, identifications et comptages nécessitent l'emploi d'un microscope optique à lumière réfléchie. Au cours de ce travail, l'appareil utilisé est un Zeiss Axiophot. Les diatomées pyritisées ont également été observées au microscope électronique à balayage, Philips XL-20, du Service de Microscopie Electronique de la Faculté des Sciences des FUNDP. La procédure d'identification des diatomées pyritisées est détaillée au chapitre 3.

Tableau 2.1 : Tableau des densités spécifiques des minéraux observés lors de cette étude dans les résidus denses (Densités d'après Klein & Hurlbut, 1999).

Densité	Nom
1.90-2.20	Opale
2.26	Tridymite
2.30	Cristobalite
2.32	Gypse
2.60-2.85	Minéraux argileux (kaolinite, talc, smectite,…)
2.65	Quartz
2.72	Calcite
2.76-2.88	Muscovite
2.82-2.89	**Bromoforme**
3.90	Anatase
3.90-4.10	Brookite
4.18-4.25	Rutile
4.5	**Barytine**
4.68	Zircon
5.02	**Pyrite**
7.40-7.60	Galène

Les sélections, position et nombre, des échantillons à prélever ont été décidés de commun accord d'une part avec le professeur Christian Dupuis (Faculté Polytechnique de Mons, Belgique) pour les sites français, belge, égyptien et tunisien et d'autre part avec le professeur Claus Heilmann-Clausen (Aarhus University, Danemark) pour les sites danois. Les positions stratigraphiques précises des échantillons sont données dans les chapitres 4, 5, 6 et 7 respectivement pour le Danemark, le Bassin de Dieppe-Hampshire, Knokke et la Tunisie/Egypte. Tous les échantillons étudiés sont conservés au Département de Géologie des Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix à Namur (Belgique). Au total, 176 échantillons ont été traités. La répartition du nombre des échantillons traités et de leur productivité pour les différents sites est donnée dans le tableau 2.2. Sur les 141 échantillons provenant des sites d'études principaux (Ølst, Hinge, Saint-Josse, Ailly et Knokke), 79 ont livré des assemblages de diatomées pyritisées. Les 17 échantillons d'Ølst sont les plus remarquables. En effet, ils contiennent tous des assemblages riches et bien préservés. Par contre, les échantillons des sites annexes ont donné des résultats très pauvres (moins de 25 individus ou/et spécimens fortement dissous/corrodés) voire carrément négatifs (absence de diatomées) à l'exception des niveaux de diatomites danoises utilisés pour servir de références taxonomiques et les échantillons de Fromessent.

Tableau 2.2 : Répartition par site des nombres d'échantillons traités et du nombre d'échantillons contenant des assemblages fossiles de diatomées.

Site	Nombre d'échantillons traités	Nombre d'échantillons contenant des diatomées	Pourcentages d'échantillons contenant des diatomées
DANEMARK			
Ølst	17	17	100 %
Hinge	10	7	70 %
Divers (*)	26	13	50 %
BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE			
Saint-Josse	17	12	71 %
Ailly	38	23	61 %
Cap d'Ailly et Côte aux Hérons	12	7	58 %
BELGIQUE			
Knokke	21	13	62 %
EGYPTE			
Dababiya	12	0	0 %
TUNISIE			
Jugurtha	6	3	50 %
Oued Mezez	7	2	29 %
Sidi Nasseur	3	0	0 %
DIVERS			
Fromessent	5	5	100 %
Saint-Omer	2	0	0 %
TOTAL	**176**	**102**	**58 %**

(*) *Albaekhoved, Fur, Knuden, Kongstrup, Ølst, Rugard, Silstrup et Stolleklint*

2.3. ANALYSES CHIMIQUES

Les diatomées se sont fossilisées d'une part sous la forme de moulages internes, construits par cristallisation de minéraux authigéniques dont la pyrite, et d'autre part, par transformation molécule par molécule du frustule siliceux en un frustule identique mais composé de pyrite (chapitre 3). Il a donc été nécessaire de réaliser des analyses pour connaître la composition chimique des minéraux authigènes constituant les diatomées fossiles afin de confirmer l'identification de ces minéraux et d'évaluer le degré de transformation minéralogique. La pyritisation est-elle complète ou subsiste-il de la silice originelle ? Les analyses ont été réalisées à l'aide d'une microsonde. Elle permet d'analyser un corpuscule sur une superficie choisie (de quelques μm^2 à quelques centaines de μm^2) et sur une profondeur d'une dizaine de micromètres.

Pour caractériser les différents types de fossilisation rencontrés dans ce travail, 42 analyses chimiques ont été réalisées sur des spécimens sélectionnés dans les différents sites (Tableau 2.3). Les microanalyses ont été réalisées avec un appareil Microspec Oxford WDX-600 à l'I.N.I.S.Ma. (Institut National Interuniversitaire des Silicates, Sols et Matériaux) à Mons. Les résultats sont tous exprimés qualitativement sous forme de diagramme montrant des pics qui correspondent aux éléments chimiques identifiés. Quelques analyses quantitatives ont été réalisées. Les résultats des microanalyses chimiques sont présentés et discutés dans le chapitre 3 et les diagrammes des analyses fournis en annexe.

Tableau 2.3 : Liste des échantillons analysés à l'EDX.

Site	Nombre d'analyses EDX réalisées
DANEMARK	
Ølst	14
Hinge	2
Diatomite de la Formation Fur	3
Albaehoved	4
BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE	
Saint-Josse	5
Ailly	9
BELGIQUE	
Knokke	2
TUNISIE	
Jugurtha	1
Oued Mezez	2
TOTAL	**42**

2.4. COMPTAGE ET REPRESENTATIVITE DES ECHANTILLONS

Les assemblages de diatomées présents dans les sédiments étudiés ont fait l'objet d'un comptage des individus présents espèce par espèce. Les comptages ont été réalisés par observation des assemblages au microscope optique à lumière réfléchie. Le nombre de spécimens à compter pour avoir une idée correcte de la représentativité de l'échantillon n'est pas standard. Par exemple, Gombos (1984) et Fenner (1994) comptent respectivement 250 et 300 spécimens pour avoir une représentativité valable des assemblages de diatomées siliceuses.

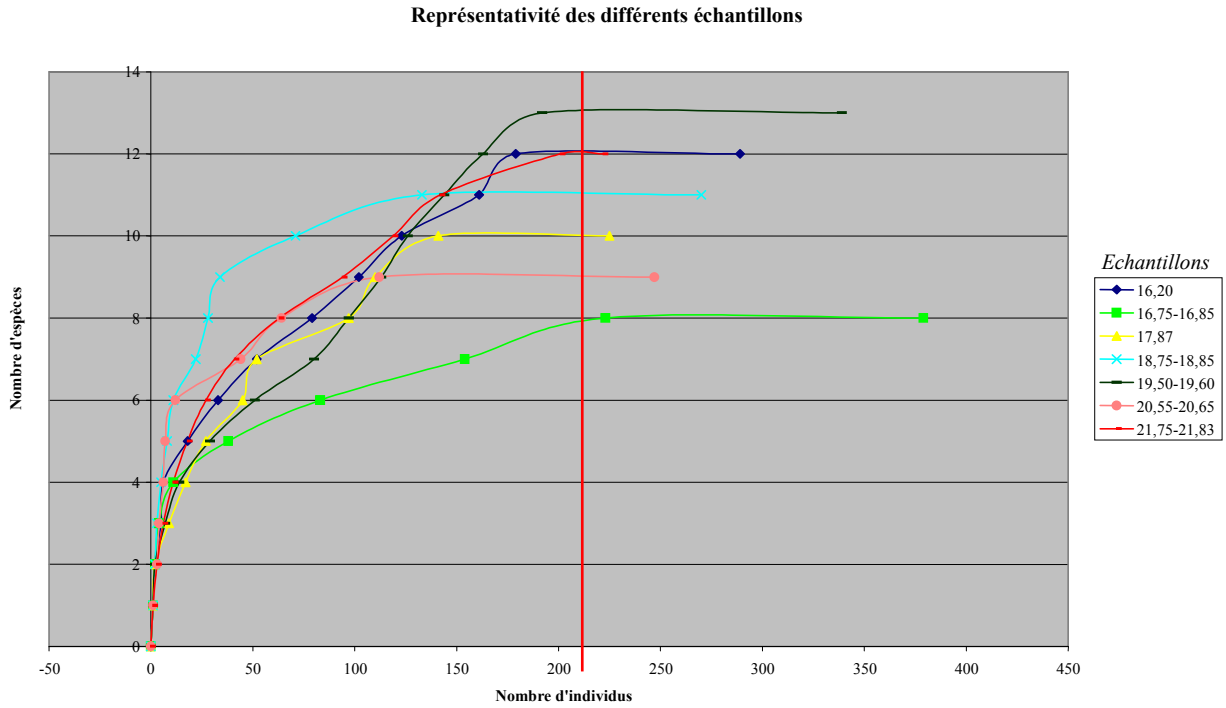


Figure 2.3 : Calcul du nombre de diatomées à compter pour avoir une représentativité suffisante des espèces présentes dans les assemblages fossilisés. La barre rouge indique le nombre minimum de diatomées à compter pour avoir une excellente représentativité d'un échantillon. (Les échantillons pris en compte sont ceux de la Formation Argile de Saint-Aubin à Saint-Josse, voir chapitre 5)

Les échantillons de la Formation Argile de Saint-Aubin du sondage de Saint-Josse ont fait l'objet d'une démarche particulière dans le but de connaître le nombre suffisant de diatomées pyritisées à compter pour avoir une bonne représentativité de l'assemblage fossilisé, c'est-à-dire être sur d'avoir observé toutes les espèces présentes dans l'échantillon. Pour chaque échantillon, le nombre de diatomées comptées pour observer une nouvelle espèce a été repéré. Ces résultats sont exprimés sous la forme d'un graphique (Fig. 2.3) avec en abscisse le nombre d'individus comptés pour observer des nouvelles espèces et en ordonnée le nombre d'espèces identifiées. Il existe un palier à partir duquel aucune nouvelle espèce n'est observée même si le comptage se poursuit. Ce palier correspond au nombre minimum de diatomées à compter pour obtenir une représentativité correcte de la taphocénose fossilisée. Il en ressort qu'il faut compter un minimum de 210 diatomées pour avoir une excellente représentativité et qu'avec 180 diatomées comptées la représentativité est correcte

pour la plupart des échantillons (6 sur 7). Des analyses statistiques n'ont pas été tentées sur les assemblages étudiés en raison des effets négatifs de la préservation et de la taille relativement petite des assemblages présents dans les échantillons (Andrews, 1972 ; Battarbee, 1986).

CHAPITRE 3 : PRESERVATION ET TAXONOMIE DES DIATOMEES FOSSILISEES

Normalement constituées d'un frustule siliceux, les diatomées peuvent être préservées dans le sédiment, d'une part, par épigénie transformant leur squelette d'opale-A en un autre minéral ; d'autre part, par cristallisation de minéraux authigènes au sein de leurs cavités internes formant ainsi des moulages de celles-ci. La présence de pyrite dans les sédiments étudiés étant connue dès le début de ce travail, l'occurrence de diatomées fossilisées en pyrite par épigénie et/ou par remplissage était attendue. Par conséquent, ce chapitre commence par donner les caractéristiques de la pyrite et détaille ses conditions de formation et son mode d'altération. Ensuite, il traite de la fossilisation des diatomées de manière générale puis décrit les différents types de préservation des assemblages fossiles observés lors de cette étude. Les démarches taxonomiques particulières utilisées pour l'identification des diatomées pyritisées sont développées par après. Ce chapitre se termine par la brève description de la pyritisation particulière des dinokystes.

3.1. LA PYRITE : DEFINITION, FORMATION ET ALTERATION

3.1.1. Caractéristiques physiques de la pyrite

La pyrite (Klein & Hurlbut, 1999) est un minéral de couleur jaune, parfois orangée ou rougeâtre et plus sombre et terne si elle est oxydée, qui possède un éclat métallique. Ses autres propriétés physiques sont une fracture conchoïdale, une dureté de 6 à 6,5, une densité de 5,02 et un trait noir. La pyrite cristallise le plus fréquemment sous la forme de cube, pyritohèdre (dodécaèdre pentagonal), octaèdre et framboïdes (amas de cristaux microscopiques en forme de framboise). De composition chimique FeS_2, la pyrite peut néanmoins contenir de faible quantité de nickel ou de cobalt et des quantités infinitésimales de cuivre ou d'or.

3.1.2. Conditions de formation

La pyrite, composée de fer à l'état d'oxydation réduit Fe^{2+}, se forme en condition réductrice caractérisée par un potentiel d'oxydation (Eh) pouvant varier de 0,0 à -0,4 et en condition acido-basique particulière, pH entre 4 et 9. Ces conditions particulières définissent les champs de stabilité de la pyrite (Fig. 3.1). Il est nécessaire de préciser que la taille de ces champs dépend de la quantité de sulfures présents en solution (Klein & Hurlbut, 1999). Le long des lignes de la figure 3.1, deux minéraux peuvent coexister en équilibre. Ce type de diagramme est intéressant pour évaluer les paramètres physico-chimiques qui prévalaient lors de la sédimentation, de la diagenèse et de l'altération atmosphérique.

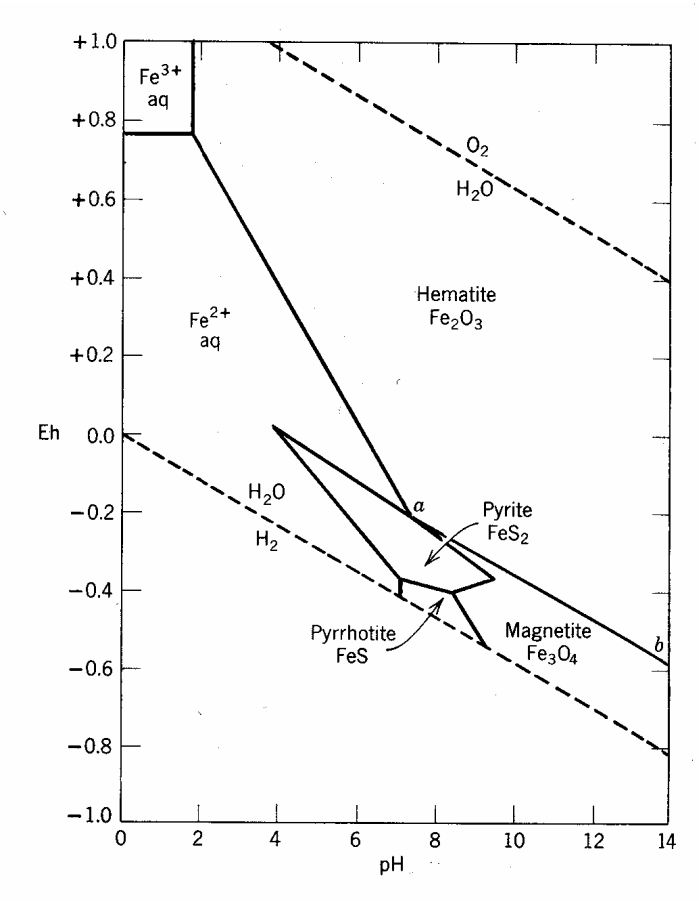


Figure 3.1 : Stabilité des oxydes et sulfures de fer dans l'eau à 25°C et à une pression totale de 1 atmosphère, et une concentration de sulfures dissous = 10^{-6} (Klein & Hurlbut, 1999). Eh = potentiel d'oxydation, pH = logarithme négatif de la concentration de l'ion hydrogène.

La pyrite peut se former dans des conditions néritiques avec une prédominance de sédiments fins détritiques. Son processus de formation est en lien direct avec l'activité des sulfobactéries (bactéries anaérobies qui obtiennent l'oxygène nécessaire à leur métabolisme en transformant les composés sulfatés en soufre). Ce processus peut être représenté par la réaction suivante :

$$2CH_2O + SO_4^- \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-$$

Dans cette réaction, la matière organique est représentée par la formule idéalisée CH_2O (Berner, 1984). Par la suite, H_2S réagit avec le fer pour former des sulfures de fer, qui se convertissent ensuite en pyrite.

Il y a eu un débat considérable sur les mécanismes et la durée de la formation des sulfures de fer (e.a. Berner, 1970, 1984 ; Baird & Brett, 1986). Des études ont suggéré que ce processus se produit seulement dans des eaux stagnantes complètement anaérobiques c'est-à-dire des conditions euxiniques (e.a. Berner, 1970). Dans ces conditions, la formation et la préservation de la pyrite sont favorisées par une présence restreinte voire absence des organismes fouisseurs du fait de la raréfaction de l'oxygène sur le fond des eaux. L'action de ces derniers sur le sédiment (bioturbation)

est très faible ce qui conduit à des sédiments laminés (absence d'homogénéisation par bioturbation) et sombres (présence de matière organique) (Cojan & Renard, 1999). La formation des sulfures de fer est favorisée dans les microenvironnements sulfurés, les sédiments anoxiques associés à de l'eau anaérobie et des taux faibles à modérés de sédimentation (e.a. Baird & Brett, 1986 ; Allison, 1990) (Fig. 3.2). Cependant, des études récentes (e.a. Allison, 1990) ont montré que cette formation de sulfures de fer peut se réaliser dans des conditions dysaérobies et avec des taux modérés de sédimentation (Fig. 3.2). Il faut également préciser que la matière organique doit être enfoncée dans le sédiment pour initier l'action des bactéries ; bien que des taux de sédimentation trop élevés annihilent les réactions diagénétiques en diluant les concentrations nécessaires (Allison, 1990). Berner (1984) a défini les quatre conditions nécessaires à la formation de la pyrite que doit réunir le milieu sédimentaire :

- une grande quantité de matière organique métabolisable,
- la présence de sulfates dissous (provenant de l'eau de mer),
- une source de fer réactif,
- la présence de soufre (dérivant des eaux de mer sulfatées).

Les conditions sus-mentionnées ont déjà été présentes à différents moments depuis le Précambrien supérieur (Love & Amstutz, 1966), ils sont spécialement communs durant le dépôt des sédiments de faciès *"black shale"* du Mésozoïque (Tyson & Pearson, 1991), incluant la Formation Kimmeridge Clay du Jurassique supérieur (Glennie, 1990). Les fossiles retrouvés dans ces faciès sont couramment pyritisés et incluent des ammonites, des crinoïdes et divers autres organismes marins dont les radiolaires (Dyer & Copestake, 1989 ; Kavouras, 1994).

Allison (1990) a précisé que le type d'agrégats (framboïdes, nodules, tubulaires ou encroûtements) de pyrite formé dans le sédiment est fonction du taux de sédimentation et de la présence/absence d'oxygène dans l'eau et le sédiment (Fig 3.2). Par exemple, la présence de pyrite framboïdale traduit un environnement anoxique et un taux de sédimentation faible. Par corollaire, l'observation des formes cristallographiques de la pyrite dans un sédiment donné permet de retrouver les caractéristiques du milieu de sédimentation (Fig. 3.2).

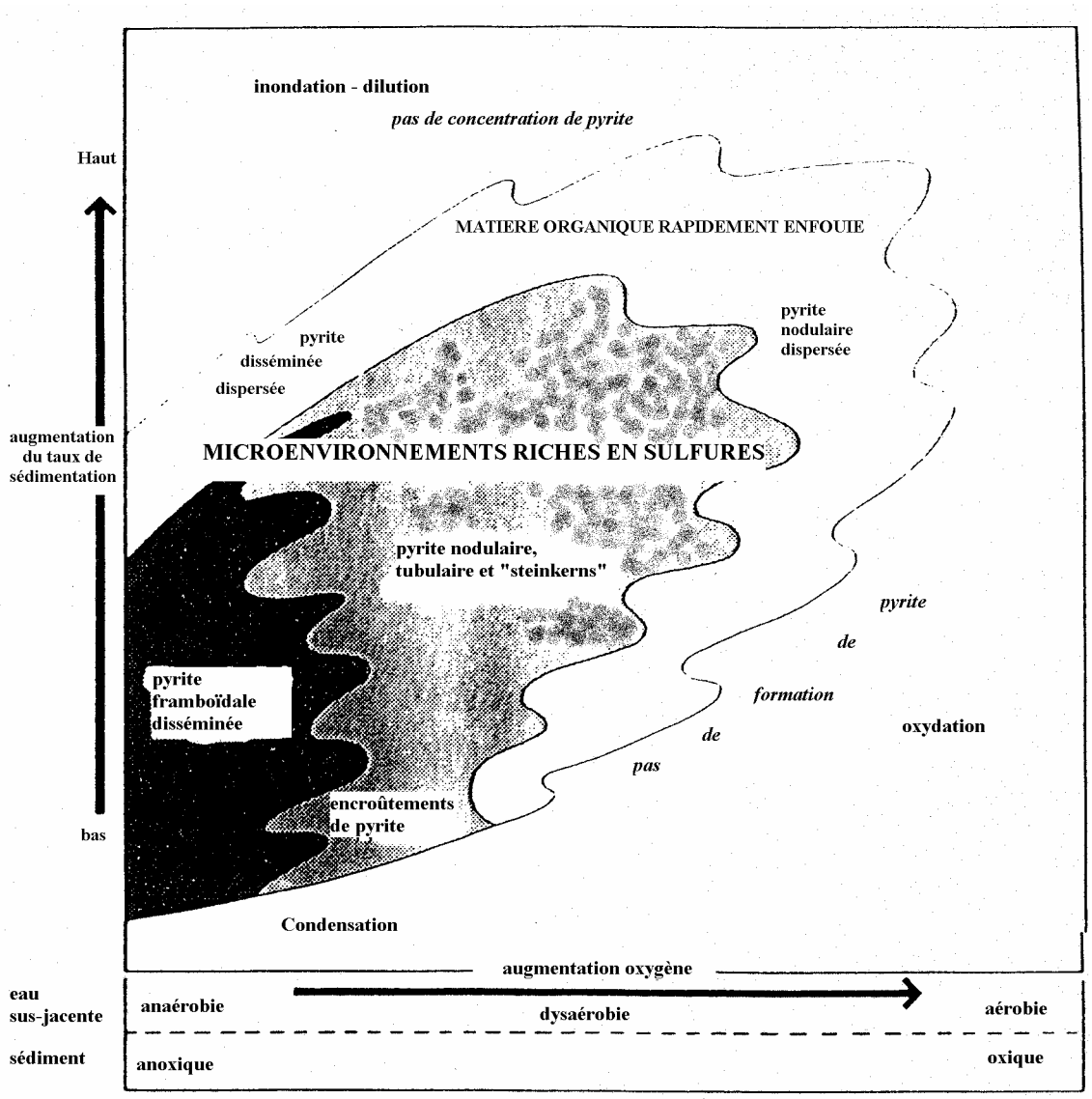


Figure 3.2 : Diagramme schématique illustrant les conditions favorables à la formation de différentes formes de pyrite diagénétiques (premiers stades) (Traduit d'après Allison, 1990).

En conclusion, la formation de la pyrite (ou son absence) dans les milieux marins est contrôlée par les taux relatifs d'apports de matière organique, de sulfates et de fer réactifs, eux-mêmes fonction du taux de sédimentation (Goldhaber & Kaplan, 1974 ; Morse & Cornwell, 1987 ; Wilkin & Barnes, 1997). Bien que les réactions principales de la formation de la pyrite restent controversées, la plupart des études indiquent que la pyritisation requiert également l'addition de soufre aux sulfures de fer métastables (greigite, pyrrhotite) (e.a. Sweeney & Kaplan, 1973 ; Benning et al., 2000). Le soufre est produit par l'oxydation d'ions de sulfures. C'est un processus lent, en comparaison à la précipitation des sulfures de fer, qui apparaît comme le facteur clé dans le contrôle de la formation de la pyrite et qui requiert l'accumulation de sulfure d'hydrogène (H_2S). Si le taux de H_2S est bas, alors tous le soufre réduit peut être fixé comme sulfure de fer aussitôt qu'il est produit et il y a peu de chance pour qu'il soit converti en soufre élémentaire. Des expériences de laboratoire ont confirmé cette opinion (Schoonen & Barnes, 1991a & b).

La concentration en H_2S dans les eaux interstitielles est régulée par la balance entre les apports de fer disponible et la matière organique labile (instable). Par exemple, un apport riche de fer réactif va enlever l'H_2S et garder la quantité de ce dernier à des taux très bas, ce qui va arrêter la formation de la pyrite. L'abondance de fer réactif combiné avec la présence de matière organique diluée va également provoquer l'arrêt de la pyritisation et au bénéfice de la préservation des sulfures de fer métastable. Au contraire, la formation de la pyrite est accélérée dans des environnements possédant une grande quantité de matière organique (Clark & Lutz, 1980 ; Mitlehner, 1994).

Un apport faible de sulfates, du à l'insuffisance de ceux-ci dans les eaux de fond ou à la diminution de la diffusion des sulfates en-dessous de l'interface sédiment-eau, peut aussi causer une formation incomplète de pyrite dans les sédiments. Cette sous-alimentation en sulfates peut être due également à des taux élevés de sédimentation allongeant leur temps de diffusion. D'après Goldhaber & Kaplan (1974), la diffusion des sulfates est totalement bloquée par des taux de sédimentation supérieurs à 30 cm par an.

3.1.3. Altération de la pyrite

La pyrite est un minéral qui s'altère très facilement par oxydation. La pyrite contient du fer, un des deux éléments les plus facilement oxydables dans la nature avec le manganèse. L'oxydation est un mode d'altération qui lors de la formation de nouveaux corps fait perdre des électrons au corps oxydé. Dans le cas de la pyrite, son fer, en fait un ion ferreux (Fe^{2+}), perd un électron en s'oxydant et devient un ion ferrique (Fe^{3+}). L'agent oxydant responsable de cette altération est l'oxygène, élément le plus répandu dans la nature, présent dans l'atmosphère et dans l'eau. Deux mécanismes de réactions d'oxydation de la pyrite existent, ils sont décrits par les réactions chimiques (1) et (2) (Cojan & Renard, 1999).

$$(1)\ 2Fe^{2+} + 4\ HCO_3^- + (1/2)\ O_2 \quad \rightarrow \quad Fe_2O_3\ (\text{hématite}) + 4\ CO_2 + 6\ H_2O$$

Cette première réaction en cause est une oxydation de la pyrite en présence d'air et d'humidité. En milieu humide non saturé, l'oxydation se traduit par la réaction (2).

$$(2)\ FeS_2\ (\text{pyrite}) + H_2O + O_2 \quad \rightarrow \quad FeSO_4\ (\text{aqueux}) + H_2SO_4\ (\text{acide sulfurique})$$

En s'oxydant la pyrite libère de l'acide sulfurique qui peut attaquer d'autres minéraux présents dans les sédiments (carbonates, minéraux argileux, …) pour former du gypse (sulfate de calcium) (exemple donné par la réaction (3)) et, en présence de bactéries, pratiquement omniprésentes, de la jarosite (sulfate de fer et de potassium, $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$). Durant la météorisation, la présence d'eaux riches en calcium dans les eaux interstitielles peut également altérer la pyrite en gypse (Allison, 1988). De la

limonite, ($FeO(OH).2H_2O$), peut aussi être produite au cours des réactions d'oxydation de la pyrite.

(3) $CaCO_3$ (calcite) + H_2SO_4 (acide sulfurique) + $H_2O \rightarrow$ $CaSO_4.2H_2O$ (gypse)

L'altération de la pyrite dépend de plusieurs facteurs. La présence de certaines bactéries, dites ferro-oxydantes, accélère fortement les processus d'oxydation. Les roches qui favorisent également cette altération sont celles contenant une certaine quantité de calcite (nécessaire pour la formation du gypse). La porosité et la perméabilité des roches vont aussi influencer cette altération. Les roches poreuses ou/et perméables vont rendre la pyrite facilement accessible à l'air et à l'humidité. De plus, la pyrite présente dans les sédiments est souvent très fine et framboïdale. Cela implique qu'elle possède une très grande surface exposée à l'air et à l'humidité favorisant ainsi l'altération.

3.2. FOSSILISATION DES DIATOMEES

Les frustules de diatomées, comme les squelettes des autres microfossiles siliceux, sont susceptibles d'être attaqués, corrodés, dissous ou transformés après leur mort par dissolution (dans la colonne d'eau ou/et dans le sédiment) et la diagenèse (dans le sédiment) (e.a. Calvert, 1974 ; Barron, 1987). C'est durant la diagenèse que les squelettes siliceux peuvent subir le plus de transformations. La silice qui constitue les frustules peut subir des changements de phases (Hein et al., 1978 ; Riech & Von Rad, 1979 ; Kakuwa, 1984 ; Mitlehner, 1994). Par ailleurs, les squelettes de diatomées peuvent être remplis et/ou remplacés par des minéraux authigènes tels la calcite, la barytine, la pyrite,… (e.a. Kaczmarska & Erhmann, 1990 ; McNeill, 1990 ; Mitlehner, 1994 ; Van Eetvelde et al., 2005)

3.2.1. La dissolution

L'eau de mer est un milieu qui ne favorise pas la préservation de la silice biogénique. En effet, les océans actuels sont partout sous-saturés en silice (Berner, 1968, 1970 ; Kastner, 1981) impliquant que l'eau de mer est propice à la dissolution des squelettes siliceux microscopiques des diatomées et des radiolaires. Ainsi les taphocénoses observées représentent seulement un faible pourcentage de la population originelle (biocénose) présente dans la colonne d'eau. Dans les océans, seulement 1 à 10 % des frustules de diatomées produits dans la zone photique atteignent le sédiment du fond (Calvert, 1974). La protection des frustules de diatomées contre la dissolution dans la colonne d'eau peut toutefois être assurée par leur incorporation dans les pelotes fécales de divers organismes du zooplancton (dont les copépodes) tout en accélérant le transport vers le fond (Schrader, 1971). La préservation des frustules dans les sédiments est donc assez exceptionnelle.

3.2.2. La diagenèse

La diagenèse peut affecter la silice biogénique, opale-A (silice amorphe), des frustules de diatomées en la transformant en opale-CT (cristobalite et tridymite déstructurées). Si la diagenèse se poursuit, cette opale-CT sera changée en quartz authigénique (e.a. Jones & Segnit, 1971 ; Hein et al., 1978). Cette transformation de phases instables (opale-A et opale-CT) à stable (quartz authigénique) est influencée par le temps, la profondeur d'enfouissement, la température et la lithologie des sédiments (Reich & von Rad, 1979). Il est bien connu que les sédiments riches en carbonates accélèrent la transformation opale-A/opale-CT, tandis que les argiles retardent ce processus (Reich & von Rad, 1979).

Kakuwa (1984) a essayé d'identifier la chronologie des différents processus que subissent les diatomées pendant la lithification des sédiments. Il a proposé l'ordre suivant :

- (1) les frustules de diatomées subissent des dissolutions dans la zone opale-A, près du contact avec la zone opale-CT,
- (2) dans la zone de transition opale-A/opale-CT, les frustules restants peuvent encore être dissous ; cette nouvelle dissolution est combinée avec la précipitation d'opale-CT sur ces frustules,
- (3) dans la zone opale-CT, la plupart des diatomées sont converties en moulages et la cimentation du sédiment augmente,
- (4) dans la zone de transition opale-CT/quartz et dans la zone de quartz, des moulages internes composés de lépisphères d'opale-CT sont convertis en quartz granulaires authigènes.

Dès lors, Kakuwa (1984) pense qu'une estimation du degré de lithification peut être réalisée pour les sédiments contenant une prédominance d'opale-A, d'opale-CT, de moulages (contenant ou composé d'une variété de minéraux authigènes), ou de quartz.

Les moulages de frustules de diatomées décrits dans l'étape (3) de Kakuwa (1984) sont en fait des pseudomorphes, c'est-à-dire des moulages et/ou de complets remplacements des frustules siliceux par des minéraux authigènes (e.a. pyrite, glauconie, calcite). Dans les sédiments de grande profondeur, ces moulages sont normalement carbonatés (carbonates de manganèse, sidérite, rhodochrosite et calcite) (Mitlehner, 1994) et/ou composés de smectites (Bohrmann & Theide, 1989) et peuvent préserver les détails de la structure originale des diatomées (également des radiolaires) avec une remarquable netteté (Borhmann & Theide, 1989). Pour préserver les détails du frustule, la précipitation des carbonates doit se produire quand les squelettes siliceux sont toujours préservés en tant qu'opale-A biogénique.

3.2.3. Fossilisation des diatomées en pyrite

Les diatomées pyritisées ont été largement documentées, avec une prédominance dans les argiles et les boues des sédiments d'âge Crétacé moyen à Pliocène (e.a. Bettenstaedt et al., 1962 ; Benda, 1965 ; Jacqué & Thouvenin, 1975 ; Geroch, 1978 ; Hughes, 1981 ; Thomas & Gradstein, 1981 ; King, 1981, 1983 ; Bolin et al., 1982 ; Bignot, 1983 ; Malm et al., 1984 ; Kaczmarska & Ehrmann, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992 a et b ; Copestake, 1993 ; Mitlehner, 1994, 1996 et 1997). La majorité des assemblages de diatomées décrits dans ces travaux sont en fait des moulages internes en pyrite des frustules, parfois avec des fragments résiduels en silice montrant des détails de l'ornementation originelle. De rares occurrences de fragments de frustules constitués d'opale-A biogénique et remplis par de la pyrite framboïdale ont également été observés (Vallentyne, 1963 ; Schallreuter, 1984 ; Mitlehner, 1994).

En contraste aux moulages, il y a le remplacement, molécule par molécule (appelé épigénie), de l'opale-A biogénique par de la pyrite microcristalline. De telles descriptions sont rares dans la littérature. L'assemblage le plus remarquable est celui décrit par Kaczmarska & Ehrmann (1990) dans les sédiments Pliocène à l'extrémité distale du *Bengal Fan*. Les analyses chimiques de ces spécimens ont révélés que, bien que de la silice résiduelle soit présente, la pyrite avait complètement remplacé les parois des frustules de diatomées. Ceci suggère que le remplacement doit avoir lieu lorsque la silice est toujours sous la forme d'opale-A, bien que le manque de microcristaux de pyrite discernables indique que ce remplacement était relativement graduel, la fine structure de la matrice siliceuse limitant la taille ultime des microcristaux de pyrite.

3.2.4. Les concrétions : contexte particulier de fossilisation

Les concrétions, normalement carbonatées mais parfois phosphatées (Benda, 1965), peuvent faciliter la préservation de l'opale-A, normalement très fragile, par précipitation précoce de minéraux carbonatés (ou phosphatés) qui vont protéger les frustules siliceux des effets de la compaction et des fluides circulant dans les roches perméables (Berner, 1970 ; Blome, 1984). Les assemblages de microfossiles trouvés dans de telles concrétions sont généralement plus diversifiés que ceux présents dans les roches contenant ces concrétions, et sont souvent remarquablement bien préservés.

Dans le Bassin de la Mer du Nord, de telles concrétions carbonatées ont été documentées dans la Formation Fur au Danemark (Bonde, 1979 ; Pedersen, 1981 ; Pedersen & Surlyk, 1983 ; Pedersen & Buchardt, 1997). Au Danemark, ces concrétions sont connues sous le nom de *"cementstones"* et sont célèbres pour les macrofossiles (poissons, insectes et même oiseaux) remarquablement bien préservés qu'elles contiennent (Bonde, 1979, 1987 ; Hoch, 1994). Des données de Perdersen & Buchardt (1994) montrent que les *cementstones* sont formées au début de la diagenèse, quand la porosité est encore élevée et que l'eau interstitielle est à la même température

que l'eau du fond. Ces concrétions sont formées essentiellement par la production de CO_2 d'origine bactérienne. Malm et al. (1984) ont également trouvé un assemblage de microfossiles siliceux (diatomées et silicoflagellés) très bien préservé dans certaines concrétions calcareuses présentes dans la Formation Balder, d'âge équivalent à la partie supérieure de la Formation Fur, du Bassin de la Mer du Nord. Encore une fois, cette exceptionnelle préservation indique une précipitation de carbonates dans un des premiers stades de la diagenèse.

3.3. PRESERVATION DES ASSEMBLAGES

Dans ce travail, les deux principaux types de fossilisation, rapportés par différents auteurs (e.a. Kakuwa, 1984 ; Malm et al., 1984 ; Schallreuter, 1984 ; Kaczmarska & Erhmann, 1990 ; Mitlehner, 1994 ; Dellwig et al., 2001), qui peuvent affecter les diatomées et coexister ont été observés :

- Type 1 : par remplissage : dans un stade précoce de la diagenèse, un moulage du frustule est construit par la croissance de certains minéraux authigènes (e.a. calcite, pyrite, barytine) à l'intérieur de celui-ci. Dans la plupart des cas, le moulage ainsi créé est une image quasi parfaite de la morphologie interne du frustule original,

- Type 2 : par épigénie : le frustule siliceux est complètement remplacé, molécule par molécule, par un autre minéral (pyrite) et tous les détails de l'ornementation des diatomées sont préservés tels que les aréoles, le vélum et les processus labiés.

La figure 3.3 montre la coexistence des deux types de fossilisation décrits ci-dessus. Le squelette de la diatomée illustrée a été transformé en pyrite par épigénie ; et à l'intérieur du frustule, un moulage interne constitué de framboïdes de pyrite a été construit. Les différents types de préservation observés dans ce travail sont présentés et décrits dans les paragraphes suivants. Ils sont appuyés par les résultats de microanalyses dont l'ensemble se trouve dans la troisième partie de l'annexe.

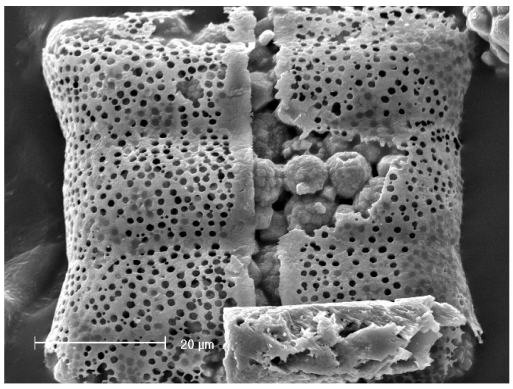


Figure 3.3 : *Biddulphia biddulphiana*, spécimen observé au M.E.B., échantillon 17,87, Saint-Josse (France).

3.3.1. Assemblages du Bassin de Dieppe-Hampshire, du Danemark et de Belgique

Dans les sédiments du Bassin de Dieppe-Hampshire, de Belgique et du Danemark, les assemblages de diatomées ont tous été retrouvés fossilisés en pyrite par remplacement (épigénie) et/ou remplissage (formation d'un moulage) des frustules. Ces deux types de préservation, pouvant coexister, sont décrits respectivement au point 3.3.2.1 et 3.3.2.2 et appuyés par des analyses chimiques (3.3.2.3). De plus d'autres phénomènes de préservation ont été observés dans les échantillons provenant des sites d'Hinge et Albækhoved, situés au Danemark, et sont décrits au point 3.3.2.3 (Hinge) et au point 3.3 (Albækhoved) de ce chapitre. Tous les termes utilisés dans ce chapitre relatifs aux traits morphologiques des diatomées sont définis dans le lexique présent à la fin de ce manuscrit.

Que ce soit par épigénie ou remplissage, les diatomées pyritisées présentent déjà un caractère exceptionnel par rapport aux diatomées siliceuses fossiles. En effet, ces dernières sont dans la plupart des cas préservées en tant que valves solitaires ; au contraire des diatomées pyritisées dont les deux valves sont assez régulièrement fossilisées jointives (Fig. 3.4a et b, Fig. 3.5e et f). De plus, la pyritisation a également l'avantage de conserver régulièrement le frustule intact ainsi que sa ceinture connective. Cette caractéristique n'est pas souvent observée dans les fossiles siliceux (Ross et al., 1979 ; Bidgood et al., 1999).

La pyritisation a un autre effet positif sur la conservation des diatomées. De nombreuses espèces sont très fragiles et leur silice se dissout très facilement surtout dans les milieux (eaux et sédiments) sous-saturés en silice. Grâce à la pyritisation, les frustules de ces espèces sont consolidés et résistent à la dissolution. La pyritisation conserve ces assemblages proches de la biocénose originelle (Malm et al., 1984 ; Mitlehner, 1994 ; Bidgood, 1995 ; Bidgood et al., 1999).

3.3.1.1. Epigénie

De nombreuses diatomées ont été observées fossilisées par épigénie dans les sédiments belges, danois et français. Ces diatomées sont préservées intactes comme si elles n'avaient subi aucune transformation, toute leur ornementation est conservée jusqu'au détails inframicrométriques (velum, cribrum, ponctuations, éléments des processus…). Les figures 3.4b et c montrent un frustule de diatomée conservé par épigénie présentant les rangées d'aréoles intactes. Les 2 valves du squelette sont préservées en connexion. Une cassure dans la valve permet de voir la structure interne (3.4c) et de reconnaître le type d'aréole. Il s'agit d'aréoles loculées où l'on peut observer le foramen, c'est-à-dire le resserrement sur la couche basale de la valve, préservé en pyrite. La figure 3.4d illustre également des aréoles loculées pyritisées où le foramen est observable sur la couche inférieure de la plaque valvaire. Absentes de la plupart des espèces fossiles (Ross et al., 1979 ; Bidgood et al., 1999), la bande connective des diatomées est également assez régulièrement observées chez les spécimens pyritisés (Fig. 3.4e, Fig. 3.5e). La figure 3.4e montre que le détail de la ceinture a été préservé dont les ponctuations sont encore visibles. Les figures 3.4f et g sont des vues internes d'une valve d'*Actinoptychus splendens* où l'on peut voir (cercle blanc) l'extrémité

interne micrométrique, ressemblant à une fente avec des bords épaissis, d'un processus labié. La figure 3.4h illustre un exemple de cribrum pyritisé sur une *Actinoptychus senarius*. Sur la figure 3.4h, la partie externe (tube et ouverture) d'un processus labié est observable (cercle blanc). Ces figures, 3.4f à h, illustrent la haute qualité et la finesse de la pyritisation. Ma thèse met ainsi en évidence la présence de structures pyritisées micrométriques à inframicrométriques et contredit Mitlehner (1994) qui prétend que les structures d'une taille inférieure à 5 µm ne sont pas préservées dans les spécimens pyritisés. La figure 3.5a présente l'ornementation d'une extrémité valvaire d'une *Trinacria regina* et le détail de son élévation. La figure 3.5b montre deux épines de jonction assurant la connexion des frustules de *Trinacria regina* entre eux pour former des chaînes. Une structure de type pseudocelle est observée sur une valve de *Sheshukovia flos* la figure 3.5c. La figure 3.5d montre la transformation par épigénie de l'extrémité d'une valve de *Trinacria excavata* présentant des fines barres distribuées de manières radiales. Ces barres servent à assurer la liaison des valves entre elles. Deux valves de deux frustules différents d'une chaîne de *Trinacria regina* sont visibles sur la figure 3.5e. La figure 3.5f montre quatre valves de *Hemiaulus elegans* attachées les unes aux autres et illustre, avec la figure 3.5e, le fait que les diatomées pyritisées puissent être également fossilisées en chaîne.

En conclusion, les figures 3.4 et 3.5 illustrent le haut niveau de préservation que peut atteindre la pyritisation. Certes, de rares auteurs (e.a. Kaczmarska & Ehrmann, 1990 ; Mitlehner, 1994) ont déjà traité de la qualité de la préservation par épigénie des diatomées pyritisées mais aucun travail n'a jamais été aussi loin dans la description de la pyritisation et des traits morphologiques, même inframicrométriques, des diatomées qu'elle peut préserver. Ce travail a mis en évidence la finesse de la transformation par épigénie des squelettes de diatomées. Cette exceptionnelle qualité de préservation ne peut exister que si les organismes se sont transformés par épigénie très tôt dans leur sédiment hôte lors de l'histoire de la diagenèse (Allison, 1988). La minéralisation authigène de pyrite est donc un important processus préservant les détails des organismes qui autrement auraient été perdus dans l'enregistrement fossile par dissolution.

La qualité de conservation des frustules de diatomées par épigénie, préservant leur ornementations intactes, traduit des gisements de fossiles en milieu marin très calme et très certainement en milieu lagunaire. Ces milieux devaient être anoxiques voire dysoxiques, dont l'eau et/ou le substrat sont plus ou moins stagnants. De plus les agents biologiques et mécaniques destructeurs ne doivent pas avoir eu d'action (ou très peu) dans ces environnements (Bignot, 1983 ; Malm et al., 1984 ; McNeil, 1990 ; Mitlehner, 1994 ; Vachard et Roche, 1996). Dans ce travail, les assemblages, contenant d'abondantes diatomées pyritisées préservées par épigénie, ont été observés dans les sédiments s'étant déposés dans les milieux possédant ces caractéristiques. Il s'agit des argiles et lumachelles des faciès lagunaires sparnaciens du Bassin de Dieppe-Hampshire (Formation Argile de Saint-Aubin à Saint-Josse et Formation Sables et Argiles à Ostracodes et à Mollusques à Ailly) et de Belgique (Membre Knokke Clay de la Formation Tienen) et des sédiments argileux sombres et parfois laminés de la Formation Ølst (Danemark).

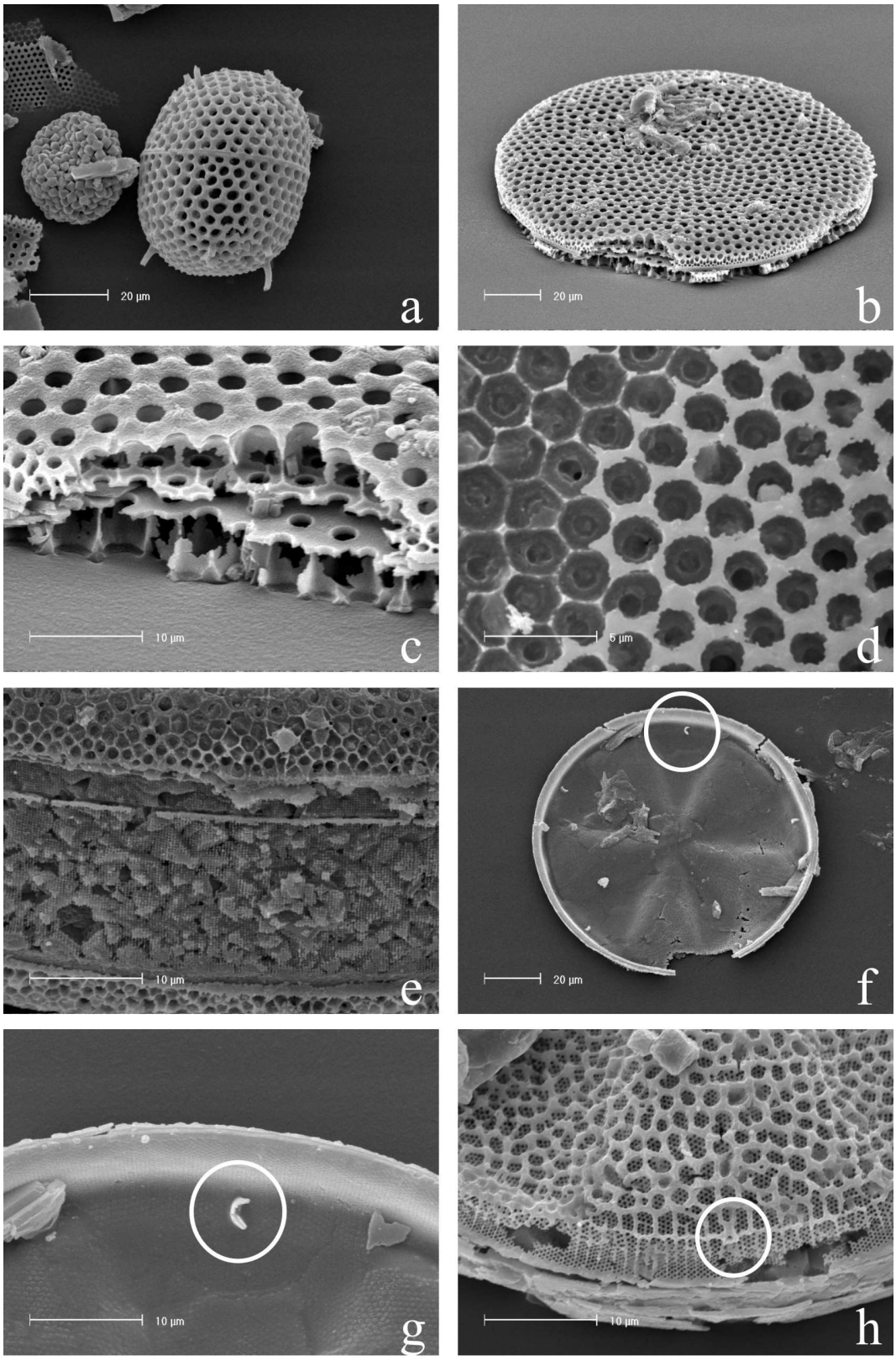


Figure 3.4 : Figure page précédente. a. Frustule de *Stephanopyxis turris* préservé par épigénie, échantillon Ølst n°1, Danemark. b-c. Frustule de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* préservé par épigénie, échantillon Ølst n°1, Danemark. d. Aréoles loculées, foramens observables sur la couche inférieure de la plaque valvaire d'une *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. e. Ceinture de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, ponctuations visibles, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. f-g. Vue interne d'une *Actinoptychus splendens*, extrémité

interne d'un processus labié (cercle blanc), échantillon Ølst n°1, Danemark. h. *Actinoptychus senarius*, tube et ouverture externe d'un processus labié (cercle blanc), échantillon 16,75-16,85, Saint-Josse, France.

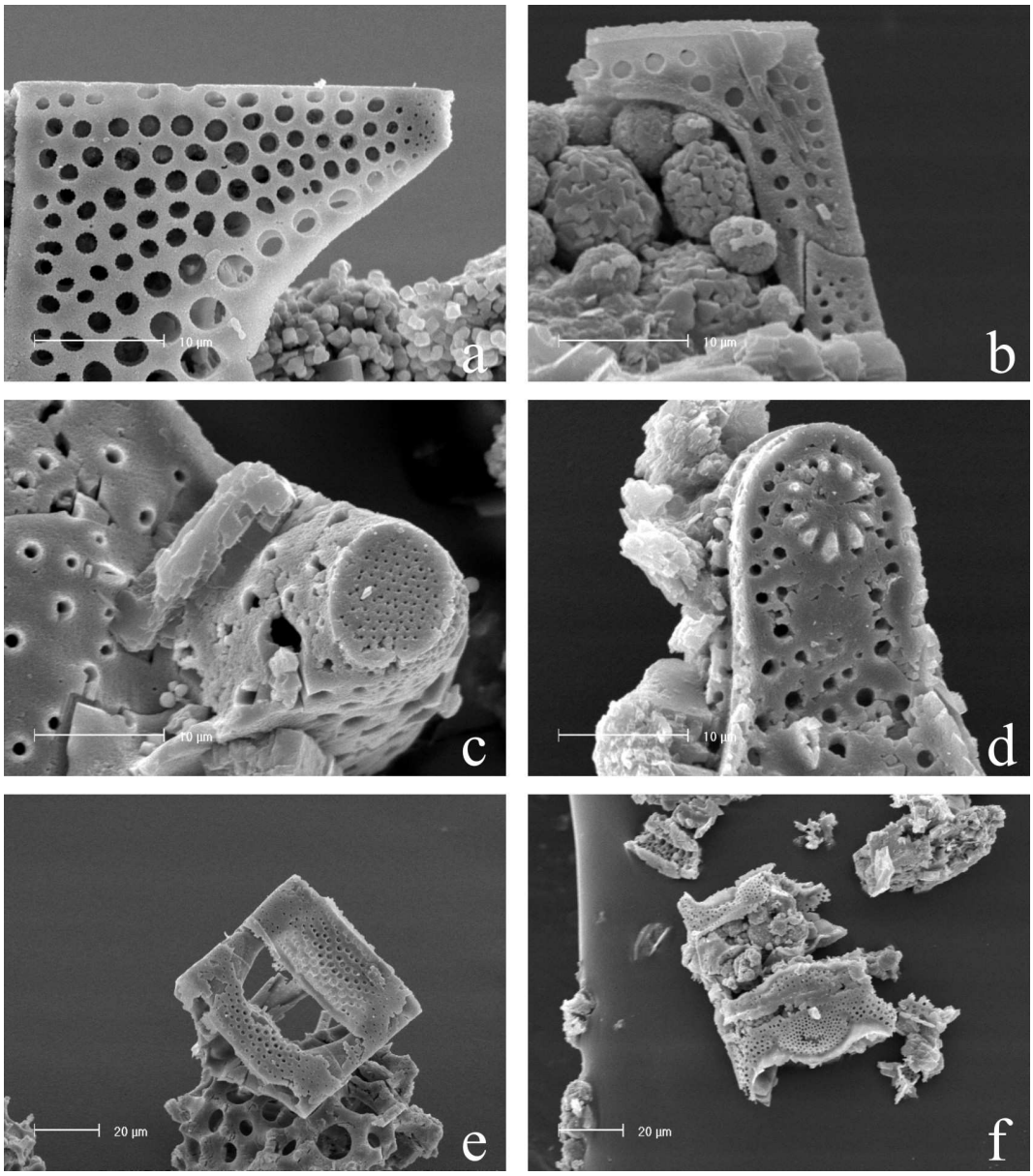


Figure 3.5 : a. Détails de l'élévation d'une *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°1, Danemark. b. Epines de jonction assurant le lien des valves d'une chaîne de *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°7, Danemark. c. Pseudocelle d'une valve de *Sheshukovia flos*, échantillon Ølst n°4, Danemark. d. Détails d'une extrémité de *Trinacria excavata* montrant les fines structures permettant la jonction de valves, échantillon n°4, Danemark. Deux valves de deux frustules différents de *Trinacria regina* formant une chaîne, échantillon Ølst n°1, Danemark. f. Chaîne d'*Hemiaulus elegans*, échantillon Ølst n°4, Danemark.

3.3.1.2. Moulages internes

Les diatomées pyritisées provenant des sédiments des sites français, belges et danois sont fréquemment des moulages internes. Ces moulages, aussi appelés ″steinkerns″ (McNeil, 1990), sont formés par la cristallisation de pyrite au sein de la cavité interne du squelette (Fig. 3.6e) des diatomées ou dans le vide laissé dans le sédiment après dissolution du frustule. Ils peuvent être fossilisés avec le frustule préservé par épigénie (Fig. 3.3 et Fig. 3.6e). Ces steinkerns sont constitués de types de cristaux très différents. Les cristaux de pyrite observés ont développé des formes cubiques (Fig. 3.6a), cubiques à sommets tronqués (Fig. 3.6b), pyritohédriques (Fig. 3.15b), octaédriques (Fig. 3.6c et d) voire même des framboïdes (Fig. 3.6e-g). Ces derniers sont eux-mêmes composés de microcristaux de pyrite de même taille (Fig. 3.6g). Si l'épigénie préserve toutes les ornementations, même inframicrométriques, des diatomées (velum, aréoles, processus labiés, ponctuations,…), les moulages ne possèdent pas le même degré de qualité de préservation. En effet, ils respectent la morphologie et le contour externe des individus (Fig. 3.7a, Fig. 3.14e et f) et préservent les élévations (Fig. 3.7a et b, Fig. 3.15a), épines et les ceintures (Fig. 3.15a) au contraire des structures les plus fines comme les aréoles, le velum, ... On note toutefois que des processus labiés sont parfois conservés sous la forme d'indentations (Mitlehner, 1994). Des fragments du frustule transformé en pyrite peuvent subsister sur les moulages internes (Fig. 3.6a, b et e). Les moulages représentent le mode de préservation le plus fréquent et ont été observés dans tous les sédiments contenant des assemblages de diatomées. Le fait que ces moulages sont plus robustes que les frustules pyritisés est une des raisons principales de leur occurrence plus élevée.

Dans de rares cas, le développement du moulage va permettre de fossiliser la distribution des aréoles du frustule ou du moins une trace indirecte de celle-ci. Si le moulage occupe tout l'espace disponible dans le frustule, les cristaux qui continuent leur développement vont pénétrer dans les aréoles (Fig. 3.7d (cercle blanc) et Fig. 3.7e-f) et prendre la forme de petites indentations (Fig. 3.7e et f) ou de petites boules (Fig. 3.7a-c). Quand le frustule disparaît, il ne reste alors qu'un moulage interne présentant sur la surface des rangées d'indentations, traces indirectes des aréoles (Fig. 3.7a-c). Il est dès lors possible de reconnaître l'arrangement des aréoles c'est-à-dire de reconnaître le type de stries (fasciculées, rayonnantes ou tangentes). Comme une indentation correspond à une aréole, le nombre de rangées présentes dans un espace donné et le nombre d'aréoles caractérisant une rangée peuvent être également comptés. Le type de stries, le nombre de rangées et le nombre d'aréoles sont des données très importantes car il s'agit de critères diagnostiques pour la taxonomie des diatomées. Ce type de moulage particulier a donc permis d'identifier avec précision certains moulages internes ce qui, à notre connaissance, n'a jamais été mis en évidence dans d'autres études.

Un autre phénomène particulier de cristallisation de pyrite donnant également une trace indirecte de l'ornementation du frustule a été observé. En effet, les aréoles du squelette des diatomées peuvent servir elles-mêmes de base à la cristallisation de la pyrite. Par conséquent, des microcristaux de pyrite se développent à la surface du

frustule avec comme caractéristique d'être un et un seul cristal par aréole (Fig. 3.7g et h). A terme, le frustule sera recouvert par des cristaux de pyrite respectant l'ornementation des individus (Fig. 3.7g et h). De nouveau, les types de stries, le nombre de rangées et le nombre d'aréoles pourront être observés de manière indirecte et permettront l'identification des diatomées présentant cette particularité. A notre connaissance, cette pyritisation particulière n'a également jamais été décrite dans d'autres études.

A notre connaissance, il n'est jamais fait mention dans les études traitant des diatomées pyritisées de l'occurrence de moulages externes. L'examen de diatomées fossilisées en chaîne de plusieurs individus m'a permis de prouver l'existence de moulages externes en pyrite. Dans le cas des diatomées en chaîne, il existe un espace entre les valves de deux frustules différents dans lequel des cristaux de pyrite peuvent se développer. Un exemple concret est donné à la figure 3.5e qui montre deux valves de deux frustules différents de *Trinacria regina* attachés l'un à l'autre, formant une courte chaîne. Sur cette figure, l'espace disponible entre les deux valves dans lequel peut se développer de la pyrite est bien visible. Sur la figure 3.6f montrant un cas identique, cet espace entre 2 valves de *Trinacria regina* est cette fois rempli de framboïdes de pyrite et constitue un exemple de moulage externe de *Trinacria regina*. A l'opposé des moulages internes, ce type de moulage va constituer une empreinte de la morphologie externe et du contour des spécimens.

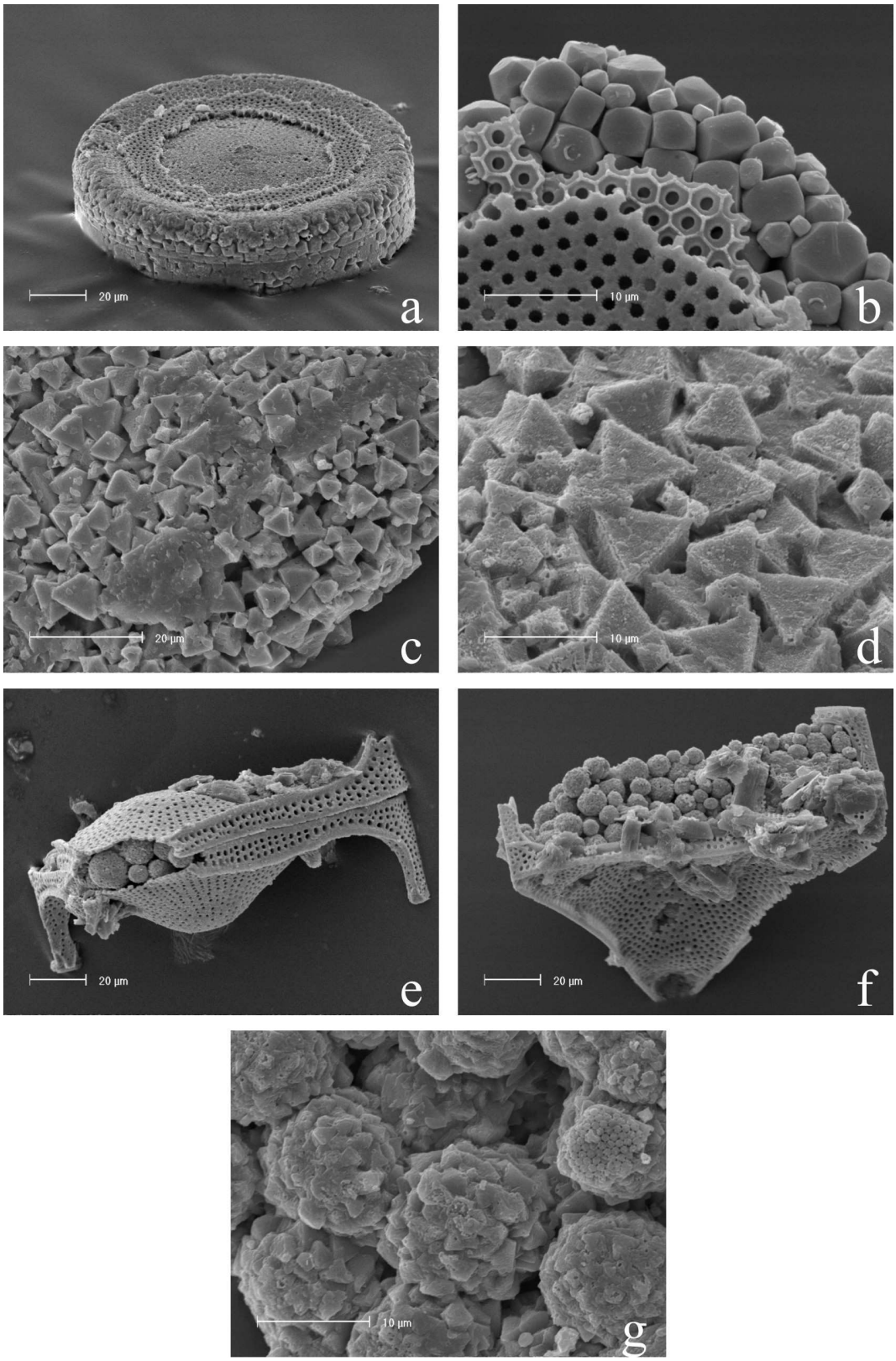


Figure 3.6 : a. ***Coscinodiscus morsianus*** **var.** ***moelleri,*** **moulage interne composé de cubes, échantillon 34,57-34,60, Saint-Josse, France. b.** ***Coscinodiscus morsianus*** **var.** ***moelleri*****, moulage interne composé de cubes avec troncatures des sommets, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse (France). c-d.** ***Odontella mobiliensis*****, moulages internes composés d'octaèdres, échantillon 92A01, Ailly (France). e.** ***Trinacria regina*****, moulage interne composé de framboïdes, échantillon Ølst n°7, Danemark. f.** ***Trinacria regina*****, squelette et moulage externe, échantillon Ølst n°7 (Danemark). g. Détails de framboïdes de pyrite. Observés dans le moulage interne d'une** ***Odontella mobiliensis*****, échantillon 92A01, Ailly (France).**

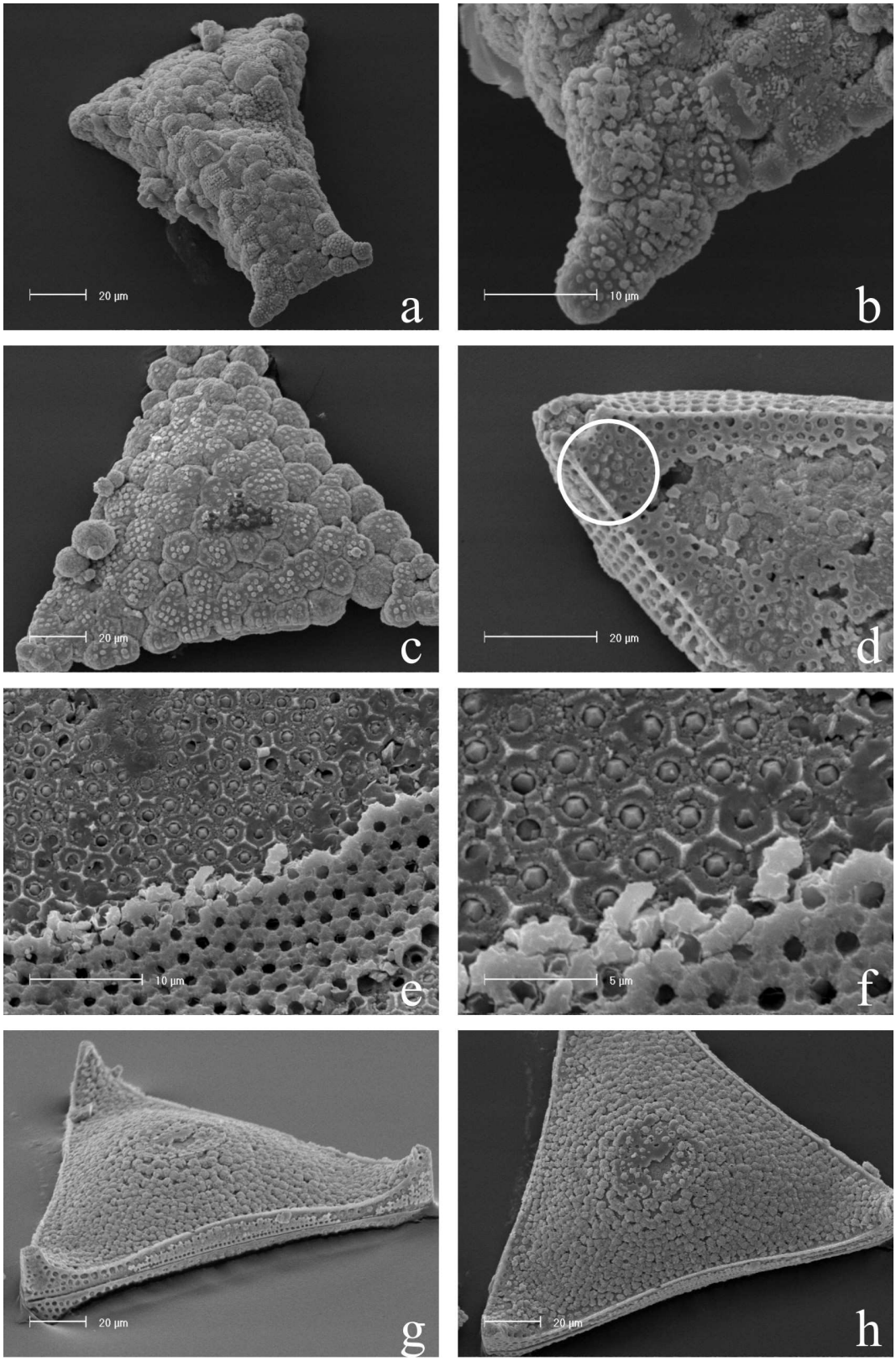


Figure 3.7 : Cristallisation des cristaux à l'intérieur et sur le frustule. a-b. *Hemiaulus elegans*, échantillon Ølst n°10, Danemark. c. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°10, Danemark. d. Sommet d'une valve triangulaire de *Trinacria excavata*, le cercle blanc indique des cristaux de pyrite passant à travers les aréoles, échantillon Ølst n°10, Danemark. e-f. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon 34,57-34,60, Saint-Josse (France). g-h. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°10, Danemark.

3.3.1.3. Analyses chimiques

Des analyses chimiques ont été réalisées sur les diatomées retrouvées dans les sédiments français, danois et belge dans le but de confirmer l'identification des minéraux constituant les moulages et les frustules préservés par épigénie. Par ailleurs, ces analyses doivent préciser la qualité de l'épigénie, c'est-à-dire montrer si la transformation est complète ou incomplète, en regardant si des résidus de silice sont absents ou encore présents dans les frustules.

Concernant les diatomées du Danemark, les microanalyses ont été réalisées sur des spécimens pyritisés par épigénie de la Formation Ølst. Les individus observés au microscope électronique à balayage (M.E.B.) présentent une qualité exceptionnelle de préservation (Fig. 3.8a-c), les frustules ont l'air intact. Les éléments chimiques mis en évidence par les microanalyses sont le fer et le soufre (Fig. 3.8a-c). Elles ne montrent pas de trace de silice résiduelle du frustule originel. Ces résultats indiquent une transformation complète du frustule siliceux en un frustule en pyrite. A noter qu'une analyse chimique a été réalisée sur une diatomée en silice provenant d'une diatomite de la Formation Fur afin d'avoir un spectrogramme de référence. Cette analyse (Fig. 3.8d), réalisée sur un spécimen de *Paralia siberica*, a montré que le frustule était constitué de silicium et d'oxygène, composants de la silice. Il n'est pas possible de préciser si cette silice correspond à de l'opale-A ou de l'opale-CT à l'aide de la méthode utilisée. En fait les diatomées de la Formation Fur, constituées d'opale-A ou opale-CT, sont présentes dans des diatomites pures. Ces diatomites sont d'une exceptionnelle préservation marquée entre autre par l'absence de pyritisation de ces fossiles. Cette préservation particulière est attribuable à des taux de sédimentation très bas qui sont prouvés par la présence des laminations très fines et l'absence d'autres structures sédimentaires dans ces niveaux de diatomites (Nielsen, 1997). Cette préservation a également été facilitée par l'isolement de la région par rapport au Bassin de la Mer du Nord durant l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur (Nielsen, 1997).

Des microanalyses ont également été réalisées sur des diatomées fossilisées dans les sédiments du Bassin de Dieppe-Hampshire (Saint-Josse et Ailly). Les observations au microscope optique à lumière réfléchie mettent en évidence la présence de compositions minéralogiques différentes. La couleur jaune et l'éclat métallique suggèrent la présence de pyrite (Fig. 3.9a) tandis que les couleurs orange et rouge sont probablement dues à des oxydes de fer tels que la limonite et l'hématite (Fig. 3.9b et Fig. 3.10b). Les résultats des analyses chimiques confirment la présence de pyrite (Fig. 3.9c et e) et la présence d'oxydes de fer (Fig. 3.9d). La pyritisation est quasiment complète pour les deux spécimens, pyritisés par épigénie, analysés en raison de l'absence de traces de résidus de silice (Fig. 3.9c et e). Les résultats de l'analyse de l'individu rougeâtre (Fig. 3.9d) indiquent la présence de fer, d'oxygène, de soufre et d'autres éléments liés aux argiles qui n'ont pas été entièrement éliminées par le traitement de l'échantillon. Ces résultats montrent l'occurrence de pyrite et d'oxydes de fer, ces derniers provenant de l'altération de la pyrite. A noter que le spécimen analysé est un moulage interne.

Les diatomées pyritisées du sondage de Knokke ont également été l'objet d'analyses chimiques. Le résultat de la microanalyse présenté dans ce chapitre montre la présence de fer, de soufre et d'oxygène et l'absence de silice (Fig. 3.10a). Cela indique que la diatomée étudiée (Fig. 3.10a) est complètement transformée en pyrite et qu'elle est oxydée. Mitlehner (1994) a également mis en évidence un remplacement complet du frustule siliceux par de la pyrite lors de l'analyse chimique d'une *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* fossilisée dans la Formation Ieper du sondage de Knokke.

En conclusion, les transformations des frustules siliceux en pyrite sont toujours complètes dans les sédiments étudiés dans le cadre de ce travail. De la silice résiduelle venant du frustule originel n'a jamais été observée. Seuls Kaczmarska & Ehrmann (1990) et Mitlehner (1994) ont trouvé de la silice dans des squelettes pyritisés. Kaczmarska & Ehrmann (1990) ont analysé par EDX un assemblage remarquable de diatomées pyritisées dans les sédiments du Pliocène à l'extrémité distale du *Bengal Fan*. Leurs analyses chimiques de ces spécimens ont révélé que, bien que la pyrite avait apparemment complètement remplacé les parois des frustules, de la silice résiduelle est présente. Ceci suggère que le remplacement doit avoir lieu lorsque la silice est toujours sous la forme d'opale-A, bien que le manque de microcristaux de pyrite discernables indique que le remplacement était relativement graduel, la fine structure de la matrice siliceuse limitant la taille ultime des microcristaux de pyrite (Kaczmarska & Ehrmann, 1990). Quant à Mitlehner (1994), il a analysé par EDX un moulage de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* fossilisé dans la Formation Balder (partie centrale du Bassin de la Mer du Nord). Son analyse a montré qu'il était constitué de pyrite et de quelques résidus de silice avec la présence de calcite diagénétique sur la surface.

Des diatomées préservées de manière particulière ont été observées dans les sédiments de la Formation Ølst spécifiquement à Hinge (Danemark). Les spécimens, illustrés à la figure 3.10c-f, sont préservés en pyrite et en silice. La pyrite est reconnue par sa couleur jaune et son éclat métallique (Fig. 3.10c) (observation au microscope en lumière réfléchie, L.R.) et son caractère opaque marqué par la couleur noire (Fig. 3.10d et e) (observation au microscope en lumière transmise, L.T.) tandis que la silice est transparente lors de son observation en L.R et en L.T (Fig. 3.10d et e). En fait, ces spécimens sont préservés de trois manières différentes. Premièrement le squelette est préservé en silice mais il est dissous partiellement et il ne subsiste que de rares détails des aréoles. Deuxièmement, il y a constitution partielle d'un moulage interne par croissance de cristaux de pyrite. Troisièmement, une partie du frustule est aussi préservée en pyrite par épigénie (Fig. 3.10c). Une microanalyse a pu être réalisée sur une diatomée de ce type, malheureusement ne possédant pas de cristaux de pyrite, dont la partie centrale est complètement dissoute (Fig. 3.10f). Les résultats (Fig. 3.10f) montrent la présence de Si et de O, éléments de la silice, de K, Al, Ca, Mg et Na liés à la présence d'argiles.

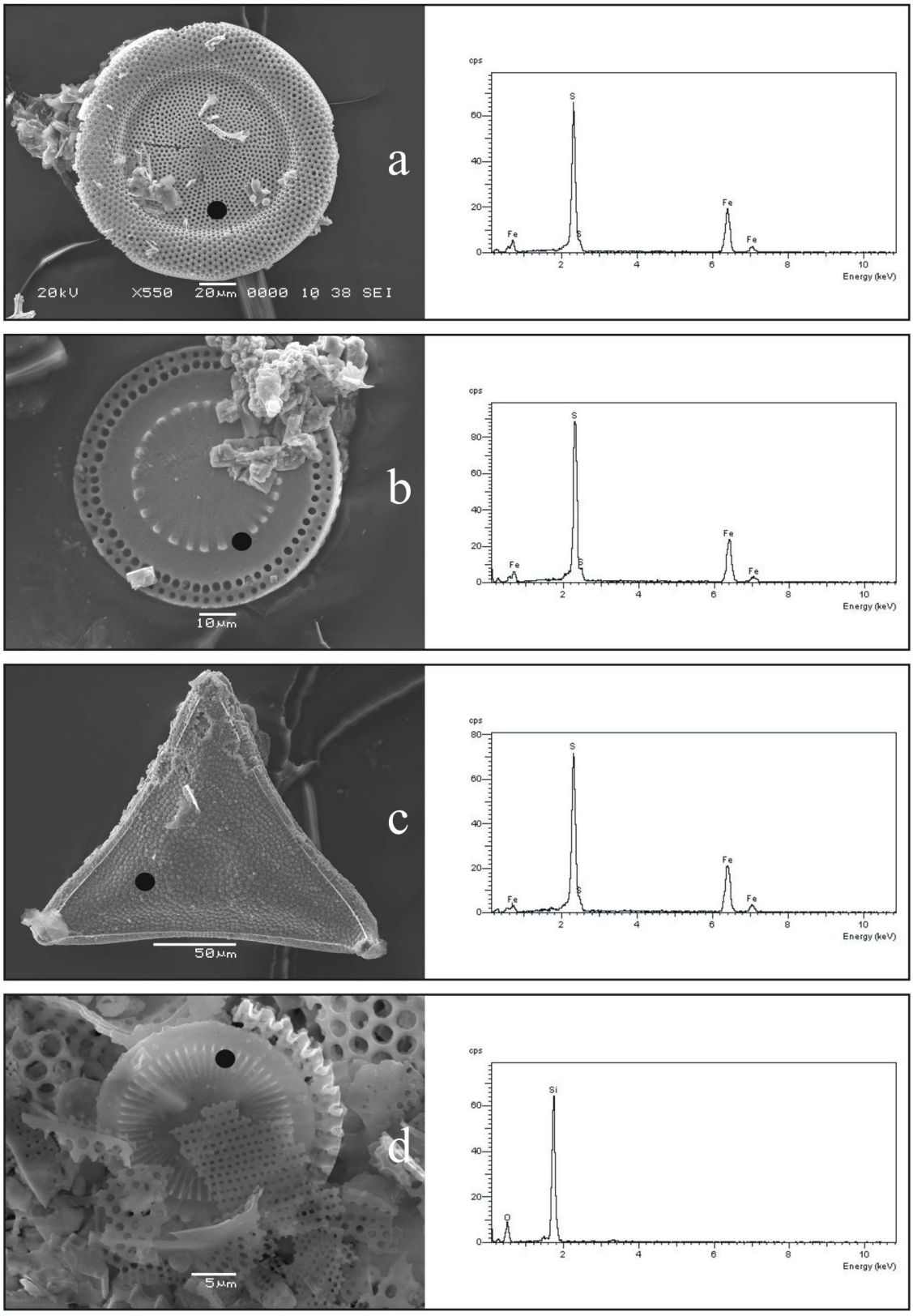


Figure 3.8 : M.E.B. et analyses chimiques. a. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon Ølst n°1, Danemark. b. *Paralia siberica*, échantillon Ølst n°2, Danemark. c. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°3, Danemark. d. *Paralia siberica*, échantillon de diatomite de la Formation Fur, Silstrup.

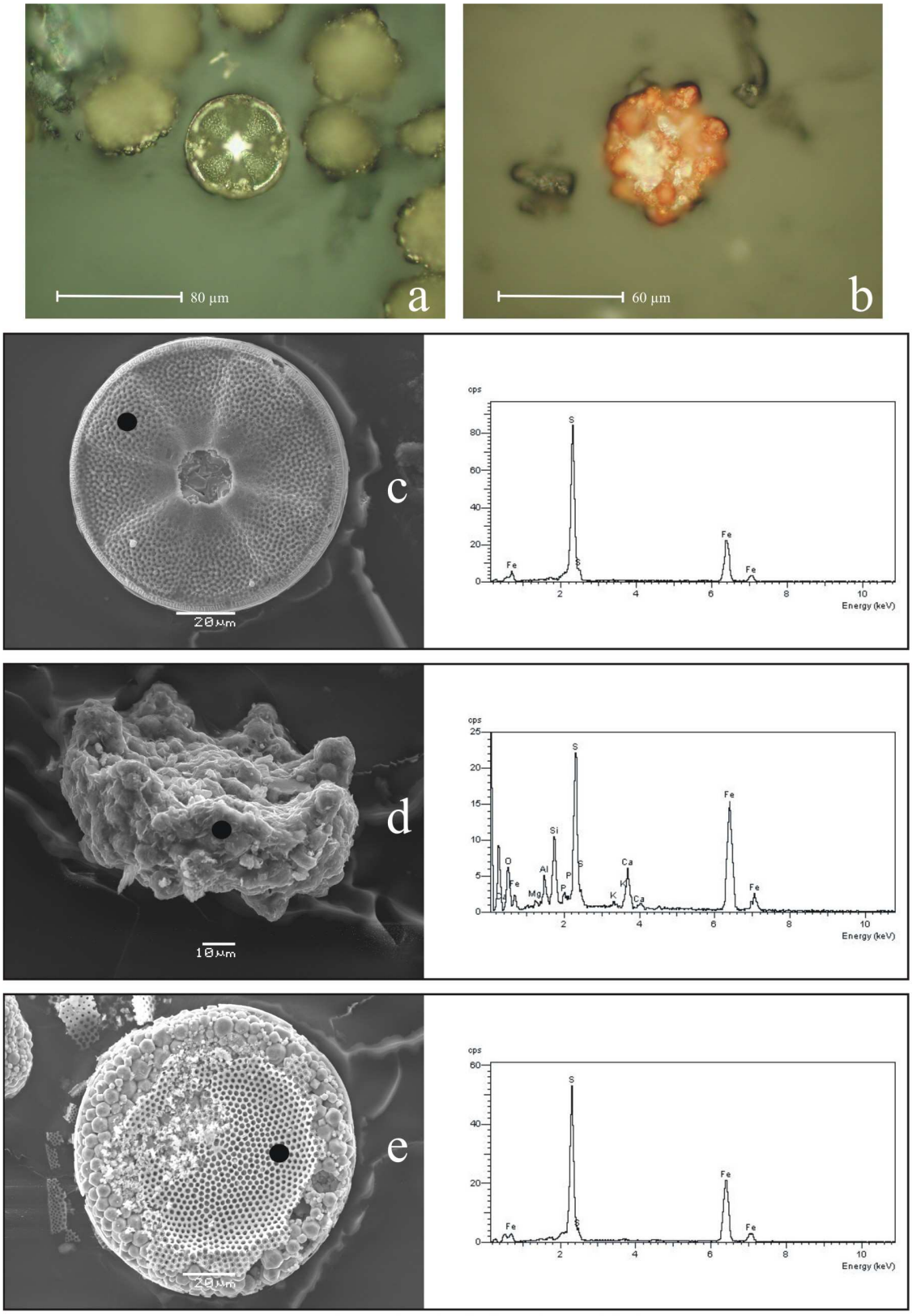


Figure 3.9 : a. L.R. *Actinoptychus senarius*, échantillon 02/04 Ailly, France. b. L.R. *Corona* sp., échantillon 92A69, Ailly, France. c-e. M.E.B. et analyses chimiques. . c. *Actinoptychus senarius*, échantillon 02/04 Ailly, France. d. *Corona* sp., échantillon 92A69, Ailly, France. e. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, 18,75-18,85, Saint-Josse, France. (L.R. Microscope optique à lumière réfléchie, M.E.B. Microscope électronique à balayage).

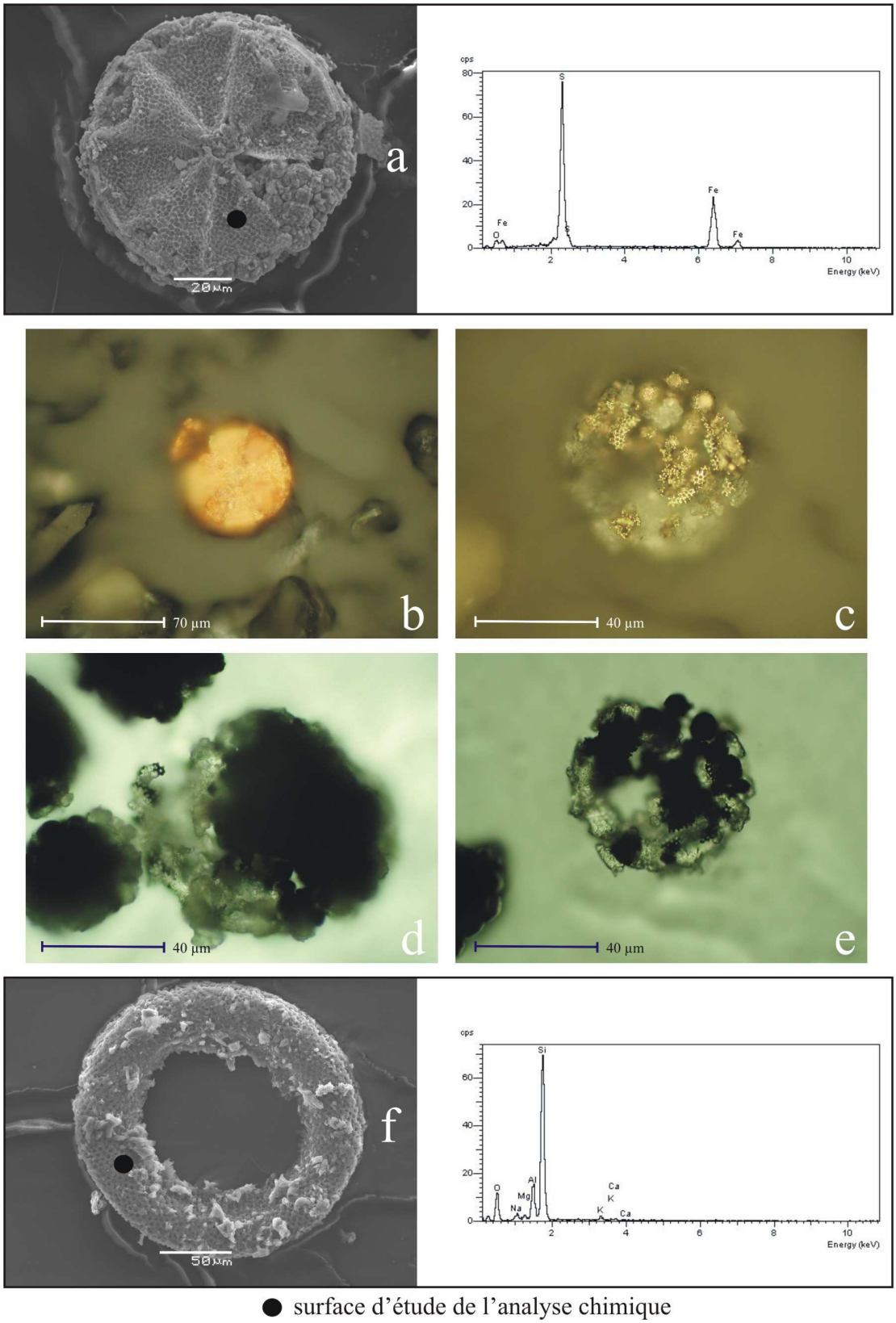


Figure 3.10 : a. M.E.B. et analyse chimique, *Actinoptychus senarius*, échantillon 299-299,1, Knokke, Belgique. b. L.R., *Actinoptychus senarius*, échantillon 92A39, Ailly, France. c-d. L.R. et L.T., spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. e. L.T., spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. f. M.E.B. et analyse chimique, spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. (L.T. = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. Microscopie électronique à balayage)

3.3.2. Assemblages d'Albækhoved et d'Ølst (Danemark)

Durant les dernières années plusieurs travaux ont été publiés sur des fossilisations inhabituelles de microfossiles siliceux (diatomées et radiolaires), soit remplis ou remplacés par de la pyrite (e.a. King, 1983 ; Malm et al., 1984 ; Kaczmarska & Ehrmann, 1990 ; Mitlehner, 1996, 1997 ; Bidgood et al., 1999 ; Dellwig et al., 2001 ; Van Eetvelde & Cornet, 2002 ; Van Eetvelde & Dupuis, 2004, 2005) dans les sédiments paléogènes de la région de la Mer du Nord, soit remplis par des zéolites ou de la glauconie dans les sédiments paléogènes danois (e.a. Hansen & Andersen, 1969 ; Knox, 1979). Par contre l'occurrence de moulages internes de diatomées composés de (célesto-)barytine n'a jamais été observé avant la réalisation de ce travail. En effet, de tels moulages ont été trouvés dans deux concrétions provenant de sédiments du Paléogène supérieur et de l'Eocène inférieur au Danemark. Cette préservation exceptionnelle a fait l'objet d'une publication (Van Eetvelde et al., 2005) qui est résumée ici.

Dans les sédiments marins, le baryum (Ba) est majoritairement présent dans la barytine (sulfate de baryum, $BaSO_4$), et a été décrit dans une large variété de sédiments marins de grande profondeur et à plusieurs endroits (e.a. Cronan, 1974). Les mécanismes qui mènent à la formation de la barytine marine inclut des processus hydrothermaux, biologiques et diagénétiques (Peter & Scott, 1988 ; Dehairs et al., 1990 ; Torres et al., 1996).

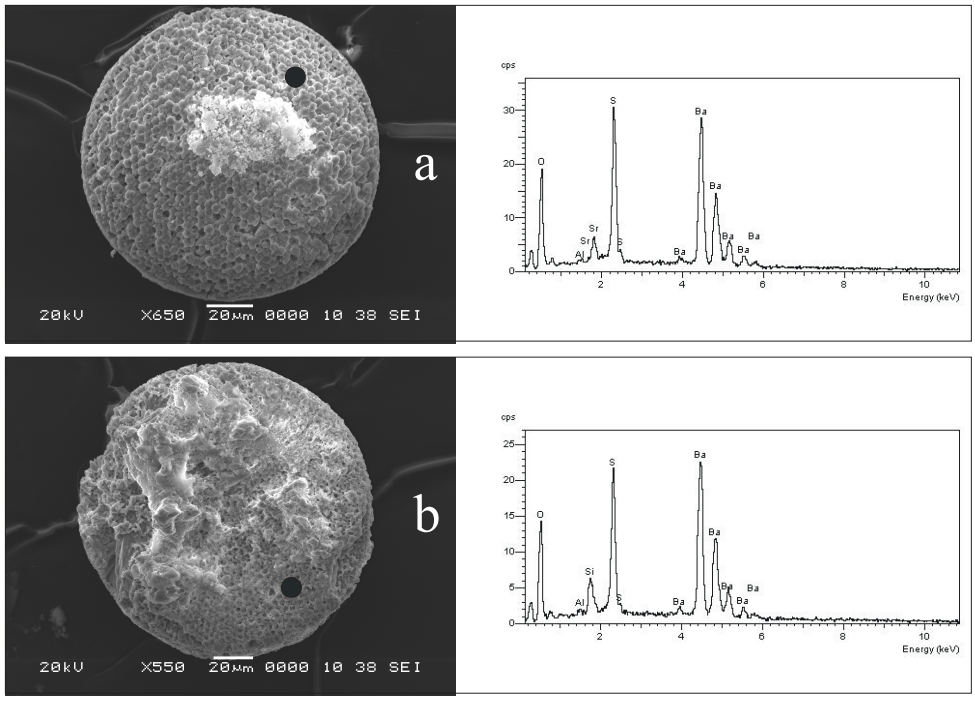
La barytine peut précipiter dans les microenvironnements supersaturés de la colonne d'eau (e.a. Paytan et al., 2002) et dans les sédiments marins, à la limite oxique-anoxique (condition réductrice), où les fluides interstitiels riches en Ba sont expulsés et viennent en contact avec l'eau de mer riche en sulfates (barytine diagénétique) (e.a. Bréhéret & Brumsack, 2000 ; Ganeshram & François, 2002), ou de solutions hydrothermales (barytine hydrothermale) (e.a. Moore & Stakes, 1990 ; Paytan et al., 2002).

Ganeshram & François (2003) ont montré que le plancton (incluant les diatomées) accumule un réservoir relativement important de Ba labile, qui est rapidement libéré durant la décomposition du plancton. C'est la principale source de Ba pour la formation de barytine dans les microenvironnements supersaturés. Puisque le bilan des masses indique que seulement une petite fraction (2 à 4 %) du réservoir de Ba labile est converti en barytine, la disponibilité des microenvironnements qui peuvent concentrer localement le Ba libéré par la décomposition du plancton semble être le principal facteur contrôlant la précipitation de la barytine (Ganeshram & François, 2003).

Les moulages internes de diatomées en barytine ont été trouvé dans deux échantillons collectés par Heilmann-Clausen dans les sédiments du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur dans les coupes de Ølst et Albækhoved (localisation Fig. 2.1). Le premier échantillon (80 n°1) est une concrétion phosphatée présente dans la Formation Holmehus (Paléocène supérieur) à Albækhoved. Le second échantillon (AL +31) est

une concrétion carbonatée située au niveau de la cendre volcanique numérotée +31 (détails voir chapitre 4) du Membre Værum de la Formation Ølst (Eocène inférieur). Les caractéristiques géologiques de ces formations sont détaillées dans le chapitre 4.

Toutes les diatomées trouvées dans ces deux concrétions sont des moulages internes de frustules. Aucun remplacement du squelette par épigénie n'a été observé. Observés dans la fraction dense lors du traitement au bromoforme des échantillons, les moulages sont composés de cristaux, incolores, transparents, non-carbonatés et d'une densité spécifique supérieure à 2.89 (celle du bromoforme). Les analyses chimiques sur différents spécimens (Fig. 3.11a et b et en annexe Pls. 47 & 48) des deux formations (Holmehus et Ølst) ont permis l'identification du minéral. Les résultats de ces analyses sont donnés en tant que spectres élémentaires (Fig. 3.11a et b et en annexe Pls. 47 & 48) et en pourcentages d'oxydes (Tableau 3.1).



● surface d'étude de l'analyse chimique

Figure 3.11 : a. M.E.B. et analyse chimique, *Stellarima* sp. , moulage interne en célestobarytine, échantillon ALBK 80 n°1, Albaekhoved, Danemark. b. M.E.B. et analyse chimique, *Coscinodiscus* sp., moulage interne en barytine, échantillon Ølst AL+31, Danemark. (D'après Van Eetvelde et al., 2005)

La composition en éléments des moulages de l'échantillon d'Ølst (AL +31) révèle que le Ba, S et O sont les constituants majeurs (Fig. 3.11b et annexe Pl 48). De plus, tous les moulages examinés contiennent une quantité variable de Si, de 6,67 à 13,68 % (Tableau 3.1). Cette silice représente la partie de la couche de base de silice du frustule originel qui n'a pas été complètement dissous durant la sédimentation et la diagenèse. Tandis que l'échantillon d'Albækhoved (80 n°1) montre les mêmes constituants majeurs (Ba, S et 0, Fig. 3.11a et annexe Pl. 47), mais se distingue de l'échantillon d' Ølst par la présence de Sr dans tous les moulages analysés (Fig. 3.11a et annexe Pl. 47). La quantité de SrO est comprise entre 4,65 et 5,08 % (Tableau 3.1).

Les analyses chimiques indiquent que les moulages internes de diatomées sont composés de barytine ($BaSO_4$) à Ølst. La présence de Sr dans les diatomées d'Albaekhoved est liée directement au fait que le Sr peut se substituer au Ba formant ainsi une série de solution solide s'étendant de la barytine ($BaSO_4$) à la célestite ($SrSO_4$) (Klein & Hurlbut, 1999). Les minéraux possédant une composition intermédiaire sont appelés célestobarytine (Klein & Hurlbut, 1999). Des pics sporadiques de Na et Al sont aussi détectés dans les analyses (Fig. 3.11a et b, annexe Pls. 47 & 48). Leur présence est attribuée à une contamination argileuse. En conclusion, les moulages internes fossilisés dans les échantillons AL+31 et 80 n°1 sont respectivement composés de barytine et de célestobarytine.

Tableau 3.1 : Compositions chimiques des moulages internes de diatomées de Albaekhoved (ALBK) et Ølst (ØLST) comparés aux compositions pures de la barytine et de la célestite (deux premières rangées) (Modifié d'après Van Eetvelde et al., 2005).

	BaO (%)	SO_3 (%)	SrO (%)	SiO_2 (%)	Na_2O (%)	Al_2O_3 (%)
Barytine pure[1]	65,7	34,3				
Célestine pure[1]		43,6	56,4			
ALBKC01*	58,71	33,11	5,08	2,19	0,91	
ALBKC02*	62,32	32,11	4,65			0,92
ALBKT01*	60,58	34,61	4,81			
ALBKT02*	60,12	34,87	5,01			
ØLSTC01*	62,89	28,38		8,73		
ØLSTC02*	64,44	28,89		6,67		
ØLSTT01*	56,73	29,59		13,68		

[1] données de Klein & Hurlbut (1999) * voir figures. 3.12a et b et en annexe Pls. 47 & 48 pour les spécimens étudiés et la localisation des analyses

Des microcristaux de (célesto-)barytine sont observés sur certains spécimens (e.a. Fig. 3.11a). Ils ont une taille de 1 à 5 µm et ne sont pas distribués de manière aléatoire. Ils se développent dans l'espace libre entre les deux valves du frustule mais également dans les aréoles du squelette des diatomées avec un microcristal correspondant à une aréole. Cette distribution particulière des cristaux de barytine est interprétée comme étant une trace indirecte de l'ornementation des diatomées et peut être utilisée pour l'identification de ces spécimens.

La taille et la morphologie des cristallites de barytine peuvent aussi être utilisées pour déterminer leur origine ; hydrothermale, biologique ou diagénétique (Peter & Scott, 1988 ; Dehairs et al., 1990 ; Torres et al., 1996 ; Paytan et al., 2002). Les cristallites de barytine observés dans les échantillons (e.a. Fig. 3.11a) sont agrégés et ont des tailles de 1 à 5 µm. Ceci caractérise des cristaux de barytine d'origine diagénétique (Dehairs et al., 1980 ; Bishop, 1988 ; Paytan et al., 1993, 2002) tandis que des cristaux d'origine hydrothermale ou biologique précipitent en de plus grands (20-70 µm) cristaux tabulaires agrégés en rosettes (Paytan et al., 2002) et, en section transversale, ces cristaux sont typiquement de forme ellipsoïdale et de taille plus petite que 5 µm (Paytan et al., 2002).

La préservation de moulages internes en (célesto-)barytine a besoin de conditions spécifiques de sédimentation. La barytine diagénétique est formée dans des microenvironnements à la limite oxique-anoxique dans les sédiments marins là où les fluides interstitiels riches en Ba sont expulsés et viennent en contact avec les eaux de mer riches en sulfates (e.a. Elderfield et al., 1990 ; Bréhéret & Brumsack, 2000 ; Paytan et al., 2002). Les conditions anoxiques des sédiments étudiés sont étayées par la présence concordante de pyrite. Cette présence de barytine diagénétique dans les sédiments est aussi liée à un microenvironnement contenant de la matière organique en décomposition (Dehairs et al., 1980 ; Bishop, 1988 ; Paytan et al., 1993, 2002).

Les moulages internes en (célesto-)barytine ont été observés seulement dans les concrétions des Formations Holmehus et Ølst, pas dans les argiles contenant ces concrétions. Il est bien connu que ces concrétions (cfr. 3.2.4), normalement carbonatées mais parfois phosphatées (Benda, 1965), favorisent la préservation de l'opale-A elle-même, par la précipitation rapide et précoce de minéraux carbonatés qui protègent les squelettes siliceux des effets de la compaction et de la dissolution par les fluides interstitiels percolant à travers le sédiment hôte (Blome, 1984).

3.4. TAXONOMIE

La grande majorité des morphologies de diatomées pyritisées, qui se trouvent dans les sédiments du Paléogène du Bassin de la Mer du Nord et de ses bassins borduriers, n'a jamais été formellement identifiée. Les travaux dans lesquels l'identification des diatomées pyritisées est réalisée sont très rares (e.a. Malm et al., 1984 ; Mitlehner, 1994 ; Bidgood et al., 1999). Cette problématique est due d'une part aux problèmes de préservation en relation aux conditions paléoenvironnementales et à la diagenèse, et d'autre part, à l'absence de travaux détaillés et illustrés par des études au microscope électronique à balayage, à l'exception notable de la Formation Fur du nord du Danemark (voir Homann, 1991). De plus les géologues pétroliers, qui ont régulièrement étudiés les assemblages de diatomées du Cénozoïque, ont tendance à désigner les morphotypes de diatomées qu'ils observent uniquement par des numéros, qu'ils aient une importance stratigraphique ou non (e.a. King, 1983 ; Mudge & Copestake, 1992a et b). Dès lors aucun système standardisé d'identification des diatomées n'a pu se mettre en place ce qui induit une confusion considérable en regard du statut incertain de la majorité de ces morphotypes. Les quelques références ainsi publiées se réfèrent aux occurrences étendues de *Coscinodiscus* spp. 1 et 2 (Bettenstaedt et al., 1962) et à quelques autres formes (King, 1983) dont le statut taxonomique est particulièrement incertain. Ajoutons que dans la plupart des cas, chaque diatomée circulaire large rencontrée est placée dans le genre ″poubelle″ *Coscinodiscu*s (une pratique commune chez la plupart des chercheurs sur les diatomées marines, même si des spécimens bien préservés sont disponibles).

Néanmoins, trois travaux majeurs (Malm et al., 1984 ; Miltehner, 1994 et Bidgood et al., 1999) ont permis à la taxonomie des diatomées pyritisées de se développer. Le travail de Malm et al. (1984) est à l'heure actuelle la seule référence publiée traitant de l'occurrence d'un assemblage de diatomées d'une excellente préservation dans le Bassin de la Mer du Nord. Cet assemblage, observé dans certaines concrétions carbonatées de la Formation Balder (Eocène inférieur), a l'avantage de regrouper des formes pyritisées et non-pyritisées ce qui permet de faciliter l'identification des espèces, en dépit de la diagenèse, par la comparaison de ces formes entre elles.

Mitlehner (1994) et Bidgood et al. (1999) quant à eux ont montré que bien que les spécimens en pyrite soient souvent extrêmement mal préservés, il est néanmoins possible d'identifier précisément un certain nombre de taxons en utilisant de la microscopie électronique à haute résolution. Mitlehner (1994) a réalisé l'identification et la description détaillée d'une quarantaine de diatomées pyritisées présentes dans les sédiments cénozoïques de la région de la Mer du Nord tandis que Bidgood et al. (1999) ont proposé une clef d'identification basée uniquement sur la morphologie des moulages internes en pyrite (Fig. 3.12).

3.4.1. Problèmes de taxonomie

3.4.1.1. Bibliographie

Le fait, que beaucoup de travaux traitant de la taxonomie des diatomées siliceuses bien préservées du Paléogène sont écrits dans des langues différentes du français et de l'anglais, est un problème non négligeable à prendre en compte. En effet, une revue de la bibliographie existante sur la taxonomie des diatomées révèle que la plupart des descriptions sont écrites en allemand. Cela vient de l'historique de l'étude des diatomées qui a largement été dominée au début du siècle dernier par les chercheurs allemands dont les plus célèbres sont Ehrenberg et Grunow. De plus, la monographie de Homann (1991), décrivant les assemblages siliceux des diatomites de la Formation Fur (Danemark) du Paléogène et constituant un document de référence primordial dans le cadre de ce travail, est entièrement rédigée en allemand. Un investissement en temps non considérable a donc été nécessaire pour traduire un grand nombre d'espèces décrites dans ces travaux.

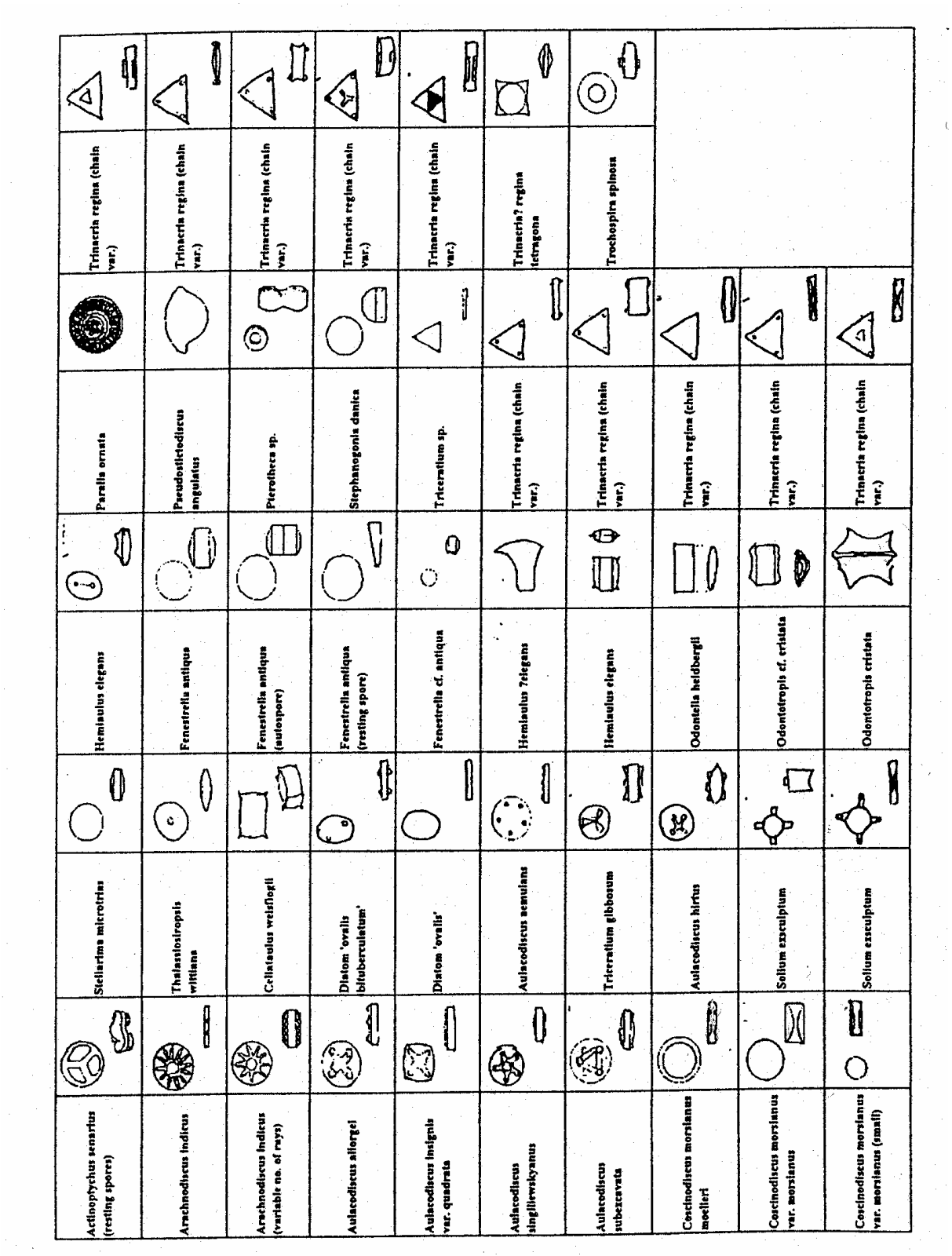


Figure 3.12 : Clef d'identification de certaines diatomées pyritisées du Paléogène basée sur la morphologie des moulages internes (Bidgood et al., 1999).

3.4.1.2. Matériel de référence

Les travaux publiés, traitant de la taxonomie et de la description des diatomées en silice du Paléogène (e.a. Gombos, 1982, 1984 ; Fenner, 1985, 1994 ; Ross & Sims, 1985, 1987 ; Sims, 1989, 1990 ; Homann, 1991) pouvant servir à l'identification des diatomées pyritisées, ne sont également pas nombreux et incluent seulement des photographies prises au microscope optique. La comparaison de ces photographies en deux dimensions des diatomées siliceuses presque transparentes avec celles des morphologies en trois dimensions des diatomées pyritisées observées au microscope électronique à balayage n'est pas évidente et nécessite également énormément de temps.

3.4.1.3. Une systématique en constante évolution

La taxonomie des diatomées est constamment en évolution, les changements se succèdent continuellement, et les conceptions de l'espèce sont un sujet de discussion perpétuel au sein des diatomistes (e.a. Cox, 1993 ; Williams, 1993). Dès lors, il existe une certaine confusion dans le monde de la systématique des diatomées marquée par la coexistence de différents concepts et classifications (e.a. Simonsen, 1979 ; Round et al., 1990 ; Cox, 1993 ; Williams, 1993). Le système de classification de Round et al. (1990) est considéré comme le plus valable par la plupart des diatomistes à l'heure actuelle. Round et al. (1990) ont résolu certains problèmes taxonomiques en revoyant les rapports de parenté entre les différents sous-ordres de diatomées. Bien que certaines réserves aient été émises concernant ce travail, il s'agit de la dernière et meilleure évaluation de la systématique des diatomées. Elle surclasse le dernier système validé établi par Simonsen (1979) et tient compte des avancées technologiques et de l'utilisation grandissante du microscope électronique à balayage qui devient le principal outil d'identification des diatomées.

3.4.1.4. La nomenclature ouverte : l'importance du microscope électronique

Il existe depuis quelques années un grand débat sur la validité de l'utilisation de certains caractères présents sur l'intérieur de la valve des diatomées pour réaliser des distinctions entre certaines espèces (problématique expliquée par Round et al. (1990)). C'est spécialement vrai pour le genre *Coscinodiscus*, un genre réputé difficile pour l'identification des espèces, même quand des spécimens bien préservés sont disponibles (Round et al., 1990). Leur identification nécessite souvent l'emploi du microscope électronique dans le but de voir les structures (infra-)micrométriques, permettant de différencier les différentes espèces, non observables au microscope optique. En conséquence, certains spécimens rencontrés au cours des études biostratigraphiques et environnementales sont souvent laissés dans une nomenclature ouverte (Round et al., 1990 ; Mitlehner, 1994). Cette situation est loin d'être idéale. Heureusement, l'utilisation du microscope électronique devient répandue et accessible, devenant même un outil de routine.

3.4.1.5. Diatomées en chaîne

Les diatomées en chaîne sont également un problème pour la taxonomie des diatomées. Les valves de séparation situées aux extrémités des chaînes et les valves de la chaîne proprement dites possèdent des morphologies différentes (e.a. Crawford et al., 1990). Etant donné que ces valves sont fossilisées souvent isolées et du fait du manque d'études complètes concernant ces diatomées en chaîne, les micropaléontologues ont souvent attribué à tort ces valves morphologiquement différentes à des espèces différentes alors qu'en réalité elles appartiennent à la même espèce. Quelques espèces (principalement *Trinacria regina* et *Paralia siberica*) de diatomées en chaîne ont été observées au cours de ce travail et la prudence a été de rigueur afin de ne pas attribuer aux morphologies différentes de ces espèces des noms différents.

3.4.2. Démarche taxonomique suivie

Dans le but d'identifier les diatomées pyritisées, la démarche détaillée dans les paragraphes suivants a été suivie.

Une revue bibliographique importante a été réalisée afin de disposer de matériel de référence, traitant de la taxonomie et de la description des diatomées du Cénozoïque et plus particulièrement du Paléogène, permettant la comparaison des morphologies pyritisées avec des morphologies bien préservées en silice. Le travail le plus important est la monographie de Homann (1991) qui décrit et illustre les assemblages de diatomées en silice présents dans la Formation Fur au Danemark. Les autres références essentielles sont Cleve-Euler (1951), Kanaya (1957), Ross & Sims (1971, 1985, 2000), Gombos (1976, 1982, 1983a et b, 1984, 1987), Schrader & Fenner (1976), Dzinoridze et al. (1978), Gombos & Ciesielski (1983), Fenner (1984, 1985, 1994), Hasle & Sims (1986), Hasle et al. (1988), Harwood (1988), Sims & Ross (1988), Sims (1989, 1990), Hasle & Syvertsen (1997), Harwood & Bohaty (2000) et la classification de Round et al. (1990)

Dans le but d'avoir du matériel de comparaison, 7 échantillons de diatomites de l'Eocène inférieur de la Formation de Fur (Danemark) venant de Stolleklint et Silstrup (Ile de Fur) ont traités (Tableau 3.2). En effet, la plupart des taxons observés dans cette étude possèdent leurs équivalents siliceux très bien préservés dans les diatomites de la Formation Fur. Cette dernière contient une flore riche et variée de diatomées préservées dans leur silice biogénique originelle ou en opale CT et qui sont décrites et illustrées en détail dans la monographie de Homann (1991).

Tableau 3.2 : Position des 7 diatomites traitées afin de servir de matériel de référence.

Localité	Formation	Position et référence des échantillons de diatomites
Silstrup	Formation Fur	06/10-87, juste en dessous de la c.v. n°+138*
		06/10-87, juste en dessous de la c.v. n°+129*
		06/10-87, juste en dessous de la c.v. n°+118*
Stolleklint		07/10-87, cendre volcanique (c.v.) n°-17*
		07/10-87, 5 m en dessous de la c.v. n°-17*
		07/10-87, 9 m en dessous de la c.v. n°-17*
		07/10-87, 12 m en dessous de la c.v. n°-17*

* voir chapitre 4 pour plus de détails c.v. = cendre volcanique

Les diatomées pyritisées ont été observées au microscope optique à lumière réfléchie et au microscope électronique à balayage quand il a été nécessaire d'examiner certaines structures très fines.

Les diatomées pyritisées préservées par épigénie sont les moins difficiles à identifier car le remplacement complet de la silice du frustule par de la pyrite permet la conservation de tous les détails internes et externes avec un surprenant degré de clarté (Fig. 13.d-f) (voir 3.3.2.1 pour plus de détails). Elles sont identifiées à l'aide des divers travaux cités ci-dessus traitant de la description et de la taxonomie des diatomées en silice du Paléogène.

La partie la plus complexe et difficile de la taxonomie des diatomées pyritisées concerne les spécimens préservés en tant que moulages internes c'est-à-dire le plus grand pourcentage des spécimens observés. Ces moulages préservent la morphologie générale et certaines structures de l'intérieur des valves (voir 3.3.2.2 pour plus de détails). Leur identification a nécessité l'emploi de deux démarches taxonomiques différentes.

D'une part, Mitlehner (1994) et Bidgood et al. (1999) ont prouvé qu'il est possible d'identifier de nombreux taxons dont les valves sont connues pour posséder des morphologies et des traits internes caractéristiques tels que les processus labiés. Bidgood et al. (1999) a d'ailleurs établi une clef d'identification valable pour une vingtaine de ces taxons particuliers (Fig. 3.12). Chaque taxon présent dans cette clef a été vérifié au cours de ma thèse. Après vérification, cette clef est considérée comme un outil indispensable à la taxonomie des diatomées pyritisées. Elle a permis d'identifier un certain nombre de taxons observés au cours de mon travail comme par exemple les espèces *Odontropis cristata* et *Stephanogonia danica*, toujours préservées uniquement en moulages (illustrées à la figure 3.14).

D'autre part, l'identification de certains moulages, à priori non-caractéristiques de tel ou tel taxon, a du être abordée différemment. Pour pouvoir identifier ces moulages en pyrite, deux solutions se sont présentées : soit tenter de déterminer le frustule siliceux qui a joué le rôle de moule, soit observer ces moulages en association avec les valves préservées par épigénie qui sont elles identifiables (Fig. 3.13). La comparaison des photographies en trois dimensions prises au microscope électronique des moulages en pyrite avec les photographies en deux dimensions des diatomées siliceuses

transparentes présentes dans les travaux mentionnés ci-dessus a permis de déterminer les frustules ayant servi de moule et par conséquent d'attribuer des noms d'espèces aux moulages. De plus, pour chaque espèce et dans la mesure du possible, des photographies des différents stades de pyritisation des diatomées, du frustule préservé par épigénie au moulage interne seul en passant par des intermédiaires c'est-à-dire des moulages internes sur lesquels se trouvaient encore quelques fragments du frustule, ont été prises et constituent une importante banque de photographies dont la plupart sont données en annexe (partie 2). L'observation de morceaux de frustules sur des moulages permet d'associer les moulages seuls aux frustules complètement préservés par épigénie qui sont eux identifiés et, de cette manière, de réaliser l'identification des moulages dépourvus d'ornementations. Cette démarche taxonomique est illustrée à la figure 3.13. La figure 3.13a montre un moulage interne pour lequel l'identification n'est pas évidente. L'observation des formes intermédiaires (Fig. 3.13b et c) montrant des moulages associés à des morceaux du frustule permet de relier ce moulage (Fig. 3.13a) au frustule en pyrite facilement identifiable (Fig. 3.13d-f) préservé avec ses ornementations, velum et processus labiés (Fig. 3.13e-f). Le moulage interne (Fig. 3.13a) a pu être identifié de cette manière comme *Actinoptychus senarius*.

D'autres moulages internes n'ont pu être associés à des frustules siliceux ou pyritisés mais leur examen au microscope électronique a parfois révélé de manière indirecte des traces de leur ornementation (voir 3.3.2.2 pour plus de détails). Par exemple, la figure 3.15a montre un moulage interne à priori non-identifiable. C'est l'examen au microscope électronique d'autres individus similaires montrant soit des détails bien préservés d'une élévation (Fig. 3.15b), soit des morceaux des plaques valvaires (Fig. 3.15c-f) ou encore des traces indirectes de l'ornementation (cristallites de pyrite développés sur des morceaux du frustule avec un cristallite par aréole (Fig. 3.15e et f)) du frustule qui permet l'identification de ces moulages, dans ce cas-ci des fossiles d'*Odontella mobiliensis* (Fig. 3.15).

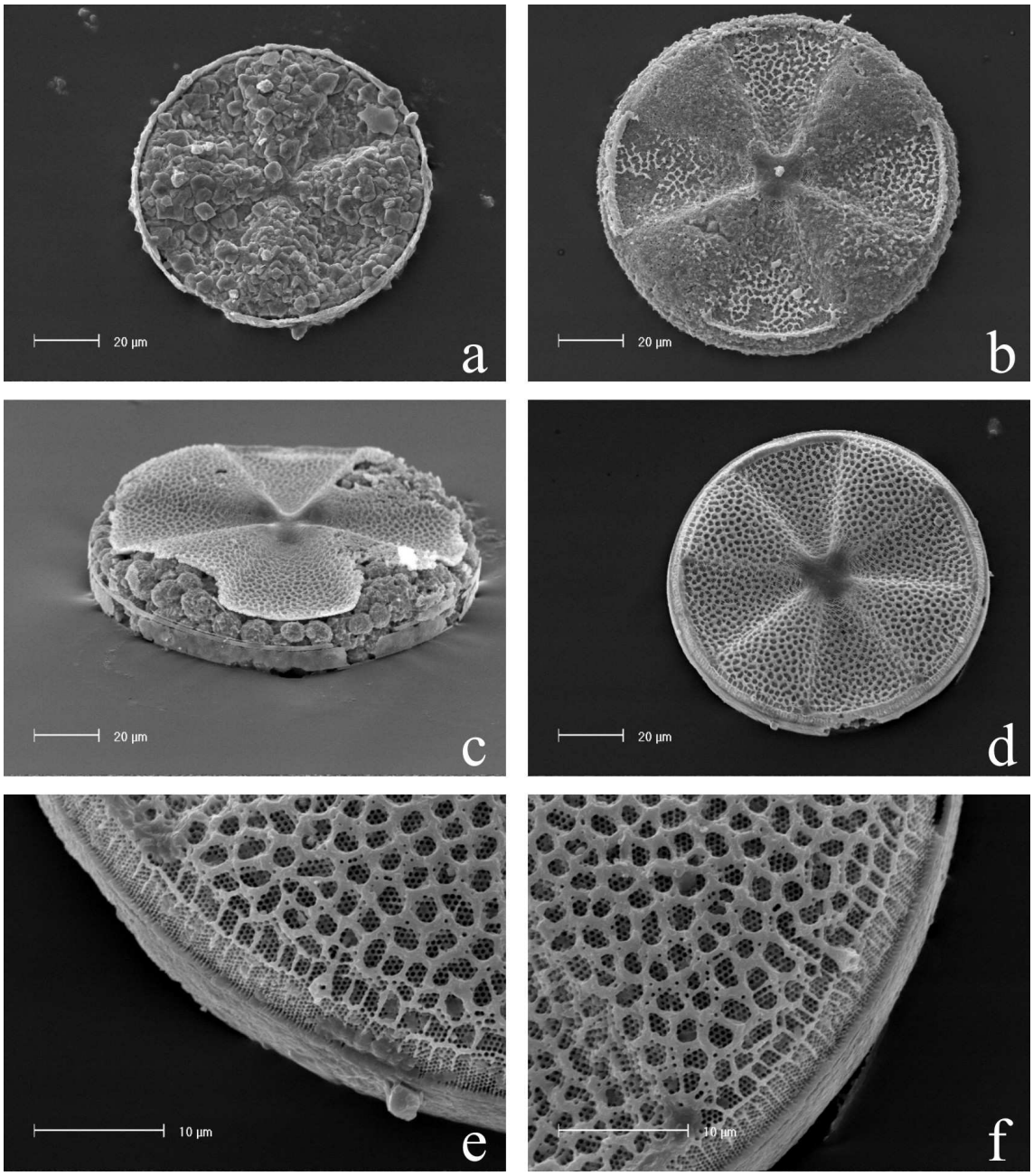


Figure 3.13 : Identification des diatomées pyritisées. a-f. M.E.B., *Actinoptychus senarius*. a. Moulage interne, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. b. Moulage et fragments partiels du frustule pyritisé, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. c. Moulage interne composé de framboïdes et frustule bien conservé par épigénie, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. d-f. Frustule préservé par épigénie, processus labiés observables sur les secteurs en relief, velum net, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. (M.E.B. = Microscope électronique à balayage)

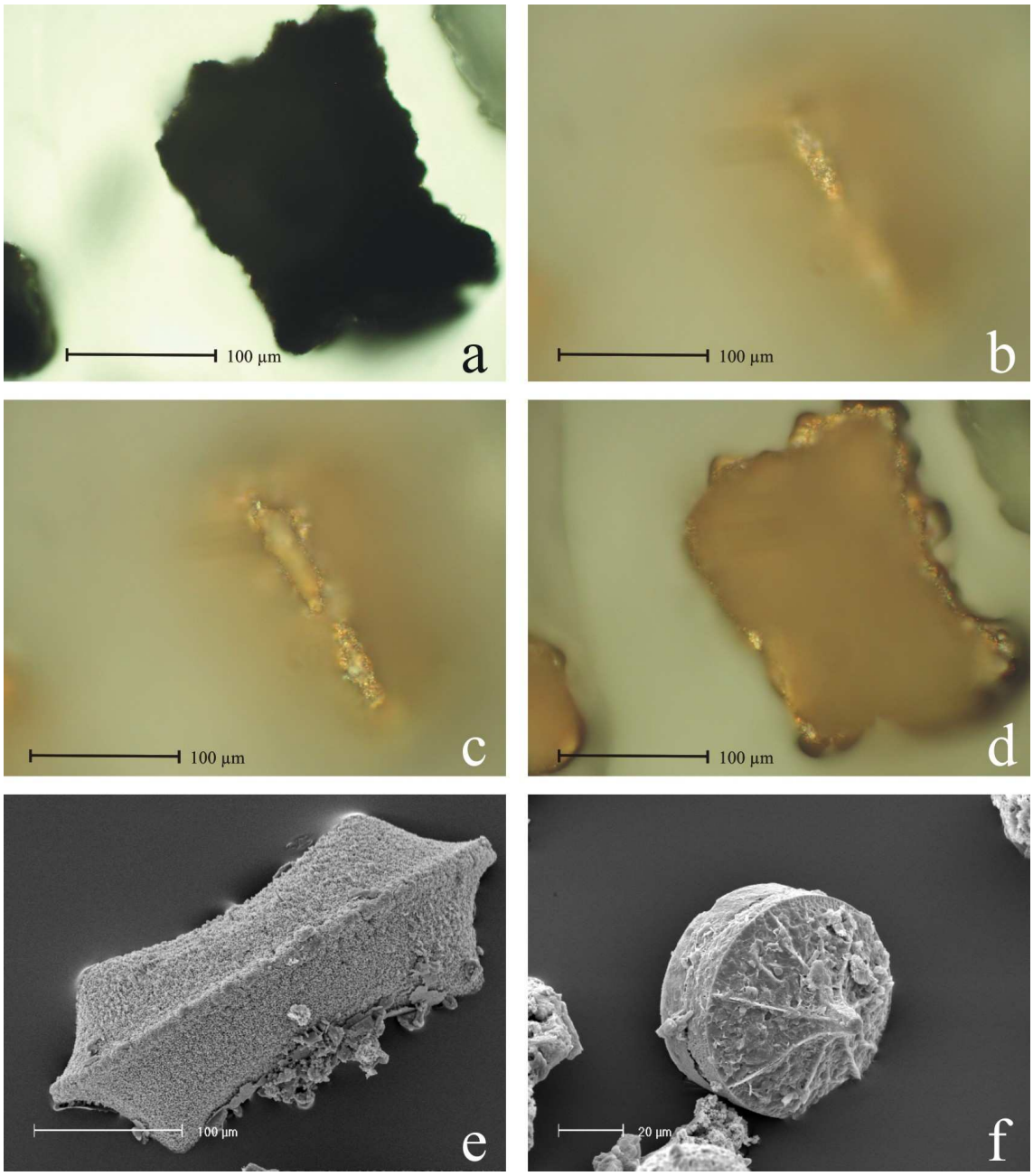


Figure 3.14 : Identification des diatomées pyritisées (suite). a-d. *Odontropis cristata*, moulage interne, échantillon 92A73, Ailly, France (a. L.T., b-d. L.R.). e. *Odontropis* cristata, moulage interne (M.E.B.), échantillon Ølst n°5, Danemark. f. *Stephanogonia danica*, moulage interne (M.E.B.), échantillon Ølst n°7, Danemark. (L.T. = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. = Microscope électronique à balayage)

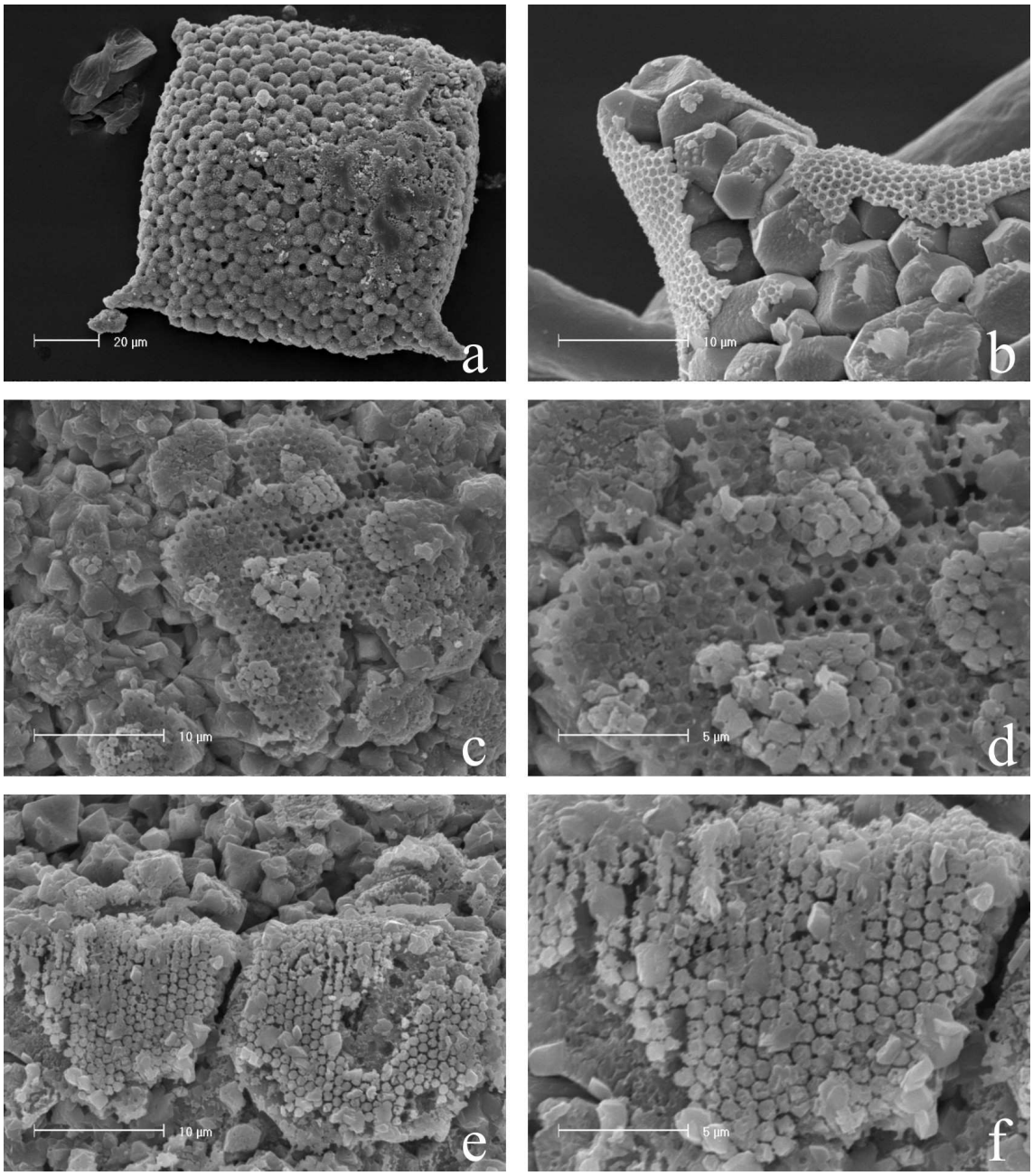


Figure 3.15 : Identification des diatomées pyritisées (suite et fin). a-f. M.E.B., *Odontella mobiliensis*. a. Moulage interne dépourvu d'ornementation, échantillon 20,55-20,65, Saint-Josse, France. b. Elévation, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse, France. c-f. Cristallisation secondaire de pyrite sur les aréoles suivant leur distribution, échantillon 92A01, Ailly, France. (M.E.B. = Microscope électronique à balayage)

3.4.3. Espèces identifiées

Lors de ce travail, 72 espèces ont été observées. Elles appartiennent toutes aux diatomées centriques. Aucune diatomée pennée n'a été observée. Les genres observés dans cette étude sont donnés au tableau 3.2 suivant la classification de Round et al. (1990) adaptée par Hasle & Sims (1990).

Tableau 3.3 : Classification des ordres, familles et genres de diatomées observées dans cette étude (D'après Round et al., 1990 ; Hasle & Sims, 1990).

CLASSE : COSCINODISCOPHYCEAE (diatomées centriques)				
Sous-classe	Ordre	Famille	Genre	NE
COSCINODISCOPHYCIDAE	*MELOSIRALES*	Melosiraceae	*Melosira*	1
		Stephanopyxidaceae	*Stephanopyxis*	3
	PARALIALES	Paraliaceae	*Paralia*	2
	COSCINODISCALES	Coscinodiscaceae	*Coscinodiscus*	11
			Craspedodiscus	1
		Stellarimaceae	*Fenestrella*	1
			Stellarima	3
		Aulacodiscaceae	*Aulacodiscus*	2
		Heliopeltaceae	*Actinoptychus*	3
	ARACHNOIDISCALES	Arachnoidiscaceae	*Arachnoidiscus*	1
BIDDULPHIOPHYCIDAE	*BIDDULPHIALES*	Biddulphiaceae	*Biddulphia*	2
			Trigonium	1
	HEMIAULALES	Hemiaulaceae	*Briggera*	1
			Hemiaulus	6
			Trinacria	6
	TRICERATIALES	Triceratiaceae	*Odontella*	4
			Sheshukovia	3
			Solium	1
			Triceratium	7
	ANAULALES	Anaulaceae	*Eunotogramma*	1
RHIZOSOLENIOPHYCIDAE INCERTAE SEDIS	*RHIZOSOLENIALES*	Rhizosoleniales	*Rhizosolenia*	1
			Corona	1
			Goniothecium	2
			Odontropis	4
			Pseudostictodiscus	1
			Pterotheca	1
			Sextiputeus	1
			Stephanogonia	1
NE = nombre d'espèces identifiées				***TOTAL : 72***

La liste des espèces observées au cours de cette étude et identifiées sur base de spécimens pyritisés (frustules préservés par épigénie et/ou moulages internes ou moulages externes) est donnée dans les deux pages suivantes. Les descriptions et les planches photographiques des diatomées pyritisées sont données respectivement dans la première et la deuxième partie de l'annexe.

Espèces	**Annexe – page**
Actinoptychus senarius (Ehrenberg) Ehrenberg, *emended* Andrews & Abbott	7
Actinoptychus splendens (Shädbolt) Ralfs	7
Actinoptychus sp. Ehrenberg	7
Arachnoidiscus indicus Ehrenberg	8
Aulacodiscus hirtus Barker & Meakin	8
Aulacodiscus subexcavatus Hustedt	8
Biddulphia sp. 1 *Biddulphia* sensu Ross & Sims	8
Biddulphia biddulphiana (Smith) Boyer	9
Briggera siberica (Grunow) Ross & Sims	9
Corona sp. Lefébure & Chenevière	9
Coscinodiscus sp. Ehrenberg	9
Coscinodiscus antiquus (Grunow) Rattray	10
Coscinodiscus argus Ehrenberg	10
Coscinodiscus commutatus Grunow	10
Coscinodiscus granii Gough	10
Coscinodiscus moelleri var. *macroporus* A. Schmidt, Grunow	10
Coscinodiscus morsianus (Grunow) Sims	10
Coscinodiscus morsianus var. *moelleri* (Grunow) Sims, Mitlehner	11
Coscinodiscus morsianus var. *morsianus* (Grunow) Sims, Mitlehner	11
Coscinodiscus perforatus Ehrenberg	12
Coscinodiscus radiatus (Ehrenberg) Grunow	12
Craspedodiscus ellipticus (Greville) Gombos	12
Eunotogramma weissei Ehrenberg	12
Fenestrella antiqua (Grunow) Swatman	13
Goniothecium sp. Ehrenberg	13
Goniothecium odontella Ehrenberg	13
Hemiaulus elegans (Heiberg) Grunow	14
Hemiaulus inaequilaterus Gombos	14
Hemiaulus incurvus Schibkova	14
Hemiaulus polycystinorum Ehrenberg	14
Hemiaulus sp. 5 *Hemiaulus* sensu Ehrenberg	14
Hemiaulus sp. Ehrenberg	15
Melosira clavigera Grunow	15
Odontella heibergii Grunow	15
Odontella mobiliensis (Bailey) Grunow	15
Odontella obtusa ? Kützing	15
Odontella sp. (Agardh) Grunow	16
Odontropis carinata Grunow	16
Odontropis cristata Grunow	16
Odontropis klavensii Debes ex Hustedt	16
Odontropis sp. Grunow	17
Paralia ornata Grunow	17
Paralia siberica (A. Schmidt) Crawford & Sims	17
Pseudostictodiscus sp. Grunow	17

Espèces	**Annexe – page**
Pterotheca ? sp. Grunow	18
Rhizosolenia sp. (Ehrenberg) Brightwell	18
Sextiputeus sp. Ross & Sims	18
Sheshukovia abyssorum (Grunow) Fenner	18
Sheshukovia cellulosa var. *simbirskiana* (Greville) Fenner, (Witt) Fenner	19
Sheshukovia flos (Ehrenberg) Fenner	19
Solium exsculptum Heiberg	19
Stellarima microtrias (Ehrenberg) Hasle & Sims	20
Stellarima primalabiata (Gombos) Hasle & Sims	20
Stellarima sp. Hasle & Sims	20
Stephanogonia danica Grunow	21
Stephanopyxis turris (Greville & Arnott) Ralfs	21
Stephanopyxis sp. 5 Homann	21
Stephanopyxis sp. Ehrenberg	21
Triceratium abyssorum Grunow	22
Triceratium cf. *tesselatum* Greville	22
Triceratium gracilium Hustedt	22
Triceratium heibergii Grunow	22
Triceratium nobile Witt	22
Triceratium sp. 1 *Triceratium* sensu Ehrenberg	22
Triceratium sp. Ehrenberg	23
Trigonium sp. 1 *Trigonium* sensu Cleve	23
Trinacria aries Witt	23
Trinacria excavata Heiberg	23
Trinacria heibergii Kitton	24
Trinacria pileolus (Ehrenberg) Grunow	24
Trinacria regina (Heiberg) Homann	24
Trinacria simulacrum Grove & Sturt	24

3.4.4. Restrictions pour les interprétations paléoenvironnementales

Bien qu'un certain nombre de taxons restent inchangés morphologiquement pendant des millions d'années, comme par exemple l'espèce *Actinoptychus senarius* qui est enregistrée depuis le Crétacé supérieur dans le Bassin de la Volga (Strel'nikova, 1974), et caractéristique du même environnement sédimentaire. D'autres peuvent changer d'écologie, par exemple *Stellarima microtrias* qui est observée dans le Bassin de la Mer du Nord au Paléogène et actuellement limitée à l'Antarctique (Hasle & Sims, 1986a). Par conséquent, il est extrêmement difficile de reconstruire les conditions paléoenvironnementales et paléogéographiques pour des sédiments pré-Quaternaire. A cette fin, de telles études devraient être réalisées en association avec des travaux portant sur l'analyse d'autres microfossiles et macrofossiles idéalement combinées à de la sédimentologie et de la géochimie. Néanmoins, dans mon travail,

quelques interprétations paléontologiques sont proposées sur base d'espèces que la littérature attribue avec certitude aux mêmes paléoenvironnements qu'elles occupaient au Paléogène.

3.5. AUTRES MICROFOSSILES

Au cours de ce travail, les diatomées ont été le seul groupe étudié de manière approfondie. Bien que d'autres groupes de microfossiles (dinokystes, foraminifères, spicules d'éponge et nannofossiles calcaires) aient été également observés, ils ne seront pas détaillés ici à l'exception d'un assemblage de radiolaires (chapitre 4). Cependant, une particularité concernant la fossilisation des dinokystes a été notée. En effet, dans le cas des dinokystes fossiles présents dans les sédiments étudiés, une minéralisation par la pyrite est également observée. Les cristaux croissent de manière à combler en partie voire totalement la cavité interne des dinokystes (Fig. 3.16a-d et annexe 4) dans laquelle se trouvait le contenu cellulaire. Dans de très rares cas, des cristaux de pyrite réussissent à se développer au sein des cavités des appendices des kystes (Fig. 3.16b et annexe 4). En revanche, la paroi des kystes, constituée de dinosporines lipidiques, ainsi que leurs appendices ne sont jamais transformés en pyrite.

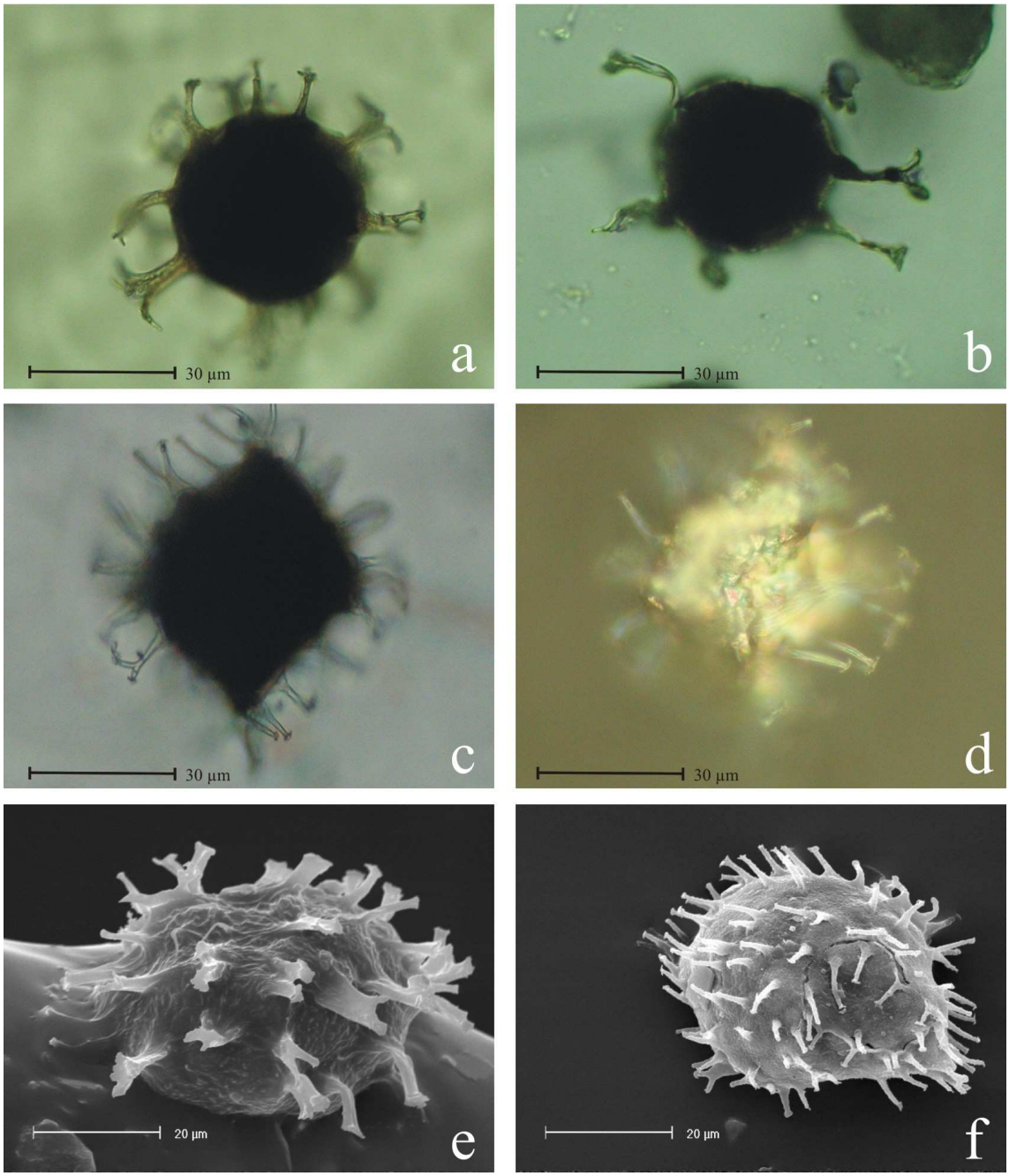


Figure 3.16 : a. L.T., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 92A59, Ailly, France. b. L.T., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 92A69, Ailly, France. c-d. L.T. (c) et L.R. (d), *Wetzeliella lobisca*, échantillon 92A69, Ailly, France. e. M.E.B., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 16,75-16,85, Saint-Josse, France. f. M.E.B., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse, France. (L.T = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. = Microscope électronique à balayage)

CHAPITRE 4 : ASSEMBLAGES DE DIATOMEES DU BASSIN DANOIS

4.1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS

La séquence sédimentaire déposée au Danemark durant l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur est remarquable par ses quelques 200 niveaux de cendres volcaniques, ses macrofossiles (poissons, oiseaux…) et microfossiles (diatomées, silicoflagellés…) bien préservés et enregistrés dans la Formation Fur. Cette dernière est une diatomite d'approximativement 60 m d'épaisseur. Les cendres volcaniques sont un enregistrement unique du volcanisme explosif en lien avec l'ouverture initiale de la Mer de Norvège-Groenland. De nombreuses études ont analysé les assemblages diversifiés de diatomées en silice de la Formation Fur étant donné leur exceptionnelle préservation de très haute qualité (e.a. Homann, 1991). La Formation Fur est située entre la Formation Holmehus (Paléocène supérieur) et la Formation Røsnæs Clay (Eocène inférieur). L'équivalent latéral de la Formation Fur, la Formation Ølst, est une unité argileuse, pauvre en diatomées, comprenant également des niveaux de cendres volcaniques. La limite P/E est placée à la base de cette Formation Ølst (Beyer et al., 2001). Des assemblages (une dizaine d'espèces) de diatomées pyritisées ont été observés par Mitlehner (1994, 1997) dans trois échantillons situés dans un court intervalle stratigraphique (aux alentours de la limite entre les Membres Haslund et Værum de la Formation Ølst.

Pour rappel, les sites danois ont été étudiés dans un but taxonomique ainsi que d'évaluation et de compréhension de la préservation des diatomées pyritisées (chapitre 3). Les diatomées siliceuses de la Formation Fur à Silstrup et à Stolleklint servent de matériel de référence taxonomique pour l'identification des diatomées pyritisées présentes dans les sédiments des autres sites étudiés.

Notre étude des sites danois a également pour objectifs :

- de réaliser une analyse biostratigraphique des assemblages de diatomées pyritisées de la Formation Ølst (Eocène inférieur) à Ølst et à Hinge étant donné que leur présence est acquise du moins à Ølst,

- de tenter des corrélations avec le *"Sparnacien"* du Bassin de Dieppe-Hampshire (chapitre 5),

- d'établir des corrélations avec les Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord sur base des assemblages de diatomées pyritisées observés à Ølst et à Hinge,

- d'évaluer le potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique plus grand par l'analyse d'une vingtaine d'échantillons prélevés dans les formations suivantes :

  - Formation Æbolø (Paléocène supérieur) à Rugård,
  - Formation Holmehus (Paléocène supérieur) à Albækhoved et Ølst,
  - Formation Røsnæs Clay (Eocène inférieur) à Kongstrup, Albækhoved, Fur et Knuden,
  - Formation Lillebælt Clay (Eocène inférieur à moyen) à Kongstrup.

4.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

La plupart de la surface pré-quaternaire du Danemark est composée de strates du Paléogène et du Néogène (Fig. 4.1). Les couches du Paléogène sont particulièrement bien exposées et apparaissent être stratigraphiquement très complètes (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

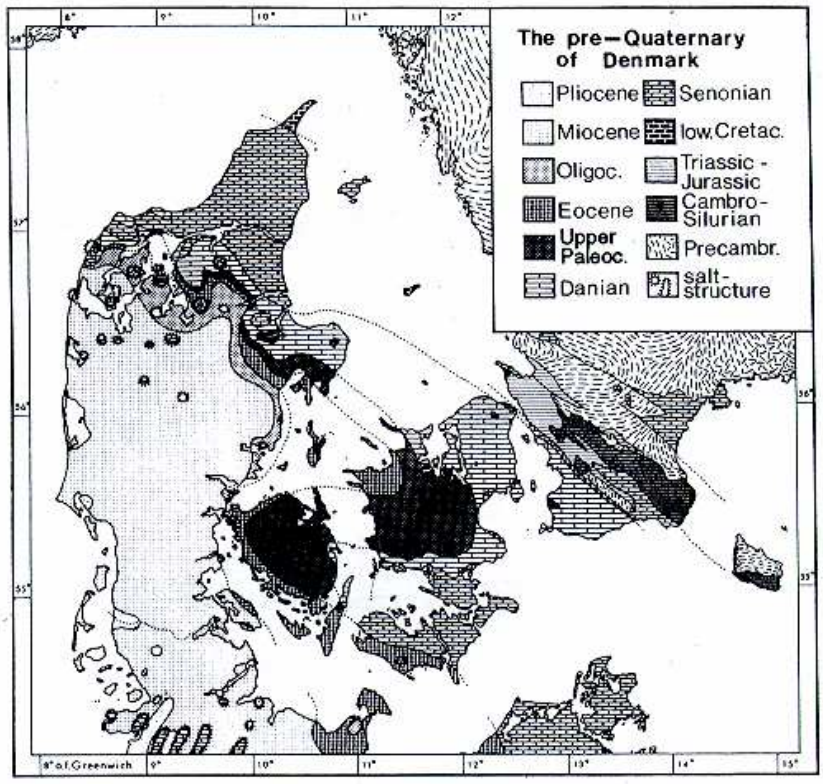


Figure 4.1 : Carte géologique de la surface préquaternaire du Danemark (d'après Rasmussen, 1966).

Durant le Cénozoïque, la région danoise est divisée en deux bassins, le Bassin Danois (-Norvégien) et le Bassin de l'Allemagne du Nord, séparés par le *Late Paleozoic Ringkøbing-Fyn High* (Fig. 4.2). A cette période, cette région est considérée comme faisant partie intégrante du Bassin de la Mer du Nord subsidant (Ziegler, 1990). Ces structures ont influencé la sédimentation et l'érosion des couches, particulièrement

durant le Paléogène. Par exemple, les sédiments de la période la plus régressive du Paléocène (Sélandien inférieur) et de la partie la plus régressive de la transition Paléocène-Eocène sont quasi exclusivement présents dans le Bassin Danois (-Norvégien) (Heilmann-Clausen et al., 1985 ; Heilmann-Clausen, 1995). Les sédiments du Sélandien inférieur sont néanmoins également connus dans le Bassin de l'Allemagne du Nord (Clemmensen & Thomsen, 2005).

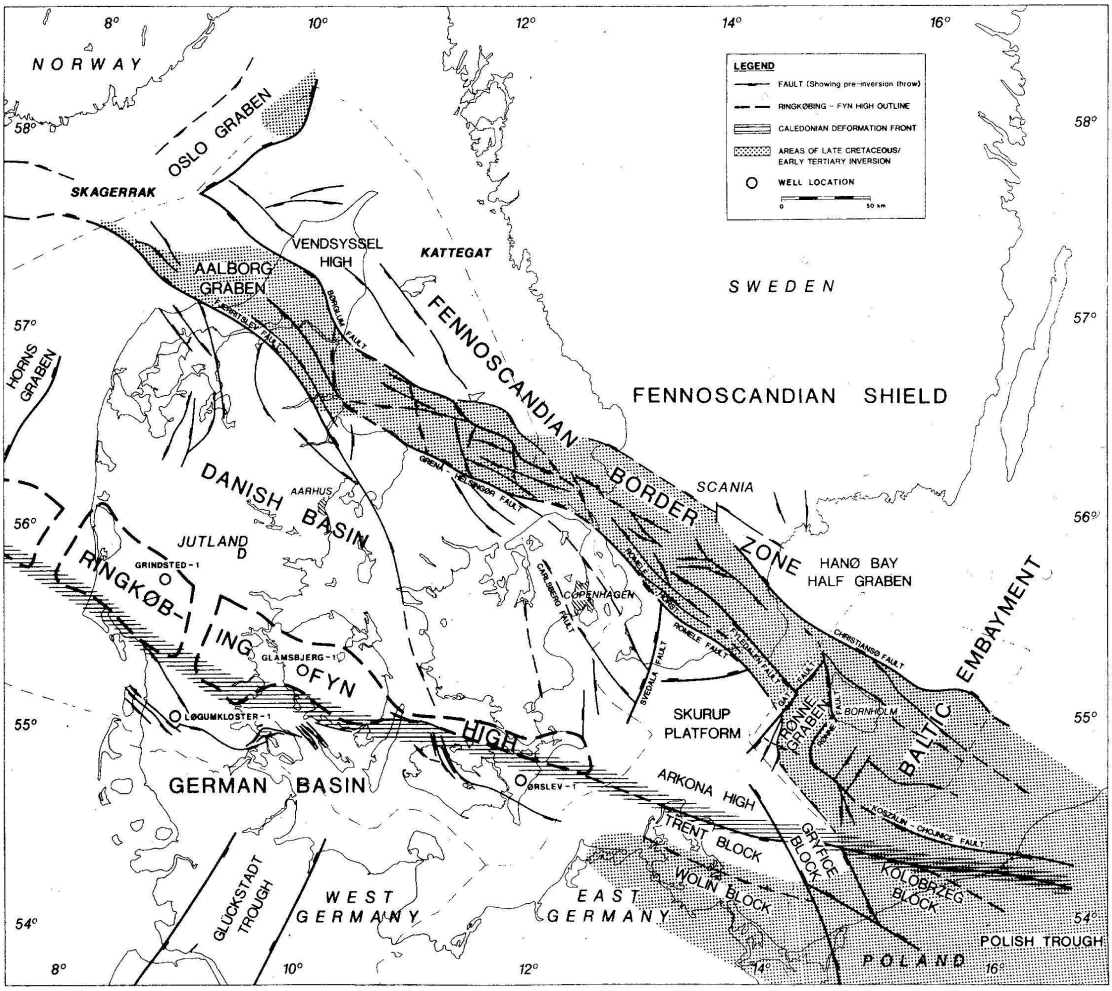


Figure 4.2 : Structures principales du Cénozoïque dans la région danoise et ses alentours (Liboriussen et al., 1987).

Durant le Crétacé supérieur et le Danien, les parties méridionales de la *Fennoscandian Border Zone* (Fig. 4.2) ont été inversées avec une phase principale de surrection au milieu du Paléocène (Liboriussen et al., 1987). Ce mouvement de surrection a engendré une érosion intense des dépôts maastrichtiens et daniens. Cette région semble ensuite être restée tectoniquement assez calme jusqu'au début de l'Oligocène. A ce moment-là, un important mouvement de surrection dans la partie occidentale du *Fennoscandian High* a profondément affecté le cadre de sédimentation et d'érosion de l'entièreté de la partie centrale et orientale du Bassin de la Mer du Nord, incluant le Danemark (Michelsen et al., 1998). Au commencement, ce mouvement de surrection était probablement modéré, mais s'est amplifié en intensité à partir du Miocène supérieur.

Finalement, des phénomènes glaciotectoniques ont parfois engendré de très fortes perturbations sur les successions de sédiments du Cénozoïque. En effet, lors de l'avancée des glaciers du Quaternaire, les couches sous-jacentes ont été plissées, faillées, bréchifiées et parfois même complètement disloquées. Le type de déformation que les couches ont subi sous l'action des glaciers est fonction de leur lithologie. Les couches du Paléogène sont dominées par des argiles incompétentes et par conséquent ont été sévèrement déformées. Les structures glaciotectoniques dans les dépôts du Cénozoïque atteignent dans certains cas des profondeurs de plus de 100 m (Nielsen et al., 1999).

4.2.1. Cadre de sédimentation du Danemark au Paléogène

Les sédiments du Paléocène inférieur (Danien) sont des calcaires pouvant atteindre 350 m d'épaisseur. Ils sont en continuité avec les dépôts de craies biogéniques de l'entièreté du Crétacé supérieur. Les lithologies passent de craies à coccolites au Crétacé supérieur à des types plus variés de calcaires au Danien, notamment des calcaires à bryozoaires, craies à coccolites et calcarénites (Thomsen, 1995).

A la fin du Danien, une régression majeure s'est développée (Nielsen, 1976 ; Gramman, 1988 et Thomsen, 1995). La sédimentation de calcaire biogénique qui a persisté durant 35 Ma s'arrête assez brutalement. Durant la régression, la région était apparemment exondée et l'érosion se manifeste dans la plupart des localités.

Les dépôts qui se mettent en place lors de la transgression suivante, au Sélandien, ont totalement changé de caractère. Il s'agit de matériaux silicoclastiques qui vont continuer à s'accumuler durant le Cénozoïque. Ce changement majeur de sédiments, passage de carbonates à des roches silicoclastiques, est expliqué par Clemmensen & Thomsen (2005). D'après ces derniers, les causes les plus importantes de ce changement sont, premièrement, un abaissement du niveau relatif du niveau marin durant le Danien, menant à la disparition des bryozoaires du Bassin de la Mer du Nord et à l'érosion de plusieurs régions. Deuxièmement, un mouvement de surrection de la région *Scotland-Shetland*, coïncidant avec la limite Danien-Sélandien, a provoqué un apport massif de matériel silicoclastique. Troisièmement, durant le Sélandien inférieur, une inversion de la zone *Sorgenfrei-Tornquist* et des bassins mésozoïques des parties sud et est du Bassin de la Mer du Nord a provoqué un arrêt presque complet de la production carbonatée. Finalement, plus tard dans le Sélandien inférieur, la fermeture progressive de la connexion du Bassin de la Mer du Nord et de la Téthys a rendu les eaux de fond plus froides et plus acides engendrant la dissolution des carbonates (Ziegler, 1990 ; Clemmensen & Thomsen, 2005).

Les sédiments paléogènes de la région danoise sont tous marins et de granulométrie fine. Ils comprennent différents types d'argiles, de marnes et de diatomites. Leur épaisseur atteint 350 m. Aucun sable ne s'est déposé jusqu'à la transition Paléogène/Néogène. Les formations peuvent être groupées en cycles de sédimentation

apparemment continue séparés par des discordances régionales (Buchardt-Larsen & Heilmann-Clausen, 1988 ; Heilmann-Clausen, 1995). Une couche riche en glauconie est habituellement présente à la base de ces cycles. En raison d'environnements hémipélagiques qui ont persisté durant la plupart du Paléocène supérieur et de l'Eocène, certaines caractéristiques typiques des unités stratigraphiques séquentielles et de leurs surfaces remarquables ne sont pas observables. Cependant, des données biostratigraphiques précises des sections de la Mer du Nord permettent des comparaisons avec l'échelle séquentielle établie dans la région danoise par Michelsen et al. (1998). De cette manière, il est possible de montrer que la plupart des limites de séquences définies dans la Mer du Nord sont synchrones avec les limites des cycles du Bassin Danois. Une section représentative du Bassin Danois (-Norvégien) est montrée à la figure 4.3. Seuls les trois premiers cycles sont détaillés étant donné que ce sont eux qui couvrent le Paléogène et, par conséquent, notre intervalle stratigraphique d'étude.

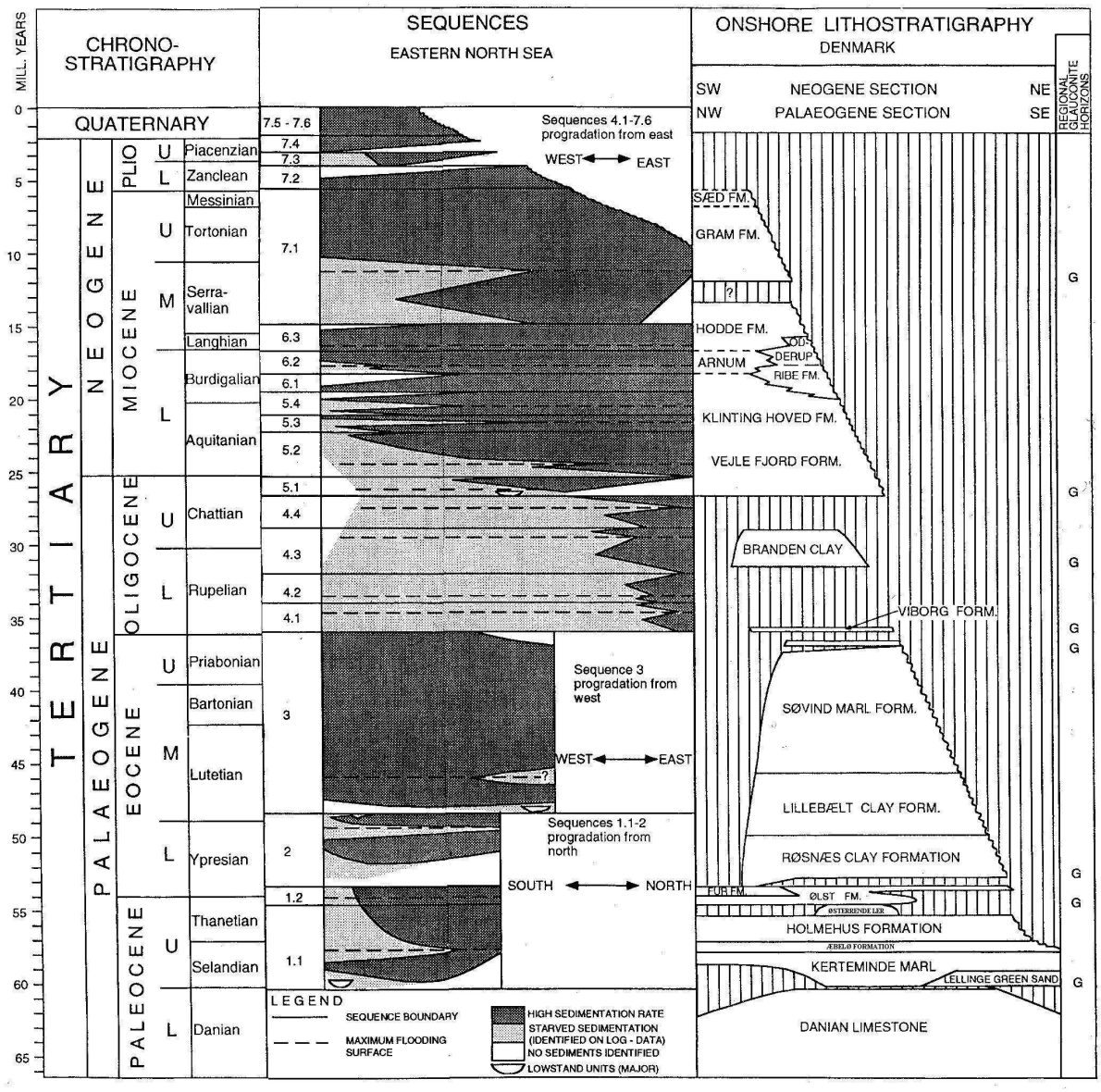


Figure 4.3 : Section du Paléocène et de l'Eocène du Danemark en corrélation avec les séquences du Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Michelsen et al., 1998).

Le premier cycle couvre le Sélandien et le Thanétien qui s'inscrivent clairement dans une transgression majeure. Graduellement, des formations à caractère de plus en plus distal se déposent, en commençant avec la Formation Lellinge Greensand (contexte littoral), suivie des Formations Kerteminde Marl et Æbelø (plus distale), et se termine d'ordinaire par la Formation Holmehus (hémipélagique). Une unité locale, Østerrende Ler, plus régressive, silteuse et argileuse, complète ce cycle.

Le second cycle correspond à la transition Paléocène/Eocène (approximativement le "Sparnacien" des Bassin de Paris et de Dieppe-Hampshire) et se subdivise en deux parties. La partie inférieure est composée d'argile, finement laminée. Elle est surmontée par une argile qui comprend des diatomites dans le nord-ouest du Danemark, riche en cendres volcaniques, qui forme la partie supérieure du second cycle. Ce cycle correspond aux Formations Fur et Ølst. Il peut être approximativement corrélé aux Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord sur base de la lithostratigraphie. Dans l'histoire de la Mer du Nord, il marque une phase caractérisée par des conditions très régressives. Ces dernières sont mises en évidence d'une part par la présence des hiatus et, d'autre part, par les dépôts marins peu profonds et les sédiments non-marins préservés dans les parties marginales du bassin. La partie centrale du Bassin Danois est toujours relativement profonde, ressemblant plutôt à un lac, avec une étroite connexion marine vers le nord (Knox & Harland, 1979). Il est très probable que la phase la plus anoxique du début du second cycle coïncide avec l'extinction globale des foraminifères benthiques d'eau profonde, désignée comme *BEE* (*Benthonic Extinction Event*) (e.a. Knox, 1996). Une étude récente des isotopes du carbone des pollens du Membre Forties de la Formation Sele du centre du Bassin de la Mer du Nord, probablement équivalent en temps, supporte fortement la corrélation de cette partie inférieure de ce cycle à un événement de réchauffement. Les dinokystes dans la partie inférieure de ce cycle sont fortement dominés par un seul genre, *Apectodinium*, comme dans les sédiments de même âge de la Téthys et de l'Océan Atlantique, suggérant des conditions de vie fortement contraintes sur de grandes étendues (Heilmann-Clausen, 1995 ; Crouch et al., 2000, 2003 ; Steurbaut et al., 2003).

L'intense volcanisme qui est mis en évidence dans la partie supérieure de ce cycle semble être synchrone à la formation initiale de la croûte océanique entre le Groenland et la Norvège. Les volcans étaient probablement situés près de l'axe d'expansion océanique, à proximité des Iles Féroé (Knox & Morton, 1988).

Les 60 m de diatomites de la Formation Fur dans le nord-ouest du Danemark ont plus que probablement été formé grâce au fonctionnement d'*upwellings* engendrés par des vents venant du nord (Bonde, 1973, 1979, 1997).

Le troisième cycle couvre l'entièreté de l'Eocène. Il consiste en des formations hémipélagiques, souvent condensées, d'argiles extrêmement fines appartenant aux Formations Røsnæs Clay, Lillebælt Clay et Søvind Marls. La situation la plus distale et la plus profonde au Cénozoïque a probablement eu lieu dans le début de ce cycle, avec des profondeurs d'eau se situant entre 600 m et 1000 m d'après l'étude des

foraminifères benthiques de la Formation Røsnæs Clay (King, dans Schmitz et al., 1996).

4.2.2. Formations et sites d'étude

Dans le cadre de ce travail, six formations du Paléocène et Eocène du Danemark ont été étudiées. Il s'agit des Formations Ælbelø, Holmehus, Fur, Ølst, Røsnæs Clay et Lillebælt Clay. La distribution stratigraphique de ces formations est donnée à la figure 4.4 et l'ensemble des sites d'étude est localisé à la figure 2.1. La Formation Ølst (Membres de Haslund et Værum) a été étudiée de manière détaillée dans les coupes d'Ølst (14 échantillons) et de Hinge (10 échantillons). Par contre, les cinq autres formations ont été analysées de manière partielle dans le but d'évaluer le potentiel biostratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique agrandi. La Formation Æbelø (4 échantillons) a été étudiée à Rugård. A Albækhoved (2 échantillons) et Ølst (2 échantillons), la Formation Holmehus a été analysée. L'étude de la Formation Fur a porté sur des échantillons, respectivement 4 et 3, prélevés à Stolleklint et à Silstrup. L'analyse de 10 échantillons de la Formation Røsnæs Clay provenant de Kongstrup (3 éch.), Albækhoved (2 éch.) et Knudenklint (5 éch.) a également été réalisée. L'étude des formations paléogènes danoises s'est clôturée par l'analyse de 2 échantillons de la Formation Lillebælt Clay prélevés à Kongstrup. Les descriptions des différentes formations étudiées sont présentées ci-dessous dans l'ordre stratigraphique.

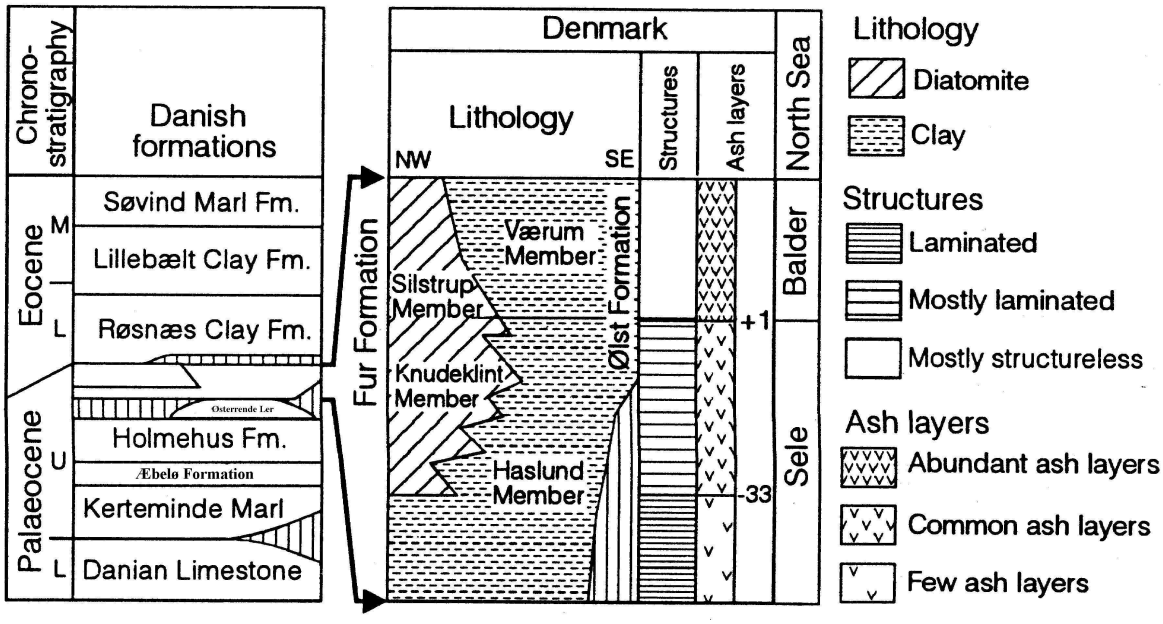


Figure 4.4 : Formations danoises du Paléocène à l'Eocène moyen (Modifié d'après Michelsen et al., 1998).

4.2.2.1. Formation Æbelø

Présente dans l'entièreté du Bassin Danois, la Formation Æbelø est composée d'argile dépourvue de carbonates (Heilmann-Clausen, 1985). La couleur de l'argile est

variable avec dans certaines régions une couleur grise caractéristique (Heilmann-Clausen, 1995). La composition et l'épaisseur de cette formation sont assez uniformes. C'est un dépôt marin sédimenté dans un milieu assez calme et dont le fond était généralement oxygéné. Quelques brèves périodes marquées par des déficiences d'oxygène ont néanmoins existé.

4.2.2.2. Formation Holmehus

La Formation Holmehus, définie par Heilmann-Clausen et al. (1985), est composée de 5 à 12 m d'argiles verdâtres et rougeâtres, non-carbonatées, très fines. Elle présente des terriers de *Zoophycos* et de *Chondrites*. Elle contient également quelques concrétions phosphatées et quelques poches de glauconie dans les 20 derniers centimètres. Des particules de la taille de grains de sables, blanches et dispersées sont fréquentes dans cette formation. Elles proviennent de processus de diagenèse (heulandite) et de restes biogéniques (spicules d'éponges et foraminifères agglutinés). Cette formation est très homogène dans son aire de distribution, avec une légère tendance à devenir plus silteuse et riche en illite vers le sud-est du Danemark. L'argile est à dominance smectite. Cette formation est l'équivalent latéral de la partie supérieure rouge et verte de la Formation Lista du Bassin de la Mer du Nord (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

Le milieu de dépôt de la Formation Holmehus est marin et généralement moins bien oxygéné que celui prévalant durant le dépôt de la Formation Røsnæs Clay, mais aussi moins stagnant que celui prévalant durant la sédimentation des Formations Fur et Ølst (Nielsen, 1997). La Formation Holmehus est un dépôt à caractère hémipélagique contenant peu ou pas de matière organique. Cette rareté voire absence totale de matière organique indique un taux de sédimentation bas et un temps suffisant pour que les eaux du fond oxydent complètement la matière organique (Heilmann-Clausen et al., 1985). La présence de *Zoophycos* indique probablement une profondeur d'eau minimum de 200 m (Bottjer & Droser, 1992).

4.2.2.3. Formation Ølst

La Formation Ølst, définie par Heilmann-Clausen et al. (1985), comprend les Membres Haslund et Værum contenant respectivement les cendres volcaniques des séries négatives et des séries positives (Bøggild, 1918). Les séries de Bøggild, les descriptions, les numérotations et les sources des cendres volcaniques sont détaillées à la page 103 lors de la description de la Formation Fur étant donné que c'est dans cette dernière que ces cendres ont été initialement décrites et qu'elles sont le mieux préservées. Dans les faciès argileux de la Formation Ølst, les cendres volcaniques sont complètement altérées et sont seulement reconnaissable par des lignes de plusieurs couleurs. La partie inférieure du Membre de Haslund est informellement appelée l'Unité de Stolleklint Clay (Heilmann-Clausen, 1995). La région type de la Formation de Ølst inclut les carrières d'argile de Ølst où son épaisseur atteint 29 m.

Membre Haslund – partie inférieure : Unité Stolleklint Clay

L'Unité Stolleklint Clay (nom informel donné par Heilmann-Clausen (1995)) consiste approximativement en 14 m d'argile très foncée verte olive à noire, laminée et riche en matière organique. Elle contient des fragments sporadiques de bois, des restes de poissons et quelques minces cendres volcaniques. Les six centimètres inférieurs sont très glauconieux. La limite entre la Formation Holmehus et l'Unité Stolleklint Clay est interprétée comme une surface de discordance par Heilmann-Clausen et al. (1985). Une fine couche de glauconie avec des coprolites au sommet de l'Unité Stolleklint Clay marque une surface de discordance locale avec la partie supérieure du Membre Haslund (Heilmann-Clausen, 1995). L'Unité Stolleklint Clay est reconnue à travers tout le Bassin Danois et également dans la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (dans la partie inférieure de la Formation Sele, connue en tant que UnitS1b de Knox & Holloway (1992)). Cette unité atteint son maximum d'épaisseur (14 m) à Ølst. Par contre, seulement 2 à 3 mètres affleurent sur l'Ile de Fur. A Stolleklint (Ile de Fur), des minces lamines de diatomites dans le sommet de cette unité marque la limite graduelle avec la Formation Fur sus-jacente.

Les fines laminations et l'absence complète de traces de fossiles indiquent un environnement anoxique en dessous du niveau d'agitation des vagues. L'environnement marin de dépôt de l'Unité Stolleklint Clay est caractérisé par des circulations limitées d'eau (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). Le microplancton, représenté par les dinoflagellés, est fortement dominé par un seul genre, *Apectodinium*. Cet assemblage suggère une situation très différente d'un environnement de plateforme ouverte. Il est possible que la Mer du Nord, fût à ce moment là un corps d'eau stagnante, presque isolé des autres masses d'eau marine, enrichie en nutriments et saumâtre près de la surface (Knox & Harland, 1979 ; Heilmann-Clausen, 1985). L'occurrence du genre *Apectodinium* suggère de plus la présence d'eaux chaudes (Brinkhuis et al., 1994 ; Thomas, 1996 ; Crouch et al., 2000). Une dominance similaire et probablement synchrone du genre *Apectodinium* est également enregistrée dans les autres bassins, par exemple dans le Bassin belge (Steurbaut et al., 2003) et dans le domaine de la Téthys (Jan du Chene et al., 1975 ; Crouch et al., 2003). Elle continue dans la partie basale de la Formation Fur. Approximativement 3 à 5 m au-dessus de la cendre volcanique -33 à Stolleklint, cette abondance diminue graduellement mais nettement. Au-dessus de ce niveau et jusqu'au sommet de la Formation Fur, les assemblages de dinoflagellés montrent des diversités marines plus normales (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

Membre Haslund – partie supérieure

La partie supérieure du Membre Haslund mesure approximativement 5,5 m. Elle est argileuse, généralement non-laminée, grise foncée, silteuse, non-carbonatée et possède quelques intervalles cimentés par de la silice. Des cendres volcaniques sont présentes avec une augmentation de leur fréquence et de leur épaisseur vers le sommet du membre. La limite entre les Membres Haslund et Værum est approximativement

corrélative à la limite entre les Formations Sele et Balder de la Mer du Nord (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

Membre Værum

Le Membre Værum est composé d'argile, grise foncée, silteuse, non carbonatée. Ce membre contient aussi des intercalations de nombreuses cendres volcaniques pouvant atteindre 20 cm d'épaisseur. Des niveaux cimentés par des carbonates sont par ailleurs présents. Ce membre s'est déposé dans un environnement caractérisé par des conditions anoxiques à faiblement oxiques en raison de circulation d'eau limitée. Il atteint une épaisseur de 9 m dans la carrière d'Ølst. Au sommet de la Formation Ølst, une discordance sépare le Membre Værum de la Formation Røsnæs Clay (Heilmann-Clausen et al., 1985).

4.2.2.4. Formation Fur

La Formation Fur, contenant de nombreux lits de cendres volcaniques, est une unité de diatomite et d'argiles riches en diatomées. Son épaisseur est d'approximativement 60 m. Elle surmonte la Formation Holmehus et elle est sous-jacente à la Formation Røsnæs Clay. Son équivalent latéral, la Formation Ølst, qui contient également des lits de cendres volcaniques, est généralement moins épaisse, pauvre en diatomées et constituée d'argiles dépourvues de diatomites (Nielsen, 1997).

La partie inférieure de la Formation Fur est de couleur gris foncé tandis que la partie supérieure est de couleur gris clair à blanchâtre. Cette formation est aussi connue sous le nom ancien et local de *moler* (*mo-clay*). La Formation Fur a une étendue très faible, limitée à la région nord-ouest du Danemark. A Harre, à quelques kilomètres au sud de l'Ile de Fur, les couches de diatomite de la Formation Fur sont interdigitées dans les argiles de la Formation Ølst, et plus au sud la plupart des niveaux de diatomites ne sont plus présents (Fig. 4.4). L'environnement de dépôt de la Formation Fur était probablement un bassin relativement profond dans lequel des *upwellings* riches en nutriments étaient actifs. Les diatomites peuvent avoir été favorisées par le régime des vents venant du nord (Bonde 1973, 1979, 1997). La direction des vents qui prévalaient alors est suggérée par la décroissance vers le sud de l'épaisseur de la plupart des cendres volcaniques (Fig. 4.5) (Andersen, 1937).

La partie inférieure de la Formation Fur est généralement finement laminée, tandis que des intervalles dépourvus de toute structure sont communs dans la partie supérieure (Pedersen, 1981) (Fig. 4.4). Les diatomites laminées ont été déposées dans des eaux de fond anoxiques, et les diatomites sans structure se sont sédimentées dans des contextes suboxiques (Pedersen, 1981 ; Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). Durant les périodes suboxiques, une faune benthique clairsemée peut immigrer et bioturber le sédiment (Pedersen, 1981). De larges concrétions carbonatées, appelées les *cementstones*, sont communes dans plusieurs horizons de cette formation. Elles se

développent avant la compaction (Pedersen & Buchardt, 1997) en assurant une excellente conservation des cendres volcaniques en les protégeant de l'altération.

La Formation Fur est très riche en fossiles, souvent très bien préservés. Ces fossiles sont en particulier des poissons de masses d'eau libre (souvent des squelettes complets), des insectes, des oiseaux et des plantes venant de régions terrestres. La faune et la flore de cette formation ont fait l'objet de nombreuses études détaillées (e.a. Larsson, 1975 ; Bonde, 1987 ; Wilmann, 1990 ; Andersen & Andersen, 1996) dont celle des diatomées (e.a. Homann, 1991).

Cendres volcaniques

La Formation Fur inclut plus de 179 lits de cendres volcaniques. Ce sont des strates distinguables par leur épaisseur et leur apparence sableuse. Elles sont principalement de couleur noire. Un système de numérotation a été introduit il y a presque un siècle. Il s'agit du système de Bøggild (1918) toujours d'application. Les lits de cendres volcaniques supérieurs, peu espacés constituent les séries positives. Ils sont numérotés de +1 à +140 dans l'ordre croissant. Les lits de cendres volcaniques inférieurs sont numérotés de -1 à -39 dans l'ordre décroissant. Ils sont gris clairs et de composition mixte (y compris acide) tandis que les lits de cendres des séries positives sont plus épais, plus abondants, noirs et pour la plupart de composition basaltique. La plus remarquable exception est le niveau de cendre volcanique +19, de 16 cm d'épaisseur, qui est rhyolitique et gris clair, en contraste avec les autres lits de cendres environnants noirs. Certains fins niveaux de cendres volcaniques n'ont pas été inclus dans la séquence numérotée d'origine et ont été identifiés par des lettres (Gry, 1940). Par exemple, les couches -19a et -19b sont deux niveaux de cendres individuels situés entre les lits de cendres -19 et -20.

Les corrélations de ces niveaux de cendres ont été étendues à la Formation Ølst par Andersen (1937) et dans les années récentes par Knox (1997) au nord de l'Allemagne, à la Mer du Nord, au sud-ouest de l'Irlande et à l'Atlantique nord. Les lits de cendres volcaniques sont par ailleurs diagnostiques des Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord et du Bassin *Faeroe-Shetland* (e.a. Knox et al., 1997 ; Ahmadi et al., 2003).

La source des cendres volcaniques est discutée. Les régions d'origine vont de la région de Skagerrak à 100 km au nord-ouest de la région de Fur (Bøggild, 1918 ; Andersen, 1937 ; Pedersen et al., 1975) jusqu'à, plus probablement, la zone de rift située entre le Groenland et les îles Féroé, c'est-à-dire à 1000 km du Danemark (Knox & Morton, 1988 ; Waagstein & Heilmann-Clausen, 1995 ; Larsen et al., 1999, 2003 ; Heister et al., 2001, Waagstein et al., 2002) (Fig. 4.5). La composition des lits de cendres les plus inférieurs indique que le volcanisme s'est mis en place dans une zone de rift continental. Vers le haut, les niveaux de cendres montrent un changement graduel vers un volcanisme tholéitique (Pedersen & Jorgensen, 1981). Un contenu élevé en iridium dans les cendres volcaniques de composition basaltique indique que le matériel vient du manteau profond (Schmitz & Asaro, 1996).

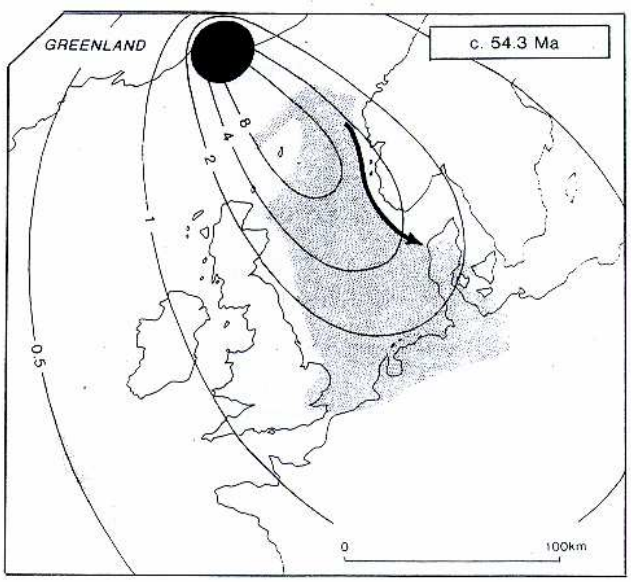


Figure 4.5 : Carte montrant la distribution des cendres volcaniques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur, et la reconstruction de l'épaisseur initiale des retombées volcaniques (Thomsen & Heilmann-Clausen, 1999 ; Modifié d'après Knox & Morton, 1988). La flèche indique la tendance moyenne des vents qui ont transporté et déposé les cendres vers le sud dans la région danoise (D'après Knox, 1997).

La succession de sédiments contenant la série négative est corrélée avec la Formation Sele et la série positive avec la Formation Balder du Bassin de la Mer du Nord (e.a. Neal, 1996). Les âges de certaines cendres volcaniques ont été précisés par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar. La couche -17 date de 54,52 ± 0,05 Ma, et la couche +19 de 54,04 ± 0,14 Ma (Chambers et al., 2003).

4.2.2.5. Formation Røsnæs Clay

Cette formation est composée d'argiles principalement rougeâtres à brunâtres extrêmement fines. Sur base des variations de couleurs et du contenu en carbonates, elle est subdivisée en plusieurs niveaux appelés *Beds* R1 à R6 (Fig. 4.6). L'unité la plus inférieure, *Bed* R1, a une épaisseur approximative de 35 cm et est composée d'une argile verte glauconieuse dépourvue de carbonate. Elle présente des *Zoophycos* et des *Chondrites* dont certains pénètrent la Formation Ølst sous-jacente. L'unité suivante, *Bed* R2, d'une épaisseur de 50 cm est une argile brune foncée contenant moins de 10 % de carbonates et un peu de glauconie. Elle est surmontée par l'Unité *Bed* R3 qui a approximativement une épaisseur de 30 cm. Elle est constituée d'argile jaune à brune totalement bioturbée qui présente une texture sableuse. Son contenu carbonaté est de 30 %. L'Unité *Bed* R4 a une épaisseur de 105 cm. Il s'agit d'une argile brune foncée contenant moins de 10 % de carbonates. L'Unité *Bed* R5 consiste en plus ou moins 65 cm d'argile brune claire contenant approximativement 30 % de carbonates. Elle est partiellement bioturbée et surmontée par l'Unité *Bed* R6. Cette dernière est une argile de couleur blanche et noire caractéristique.

Par ailleurs, la Formation Røsnæs Clay contient dix lits de cendres volcaniques verdâtres, argilisées. L'épaisseur de cette formation est habituellement de l'ordre de

20 m à l'exception de la région d'Ølst et Hinge où son épaisseur est exceptionnellement mince (3,25 m). Les puissances de ces couches apparaissent très faibles comparées aux 100 m des dépôts de même âge des Bassins plus littoraux de Belgique et de Londres (Heilmann-Clausen & Costa, 1989).

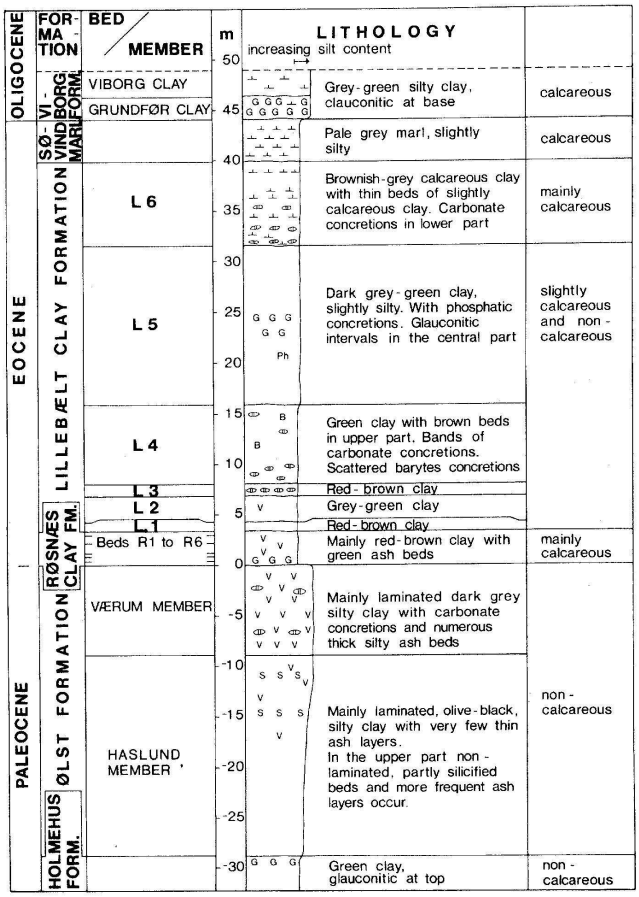


Figure 4.6 : Section détaillée de la Formation Røsnæs Clay à Ølst et à Hinge (Heilmann-Clausen et al. 1985).

Le changement complet de type de sédiment par rapport aux formations sous-jacentes reflète un contexte plus distal résultant de la forte transgression qui s'est produite depuis le dépôt de la Formation Ølst. Cette transgression a réduit l'apport de sédiment et a permis une influence prolongée de l'eau de mer sur les matériaux. Les conditions environnementales deviennent assez similaires à celles qui prévalaient durant le dépôt de la Formation Holmehus. Toute la matière organique a été oxydée et détruite sur le fond de la mer et n'a pas pu être fossilisée dans les couches. La couleur rougeâtre est probablement due à des composés ferriques qui normalement auraient du être réduits par la matière organique des sédiments.

Membre Knudshoved

Le Membre Knudshoved est seulement connu sur l'Ile de Fur et dans d'autres coupes équivalentes affleurant sur l'Ile de Mors (à quelques kilomètres à l'ouest de l'Ile de Fur) (Håkansson & Sjørring, 1982). C'est un membre local, situé à la base de la

Formation Røsnæs Clay, composé d'un lit basal silicifié qui est surmonté par de l'argile grise foncée riche en pyrite, de couleur jaunâtre à l'altération (due à la présence de pyrite altérée en jarosite) et d'une couche d'argile verte. La base du Membre Knudshoved est corrélée précisément avec la base du Groupe Ieper (Bassin Belge) et la base de la Formation London Clay (Angleterre) à l'aide des assemblages de dinoflagellés (Heilmann-Clausen, 1982).

4.3. CARRIERES D'ARGILES D'ØLST et HINGE

4.3.1. Localisation et détails géologiques

Les affleurements d'Ølst et Hinge (Figs. 2.1 & 4.7) sont deux carrières d'argiles, toujours en activité, distantes de 2 km qui présentent le même intervalle stratigraphique Paléocène supérieur-base de l'Oligocène (Heilmann-Clausen et al., 1985). Les couches ont été fortement déformées par les avancées dans trois différentes directions de glaciers quaternaires (Larsen & Kronborg, 1994). En conséquence, les intervalles stratigraphiques affleurant changent perpétuellement et de manière imprévisible en fonction de la progression de l'exploitation et de la structure complexe des couches tectonisées.

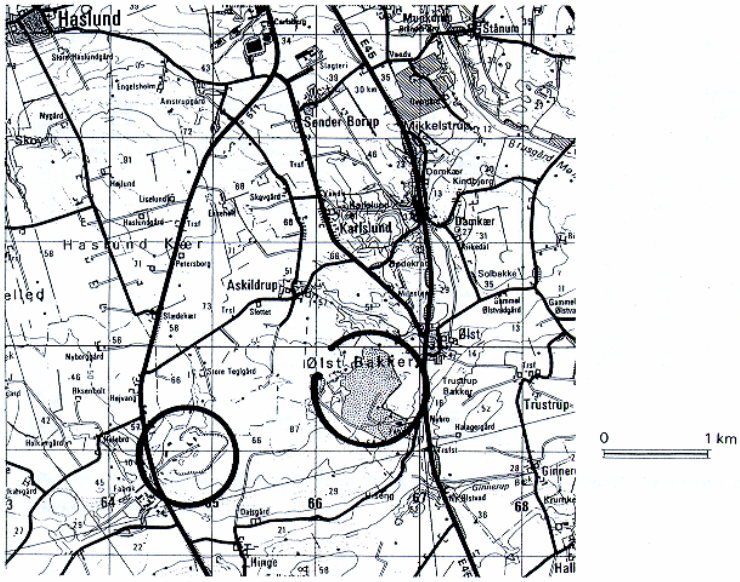


Figure 4.7 : Localisation des carrières de Hinge (cercle noir ouest) et Ølst (cercle noir est) (d'après Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

Dans le cadre de ce travail, seul l'intervalle stratigraphique Paléocène supérieur-Eocène inférieur est étudié. La section composite (Fig. 4.8) du Paléocène supérieur à Eocène inférieur à Ølst et à Hinge inclut dans l'ordre stratigraphique la Formation Holmehus et la Formation Ølst. Les descriptions de ces deux Formations à Ølst et à Hinge ont été détaillées par Beyer et al. (2001) et sont données ci-après.

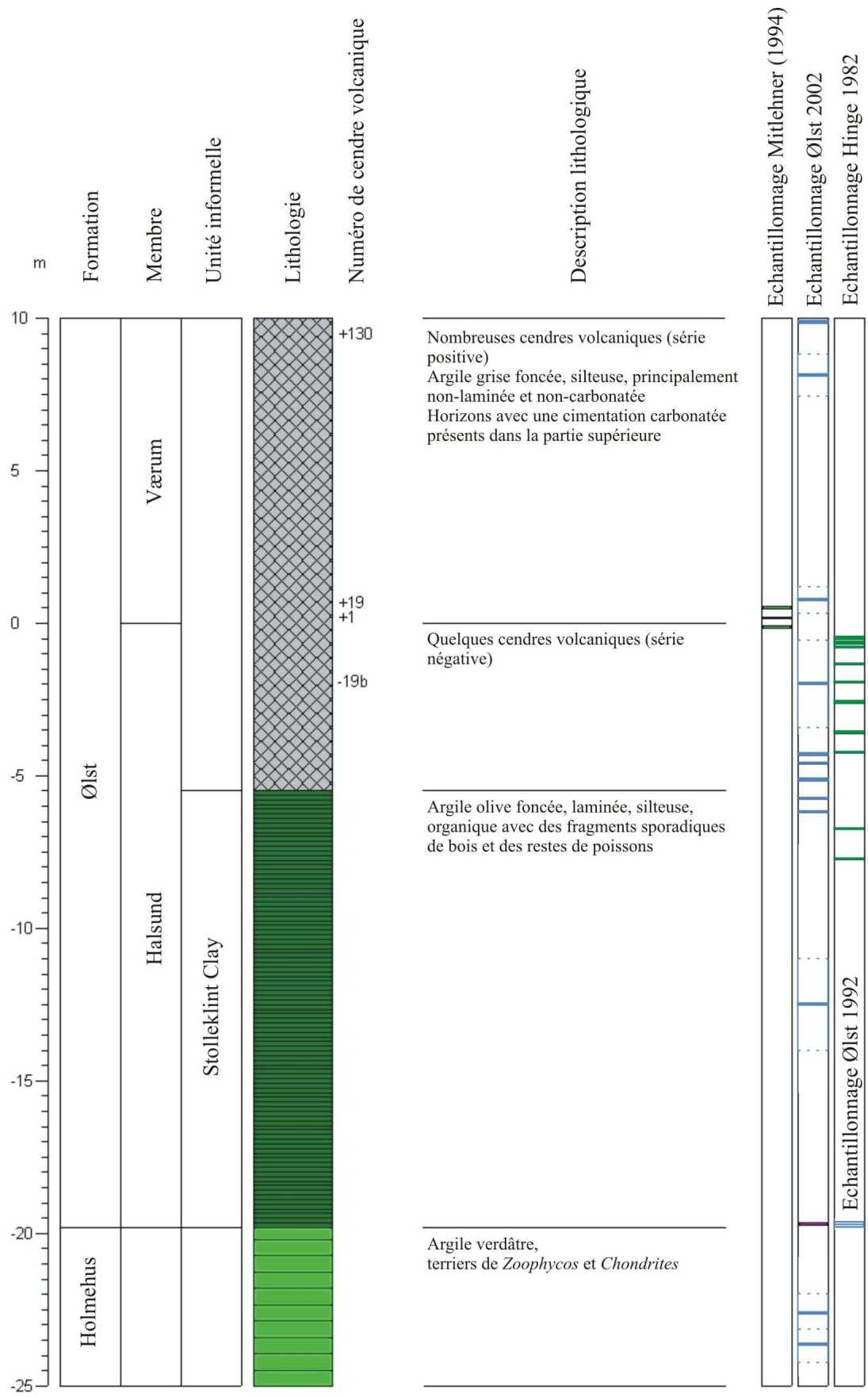


Figure 4.8 : Log lithostratigraphique des niveaux étudiés à Ølst et à Hinge. Position des échantillons analysés (Modifié d'après Beyer et al., 2001). (échantillons verts : prélevés à Ølst ; échantillons bleus : prélevés à Hinge)

4.3.1.1. Formation Holmehus

La Formation Holmehus, d'approximativement 5 m d'épaisseur, est composée d'argiles, de granulométrie fine, principalement verdâtres claires à parfois brunâtres, dépourvues de carbonate. Elle est également dépourvue de toute structure en raison d'une bioturbation intense. Dans la carrière d'Ølst, des terriers de *Zoophycos* et de *Chondrites* ont été observés dans un horizon, possédant des concrétions, situé à approximativement 1,5 m en-dessous de la limite supérieure de la formation. La présence de *Zoophycos* indique une profondeur d'eau minimum de 200 m (Bottjer & Droser, 1992). La Formation de Holmehus est dépourvue de dinoflagellés dans les deux carrières et n'a pas été datée stratigraphiquement. D'autres sections contenant des dinokystes indiquent invariablement un âge Thanétien dans la partie supérieure de la Formation Holmehus.

4.3.1.2. Formation Ølst

La limite entre les Formations Holmehus et Ølst est une discordance qui oblitère l'Østerrende Clay (Fig. 4.4) est manquante. La Formation Ølst qui a une épaisseur d'approximativement 29 m est subdivisée en trois unités. L'unité inférieure (15 m) consiste en des argiles finement laminées, riches en sulfures et en matières organiques. Il s'agit de l'Unité Stolleklint Clay. Sa limite supérieure est marquée par un horizon glauconieux avec des coprolites qui souligne une discordance mineure. Comme discuté plus tôt (p. 96), l'Unité Stolleklint Clay a été déposée durant une régression majeure déclenchée par une chute du niveau de la mer d'au minimum 100 m (estimation dans le sud de l'Angleterre) (Knox, 1996).

L'unité centrale (5 m d'épaisseur) est composée d'argiles silteuses sans structure parfois silicifiées à certains niveaux. Elle inclut au minimum 16 lits de cendres volcaniques argilisées. Leurs fréquences et leurs épaisseurs diminuent vers le sommet. Ces niveaux de cendres appartiennent à la partie supérieure des séries négatives. Le lit de cendre volcanique le plus inférieur étant identifié avec certitude est le lit -19b de 5 mm d'épaisseur. Il se situe à 110 ou 135 cm en-dessous de l'épais lit de cendres -13.

L'unité supérieure (9,1 m d'épaisseur) inclut approximativement 130 lits de cendres volcaniques argilisées, dont la plus épaisse a 16 cm d'épaisseur, interstratifiées avec des fins niveaux d'argiles. La fréquence des niveaux de cendres volcaniques est si élevée que leur épaisseur cumulée (3,7 m) est comparable à l'épaisseur des argiles interstratifiées (5,5 m) (Andersen, 1937). La corrélation des lits de cendres volcaniques (Andersen, 1937) montre que ces lits de cendres appartiennent à la série positive décrite à Fur.

D'après Heilmann-Clausen & Schmitz, 2000, la base de la C.I.E. est probablement située à la base de l'Unité Stolleklint Clay et la base de l'étage Yprésien est située au sommet de la Formation Ølst (Heilmann-Clausen, 1994).

4.3.2. Prélèvements

Les échantillons étudiés ont été fournis ou échantillonné en compagnie du professeur Heilmann-Clausen. A Ølst, deux échantillons prélevés en mai 1995 ont été analysés ainsi que dix échantillons prélevés en octobre 2002 dans la Formation Ølst. Ces échantillons de la Formation Ølst sont répartis de la manière suivante (Fig. 4.8) : trois échantillons proviennent de l'Unité Stolleklint Clay (partie inférieure du Membre Haslund), quatre de la partie supérieure du Membre Haslund et trois du Membre Værum. Trois échantillons supplémentaires, prélevés en juillet 1992, à la base de l'Unité Stolleklint Clay ont également été analysés. Les échantillons prélevés dans la carrière de Hinge en avril 1982 sont au nombre de dix. Deux échantillons ont été pris dans l'Unité Stolleklint Clay et huit autres dans la partie supérieure du Membre Haslund. La position de l'ensemble des échantillons est donnée à la figure 4.8. Sur cette figure, les trois échantillons analysés par Mitlehner (1994) dans le cadre de sa thèse sont également positionnés. Ils sont situés dans un intervalle stratigraphique très court correspondant aux 50 cm de part et d'autre de la limite entre les Membres Haslund et Værum.

4.3.3. Résultats

Après traitement des échantillons, les fractions denses (densité supérieure à 2,82-2,87) inférieures à 250 µm ont livré des assemblages de diatomées pyritisées de compositions variables. Les résultats des comptages sont donnés dans les tableaux 4.1 à 4.4. Les références des auteurs des taxons identifiés sont reportées dans la liste des genres et espèces (pages 89-90).

Les deux formations étudiées, Holmehus et Ølst, à Ølst contiennent des diatomées pyritisées (15 échantillons sur 15). Leurs nombres et leurs abondances varient fortement (Tableaux 4.1 et 4.2). De 6 à 20 espèces différentes ont été observées dans les échantillons traités.

A Hinge, sept échantillons sur dix livrent des diatomées (Tableaux 4.3 et 4.4). Le nombre de diatomées n'est pas aussi élevé que dans les échantillons d'Ølst. Si dans ces derniers, 11 échantillons sur 15 contiennent plus de 290 diatomées pyritisées, seulement deux à Hinge remplissent cette condition. Trois autres échantillons de Hinge ne donnent pas de résultats et cinq autres contiennent seulement de 35 à 125 individus. De plus le nombre d'espèces observées à Hinge est également très faible, de 2 à 4 espèces différentes dans les échantillons les plus pauvres et 9 dans les échantillons plus riches.

Tableau 4.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons des Formations Holmehus et Ølst à Ølst.

Position (m)	n°échantillon	Formation	Membre	Unité	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Hemiaulus inaequaluaerus*	*Hemiaulus incurvus*	*Odontropis klavensii*	*Triceratium abyssorum*	*Triceratium* cf. *tesselatum*	*Triceratium gracilium*	*Trinacria aries*	*Trinacria simulacrum*	*Coscinodiscus antiquus*	*Stellarima* sp.	*Arachnoidiscus indicus*	*Coscinodiscus argus*	*Trinacria pileolus*	*Triceratium heibergii*	*Actinoptychus splendens*	*Pteroltheca ?* sp.	*Odontella mobiliensis*	*Odontropis cristata*	*Rhizosolenia* sp.	*Actinoptychus senarius*	*Sheshukovia flos*	*Stellarima primalabiata*	*Sheshukovia cellulosa* var. *simbirskiana*	*Gontotheciun* sp.	*Stellarima microtrias*	*Stephanogonia danica*	*Trinacria heibergii*	*Stephanopyxis turris*	*Coscinodiscus radiatus*	*Parala siberica*	*Solium exsculptum*	*Stephanopyxis* sp.	*Hemiaulus* sp.	*Coscinodiscus* sp.	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus morsianus* sp.	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Trinacria excavata*	*Trinacria regina*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
9,9 / 9,8	6/10-02 No. 10				A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	20	4	19	2	53	183	25	126	18	7	12	486	7
8,8 / 7,4	6/10-02 No. 9		Vaerum		R	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	2	3	-	-	2	4	3	-	15	4
1,2 / 0,3	6/10-02 No. 8			-	A	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	2	2	4	2	-	7	15	1	204	10	8	49	7	3	3	322	11
-0,55 / -3,4	6/10-02 No. 7				A	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	1	2	-	5	1	4	-	7	-	41	47	3	33	34	6	230	9	5	11	442	14
-4,25 / -4,35	6/10-02 No. 6	Ølst	upper		C	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	2	1	-	-	-	8	-	-	-	27	2	1	-	4	7	14	1	8	-	76	9
-4,55 / -4,65	6/10-02 No. 5		Haslund		A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	-	-	-	2	2	1	-	115	-	-	6	-	27	-	-	11	66	27	49	10	6	10	356	11
-5,10 / -5,20	6/10-02 No. 4				A	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	2	-	-	1	1	7	1	131	4	-	5	-	73	2	-	*	54	22	41	1	1	4	360	15
-5,7 / -5,8	6/10-02 No. 3				A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16	3	8	1	5	12	-	-	-	-	16	1	5	14	2	3	2	-	2	76	50	19	-	16	12	47	16	12	13	9	360	20
-6,15 / -6,25	6/10-02 No. 2		lower	Stolleklint	A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	7	-	8	-	-	4	-	1	11	9	-	-	6	2	103	45	16	-	11	8	37	39	14	19	8	350	15
-11 / -14	6/10-02 No. 1		Haslund	Clay	A	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	17	9	-	7	-	-	-	-	-	-	15	-	-	3	1	-	90	12	8	-	-	2	-	157	11	-	-	-	13	9	2	7	4	369	13
-19,55	10/07-92 No. 8				A	M(*)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	4	-	60	-	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	5	10	-	-	-	2	5	5	4	3	115	8
↑	10/07-92 No. 3				A	M(*)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	4	-	-	-	3	2	3	7	-	-	-	-	-	11	19	9	-	4	-	14	37	7	4	3	155	12
-19,75	10/07-92 No. 1				A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21	-	13	-	-	-	-	-	9	13	18	17	-	4	2	32	41	10	13	4	203	11
-22 / -23,10	May 1995 02	Holmehus	-	-	A	M	38	11	9	4	11	4	36	53	-	-	-	-	26	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	47	-	-	-	-	-	-	-	29	6	-	292	12
-23,10 / -24,25	May 1995 01		-	-	A	M	44	21	12	6	19	2	31	42	-	-	-	-	19	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	39	-	-	-	-	-	-	-	35	12	-	293	12
							82	32	21	10	30	6	67	95	3	22	2	17	54	17	23	5	8	1	5	29	14	108	2	1	51	9	27	146	34	268	12	10	69	309	473	167	9	339	373	240	658	164	111	71	4194	

R: rares (1-25), C : communes (26-100), A : abondantes (> 100)

M : moulages, E : épigénie, (*) fragments du frustule sur les moulages

Tableau 4.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons des Formations Holmehus et Ølst à Ølst.

| Position (m) | n°échantillon | Formation | Membre | Unité | Abondance des diatomées pyritisées | Préservation des diatomées pyritisées | *Hemiaulus inaequiaterus* | *Hemiaulus incurvus* | *Odontropis klavensii* | *Triceratium abyssorum* | *Triceratium* cf. *tesselatum* | *Triceratium gracilium* | *Trinacria aries* | *Trinacria simulacrum* | *Coscinodiscus antiquus* | *Stellarima* sp. | *Arachnoidiscus indicus* | *Coscinodiscus argus* | *Trinacria pileolus* | *Triceratium heibergii* | *Actinoptychus splendens* | *Pterotheca ?* sp. | *Odontella* mobiliensis | *Odontropis cristata* | *Rhizosolenia* sp. | *Actinoptychus senarius* | *Sheshukovia flos* | *Stellarima primalabiata* | *Sheshukovia cellulosa* var. *simbirskiana* | *Goniothecium* sp. | *Stellarima microrias* | *Stephanogonia danica* | *Trinacria heibergii* | *Stephanopyxis turris* | *Coscinodiscus radiatus* | *Paralia sibirica* | *Solium exsculptum* | *Stephanopyxis* sp. | *Hemiaulus* sp. | *Coscinodiscus* sp. | *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* | *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* | *Coscinodiscus morsianus* sp. | *Fenestrella antiqua* | *Hemiaulus elegans* | *Trinacria excavata* | *Trinacria regina* | Diatomées triangulaires non-identifiables | Diatomées circulaires non-identifiables | Diatomées non-identifiables | **Nombre total de diatomées comptées** | **Diversité des espèces** |
|---|---|---

Tableau 4.3 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons de la Formation Ølst à Hinge.

Position (m)	n°échantillon	Formation	Membre	Unité	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Triceratium heibergii*	*Odontella* sp. 1	*Stephanopyxis turris*	*Paralia sibirica*	*Paralia sibirica* var. laevis	*Stephanopyxis* sp.	*Hemiaulus* sp.	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Trinacria excavata*	*Trinacria regina*	*Trigonium* sp. 1	*Coscinodiscus moelleri* var. *macroporus*	*Stephanopyxis* sp. 5	*Odontropis carinata*	*Gonothecium odontella*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
-0,45 -0,55	12/04-82 Nr. 9				C	P	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	2	-	-	-	67	2	-	78	3
-0,60 -0,70	12/04-82 Nr. 8				A	P	-	-	-	-	-	-	11	11	-	-	30	29	5	-	55	12	2	4	132	39	6	336	9
-0,75 -0,85	12/04-82 Nr. 7				A	P	-	-	96	-	-	-	-	4	-	-	-	4	5	-	-	-	-	-	15	1	-	125	4
-1,30 -1,40	12/04-82 Nr. 5		Upper	-	A	P	-	-	42	70	105	2	24	136	-	-	-	29	11	-	2	-	-	-	34	18	25	498	9
-1,90 -2,00	12/04-82 Nr. 3		Haslund		-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-2,55 -2,65	12/04-82 Nr. 1	Ølst			-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-3,55 -3,65	04/07-82 Nr. 10				-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-4,20 -4,30	04/07-82 Nr. 9				C	P	-	-	-	-	-	-	4	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	40	-	51	2
-6,70 -6,80	04/07-82 Nr. 4		Lower	Stolleklint	C	P	6	2	-	-	-	-	-	-	8	9	-	-	-	2	-	-	-	-	6	2	-	35	5
-7,70 -7,80	04/07-82 Nr. 2		Haslund	Clay	C	P	-	-	-	-	-	-	-	9	2	-	3	-	-	-	-	-	-	-	3	59	-	76	3
							6	2	141	70	105	2	39	165	10	9	33	62	25	2	59	12	2	4	259	161	31	1199	

R: rares (1-25), C : communes (26-100), A : abondantes (> 100) P : moulages oxydés, M : moulages, E : épigénie, (*) fragments du frustule sur les moulages

Tableau 4.4 : Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons de la Formation Ølst à Hinge.

Position (m)	n°échantillon	Formation	Membre	Unité	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Triceratium heibergii*	*Odontella* sp. 1	*Stephanopyxis turris*	*Paralia sibirica*	*Paralia sibirica* var. laevis	*Stephanopyxis* sp.	*Hemiaulus* sp.	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Trinacria excavata*	*Trinacria regina*	*Trigonium* sp. 1	*Coscinodiscus moelleri* var. *macroporus*	*Stephanopyxis* sp. 5	*Odontropis carinata*	*Gonothecium odontella*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
-0,45 -0,55	12/04-82 Nr. 9				C	P	-	-	3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,1	-	2,6	-	-	-	85,9	2,6	-	100,0	3
-0,60 -0,70	12/04-82 Nr. 8				A	P	-	-	-	-	-	-	3,3	3,3	-	-	8,9	8,6	1,5	-	16,4	3,6	0,6	1,2	39,3	11,6	1,8	100,0	9
-0,75 -0,85	12/04-82 Nr. 7				A	P	-	-	76,8	-	-	-	-	3,2	-	-	-	3,2	4,0	-	-	-	-	-	12,0	0,8	-	100,0	4
-1,30 -1,40	12/04-82 Nr. 5		Upper	-	A	P	-	-	8,4	14,1	21,1	0,4	4,8	27,3	-	-	-	5,8	2,2	-	0,4	-	-	-	6,8	3,6	5,0	100,0	9
-1,90 -2,00	12/04-82 Nr. 3		Haslund		-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-2,55 -2,65	12/04-82 Nr. 1	Ølst			-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-3,55 -3,65	04/07-82 Nr. 10				-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
-4,20 -4,30	04/07-82 Nr. 9				C	P	-	-	-	-	-	-	7,8	9,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,9	78,4	-	100,0	2
-6,70 -6,80	04/07-82 Nr. 4		Lower	Stolleklint	C	P	17,1	5,7	-	-	-	-	-	-	22,9	25,7	-	-	-	5,7	-	-	-	-	17,1	5,7	-	100,0	5
-7,70 -7,80	04/07-82 Nr. 2		Haslund	Clay	C	P	-	-	-	-	-	-	-	11,8	2,6	-	3,9	-	-	-	-	-	-	-	3,9	77,6	-	100,0	3

R: rares (1-25), C : communes (26-100), A : abondantes (> 100) P : moulages oxydés, M : moulages, E : épigénie, (*) fragments du frustule sur les moulages

4.3.3.1. Diatomées présentes dans la coupe d'Ølst

Les résultats des comptages sont donnés dans les tableaux 4.1 (nombre d'individus comptés et diversité des espèces) et 4.2 (abondances relatives des espèces observés). L'ensemble des échantillons étudiés contient des diatomées pyritisées (de 15 à 486 individus). L'échantillon 6/10-02 est l'échantillon le plus riche en terme de diversité d'espèces. En effet, il contient 20 espèces différentes. La préservation des diatomées pyritisées est excellente dans l'ensemble des échantillons traités à l'exception des deux échantillons de la Formation Holmehus.

Formation Holmehus

Les deux échantillons analysés contiennent des diatomées pyritisées, le nombre d'individus comptés étant de 292 et 293. Toutes les diatomées observées sont des moulages internes. Des frustules ou fragments de ceux-ci préservés par épigénie n'ont pas été observés. Ces deux échantillons sont considérés comme riches en terme d'abondance (plus de 290 individus) et en terme de diversité d'espèces (12 espèces identifiées dans les deux échantillons).

Les espèces observées dans les deux échantillons sont identiques. Les diatomées abondantes sont *Hemiaulus inaequilaterus*, *Trinacria aries* et *Trinacria simulacrum*. Le genre *Coscinodiscus* est également abondant. Cependant, les spécimens du genre *Coscinodiscus* n'ont pu être identifiés jusqu'au niveau spécifique en raison de l'absence de préservation de structures internes ou externes des frustules. En outre, les moulages n'étaient pas caractéristiques d'espèces particulières. Les autres diatomées présentes sont par ordre décroissant d'abondance relative : *Hemiaulus incurvus*, *Trinacria pileolus*, *Odontropis klavensii*, *Triceratium* cf. *tesselatum*, *Triceratium heibergii*, *Triceratium abyssorum* et *Triceratium gracilium*.

Formation Ølst – Membre Haslund

Les diatomées pyritisées du Membre Haslund de la Formation Ølst sont dans l'ensemble d'une excellente préservation. Seul l'échantillon 6/10-02 ne contient que des moulages internes. Tous les autres échantillons contiennent des moulages internes avec ou sans partie du frustule préservé par épigénie et des valves entières préservées par épigénie. Les échantillons 06/10-02 n°1, 4 et 7 sont les plus remarquables. En effet, ils contiennent au minimum 360 individus dont plus de 90 % sont préservés par épigénie. Les assemblages sont composés de 8 à 20 espèces différentes. Par conséquent, ce membre est considéré comme le plus riche.

Les diatomées les plus abondantes, c'est-à-dire dont l'abondance relative est supérieure à 10 %, ou qui ont une présence régulière dans les échantillons étudiés sont par ordre alphabétique *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, *Hemiaulus elegans*, *Paralia siberica*, *Stellarima primalabiata*, *Trinacria excavata* et *Trinacria regina*. D'une importance stratigraphique avérée (e.a. King, 1983, 1990 ; Mitlehner 1994, 1996 ; Mudge &

Copestake, 1992a), signalons la présence (de 2 à 7,5 %) de l'espèce *Fenestrella antiqua*.

Formation Ølst - Membre Værum

Les diatomées pyritisées des échantillons 06/10-02 n°8 et 10 sont pour la plupart d'une excellente préservation. En effet ces deux échantillons contiennent des moulages internes avec ou sans partie du frustule préservé par épigénie et des valves entières préservées par épigénie. De plus, ils contiennent respectivement 322 et 486 individus comptés ce qui leur confère une importance majeure. Précisons que seulement quatre et sept espèces ont été identifiées respectivement dans les échantillons 06/10-02 n°10 et 8. Par contre, le troisième échantillon, 06/10-02 n°9, est pauvre ; il contient seulement 15 individus dont 4 espèces reconnues.

Les diatomées les plus abondantes dans les trois échantillons sont par ordre d'abondance décroissante *Fenestrella antiqua*, *Trinacria regina* et *Hemiaulus* sp. Absente dans l'échantillon 06/10-02 n°9, l'espèce *Hemiaulus elegans* atteint 37,3 % d'abondance relative dans l'échantillon 06/10-02 n°10. Les autres espèces présentes dans le Membre Værum mais de manière irrégulière et avec de faibles abondances relatives sont par ordre alphabétique : *Coscinodiscus radiatus* ; *Paralia siberica*, *Solium exsculptum* et *Trinacria excavata*.

4.3.3.2. Diatomées de la coupe de Hinge

Les résultats obtenus lors de l'analyse des échantillons prélevés en 1982 dans la coupe de Hinge sont décevants. Ces résultats sont exprimés dans les tableaux 4.3 et 4.4. La préservation de la pyrite et des diatomées est de très mauvaise qualité. D'une part, la pyrite est fortement oxydée et corrodée rendant l'attribution des corpuscules à des microfossiles très délicate. D'autre part, plus de 95 % des spécimens observés sont uniquement des moulages internes qui en raison de l'état très altéré de la pyrite sont souvent indéterminables. Par exemple dans les échantillons n°04/07-82 n°2 et 9, 12/04-82 n°8 et 9, de 50 à 90 % de corpuscules pyritisés déterminés comme étant des diatomées ne sont pas identifiables.

Trois échantillons ne contiennent pas de pyrite et aucune diatomée, même en silice, n'a été observée. Concernant les autres échantillons, le nombre d'individus pyritisés comptés va de 35 à 498 et le nombre d'espèces reconnues par échantillon est compris entre 2 et 9. Plus précisément, seulement deux échantillons (12/04-82 n°5 et 8) contiennent plus de 300 individus comptés et au minimum 9 espèces différentes identifiées. De plus, il est nécessaire de préciser que l'échantillon n°8 contenant 336 diatomées est constitué de l'ordre de 50 % de diatomées triangulaires et circulaires non-identifiables. En conclusion, un seul échantillon (12/04-82 n°5) livre des résultats utilisables.

Cette faible qualité de préservation, principalement des moulages internes fortement oxydés et corrodés, est étonnante si l'on considère que les échantillons prélevés en 2002 dans la même lithologie argileuse du même intervalle stratigraphique à Ølst, seulement distant de deux kilomètres de Hinge, ont par contre livré des assemblages de diatomées épigénitisées dont la préservation est excellente. Etant donné que les deux sites étudiés présentent les mêmes caractéristiques paléoenvironnementale et sédimentologique, cette différence de qualité de préservation ne peut être liée à des conditions de sédimentation et de diagenèse (Heilmann-Clausen, comm. pers). Le problème provient certainement de l'altération actuelle produite depuis le prélèvement des échantillons. D'après Heilmann-Clausen (comm. pers.), la pyrite de la Formation Ølst s'altère et s'oxyde très facilement en quelques semaines voire quelques jours et nécessite des conditions particulières de stockage (température inférieure à 4°C). Prélevés en 1982, les échantillons de Hinge ont eu, en plus de vingt ans, largement le temps de subir les effets de l'altération détruisant ainsi la pyrite et les diatomées pyritisées. Ce problème a été rencontré également lors de l'étude des coupes du Cap d'Ailly et les dégâts importants engendrés par cette altération actuelle ont pu y être prouvés.

Les résultats obtenus correspondent à des thanatocénoses qui ne reflètent absolument pas les biocénoses originelles. C'est la raison pour laquelle ils ne sont pas utilisés dans des buts biostratigraphique et paléoenvironnemental dans ce travail. Leur seul intérêt est de donner un complément d'information partiel quant aux espèces de la Formation Ølst (Fig. 4.9, rectangles verts).

4.3.4. Discussion et conclusion

Les Formations Holmehus et Ølst à Ølst livrent suffisamment de diatomées pour supporter des interprétations biostratigraphiques. Les résultats sont présentés d'une part dans la figure 4.9 sous la forme de présence/absence d'espèces où l'ensemble des espèces identifiées est indiqué. D'autre part, les distributions verticales des taxons les plus importants stratigraphiquement sont illustrées à la figure 4.10. Les espèces sélectionnées sur cette figure 4.10 ont été choisies pour leur intérêt stratigraphique, dans le Bassin de la Mer du Nord et ses bassins borduriers (e.a. King, 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner 1994, 1996 ; Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; Van Eetvelde et al., 2004). Les diatomées, qui ont un grand intérêt dans la stratigraphie du Bassin de la Mer du Nord et sur lesquelles des biozones reposent (King, 1983, Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner 1996), sont *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri, Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* et *Fenestrella antiqua*. Elles permettent de distinguer les Formations Sele et Balder de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (chapitre 1).

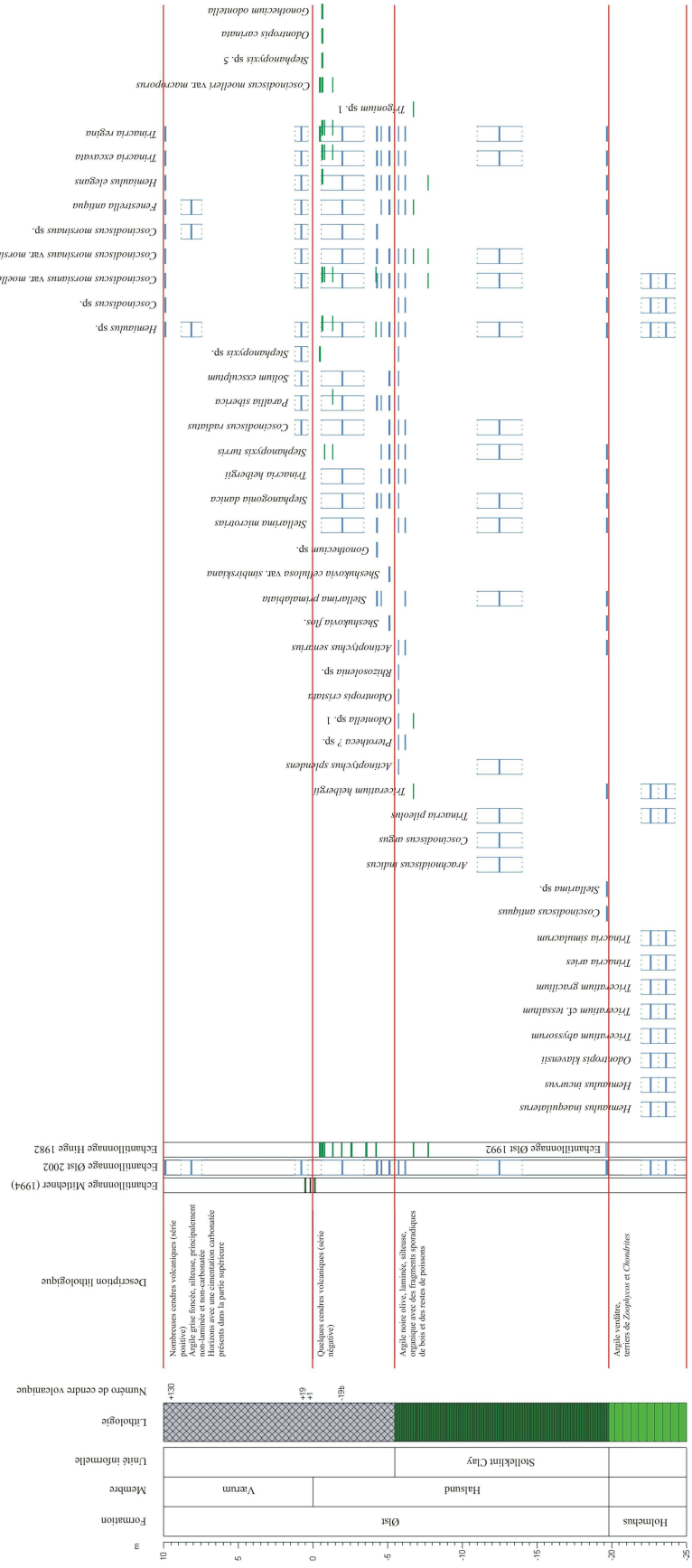


Figure 4.9 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les Formations Holmehus et Ølst des coupes d'Ølst (rectangles bleus) et Hinge (rectangles verts). (lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques)

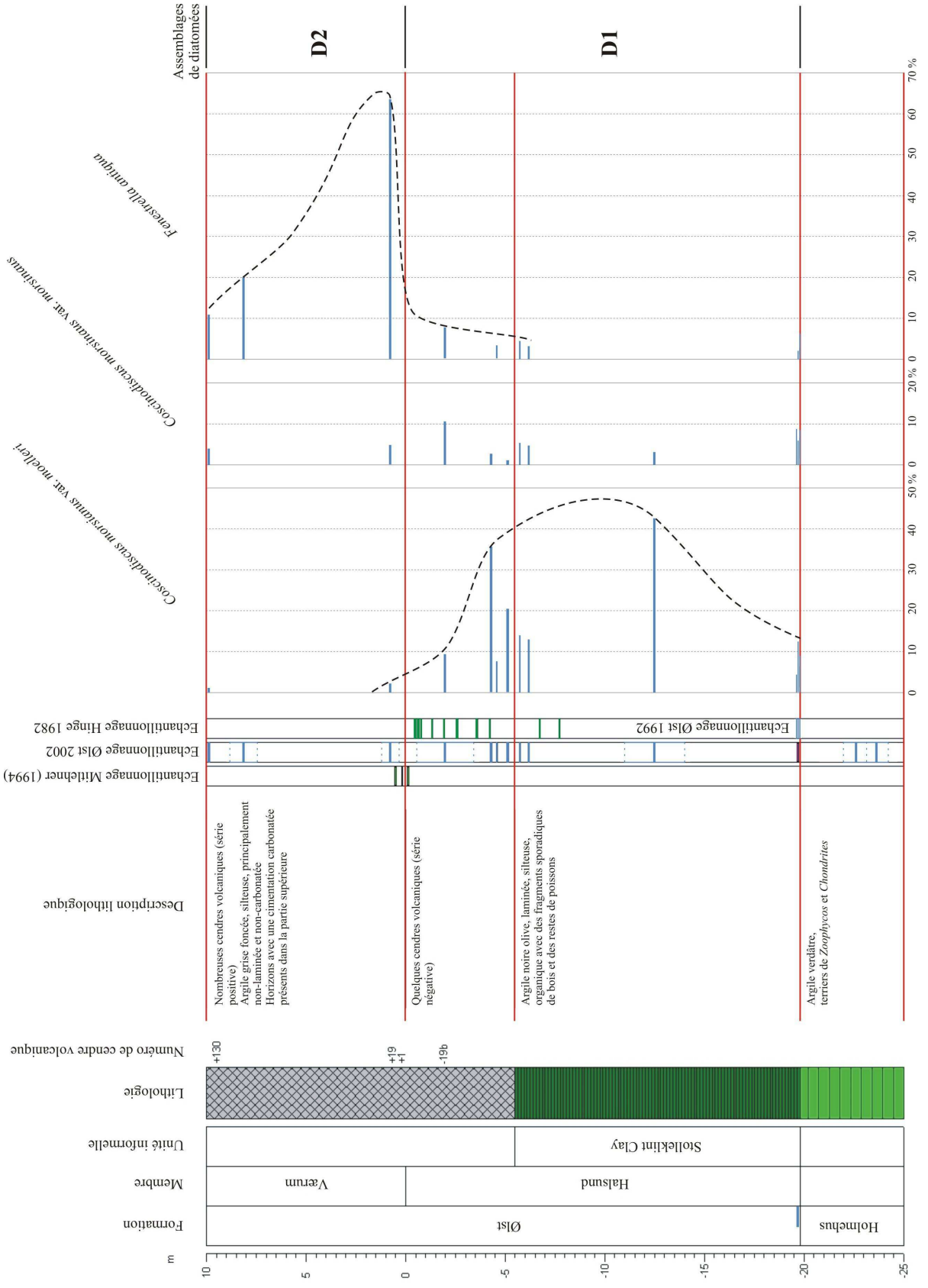


Figure 4.10 : Distribution verticale des abondances relatives des taxons présentant un intérêt biostratigraphique. Les abondances de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Fenestrella antiqua* délimitent les zones D1 et D2. (lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques)

4.3.4.1. Zones de diatomées

Zone D0 de la Formation Holmehus

Les espèces *Hemiaulus inaequilaterus*, *Trinacria aries* et *Trinacria simulacrum* sont abondantes (de 10,6 à 18, 2 %) dans les échantillons de la Formation Holmehus et absentes dans la Formation Ølst (Tableau 4.2, Fig. 4.9). Elles apparaissent être des taxons clés du point de vue biostratigraphique. De plus faibles abondances relatives (0,7 à 7,2 %), les espèces *Hemiaulus incurvus*, *Odontropis klavensii*, *Triceratium abyssorum*, *Triceratium cf. tesselatum* et *Trinacria gracilium* ont néanmoins un intérêt stratigraphique étant donné qu'elles sont seulement présentes dans la Formation Holmehus. Par contre, les espèces *Trinacria pileolus* et *Triceratium heibergii* sont deux espèces présentes en faible quantité dans le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur (Fig. 4.9) et n'ont à priori aucune importance stratigraphique.

Ces données permettent d'établir une corrélation avec la zone *Hemiaulus inaequilaterus* de Gombos (1976) reprécisée par Fenner (1985). La zone *Hemiaulus inaequilaterus* a été définie pour l'Hémisphère Nord. C'est une zone d'association (Thierry, dans Rey (1997)), caractéristique du Paléocène supérieur et plus ou moins équivalente à la zone NP8 de Martini (1971). La base de cette zone *Hemiaulus inaequilaterus* est caractérisée par la première occurrence de celle-ci et son sommet n'est pas défini avec exactitude. Les espèces caractéristiques présentes également dans cette zone sont : *Hemiaulus incurvus*, *Trinacria simulacrum*, *Triceratium cf. tesselatum*, *Triceratium gracilium* et *Trinacria aries*.

Il apparaît avec évidence que l'assemblage observé dans la Formation Holmehus à Ølst possède les mêmes caractéristiques que la zone à Hemiaulus *inaequilaterus* (Gombos, 1976 ; Fenner, 1985). Les présences d'*Odontropis klavensii* et de *Triceratium abyssorum* dans notre assemblage constituent les seules différences avec la zone *Hemiaulus inaequilaterus*. En fait, les descriptions des zones de diatomées de Gombos (1976) et Fenner (1985) précisent seulement les espèces caractéristiques de celles-ci. Les absences d'*Odontropis klavensii* et de *Triceratium abyssorum* dans leurs descriptions sont probablement liées au fait que Gombos (1976) et Fenner (1985) les ont considérées comme accessoires et par conséquent ne les ont pas mentionnées dans leurs descriptions.

Cet assemblage ne semble pas avoir d'équivalent latéral en pyrite dans la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. A notre connaissance, cet assemblage n'a jamais été observé fossilisé en pyrite à quelques endroits que ce soit, et sa description dans la Formation Holmehus constitue sa première occurrence. Dans le cadre de notre étude biostratigraphique des diatomées pyritisées, cet assemblage est attribué à une zone de type association (Thierry, dans Rey (1997)) et porte le nom provisoire de D0 (Fig. 4.11). Elle est caractérisée par la présence d'*Hemiaulus inaequilaterus*, *Trinacria aries* et *Trinacria simulacrum*.

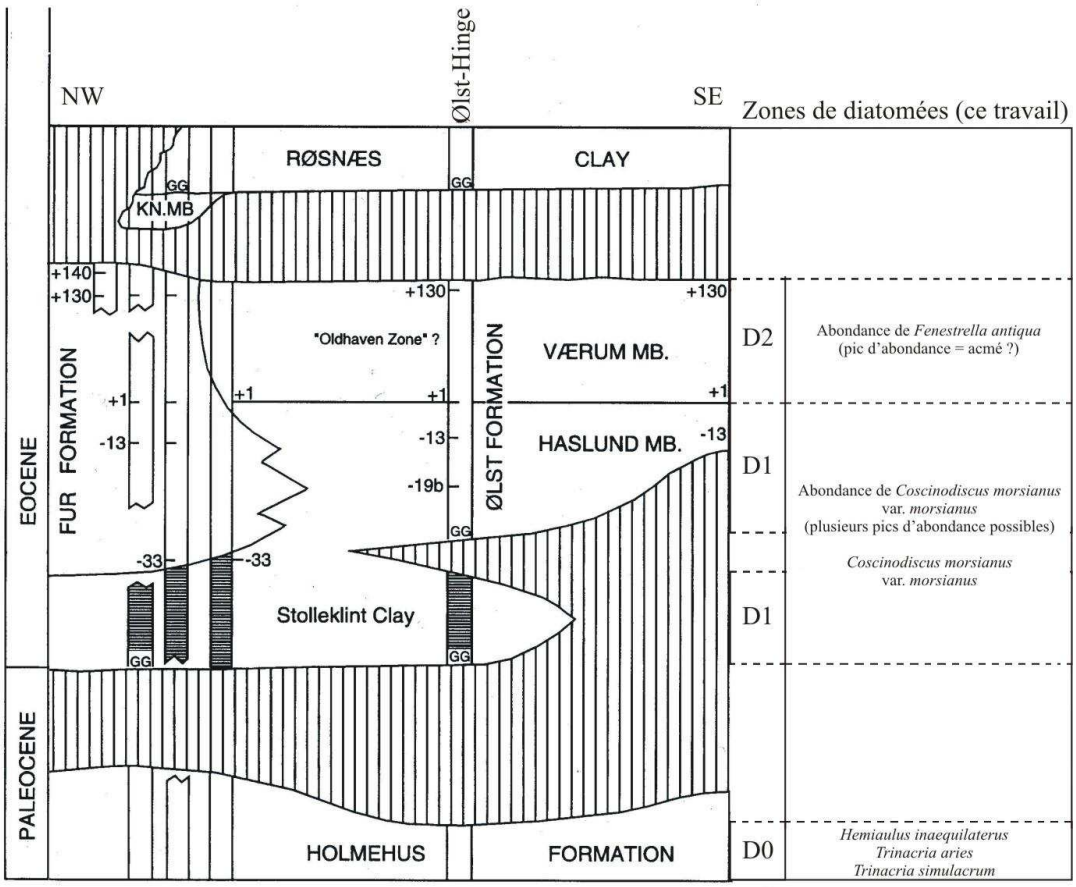


Figure 4.11 : Assemblages de diatomées observés à Ølst et Hinge et distribution stratigraphique des hiatus et des Formations Holmehus et Ølst au Danemark (Modifié d'après Beyer et al. 2001).

Zones D1 et D2 de la Formation Ølst

Les assemblages observés dans la Formation Ølst ont une composition totalement différente de l'assemblage contenu dans la Formation Holmehus. Les espèces de l'assemblage D0 ne sont plus présentes dans la Formation Ølst à l'exception de l'occurrence de deux espèces *Trinacria pileolus* et *Triceratium heibergii*. Les associations sont assez homogènes dans les différentes unités de la Formation Ølst. En effet, les taxons *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, *Fenestrella antiqua*, *Hemiaulus elegans*, *Trinacria excavata* et *Trinacria regina* sont présents de manière régulière dans les trois unités lithostratigraphiques de la Formation Ølst. Seules les espèces *Stellarima primalabiata* et *Stellarima microtrias* semblent être restreintes au Membre Haslund. Néanmoins des différences importantes apparaissent dans les abondances relatives des espèces (Fig. 4.10) dont l'importance stratigraphique est prouvée dans le Bassin de la Mer du Nord. Il s'agit des espèces *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Fenestrella antiqua* qui déterminent de manière assez nette deux zones différentes de type zone d'abondance (Thierry, dans Rey, 1991). La première zone, D1, est observée dans le Membre Haslund et la deuxième, D2, dans le Membre Værum (Fig. 4.11).

La première zone de diatomées, D1, est caractérisée par l'abondance (de 7,6 à 42,5 %) de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*. Plusieurs pics d'abondance sont reconnus dans les échantillons 6/10-02 n°1 (42,5 %), 6/10-02 n° 4 (20,3 %) et 06/10-02 n°6 (35,5 %). L'autre espèce caractéristique de cet assemblage est *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, présente de manière régulière (de 0,6 à 10,6 %). *Fenestrella antiqua* est en revanche plus sporadique et son abondance ne dépasse jamais les 4,5 % à l'exception de l'échantillon 6/10-02 n°7 (7,5 %) situé à proximité de la limite entre l'assemblage D1 et D2. L'assemblage D1 est observé dans le Membre Haslund (Fig. 4.11).

La seconde zone de diatomées, D2, est caractérisée par l'abondance (de 10,9 à 63,4 %) de *Fenestrella antiqua*. Un pic d'abondance est reconnu. Il est situé au niveau de l'échantillon 6/10-02 n°8 dans lequel l'espèce *Fenestrella antiqua* atteint une abondance relative de 63,4 %. Les taxons *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* sont encore présents dans certains niveaux mais à de très faibles pourcentages (0 à 3,9 %) et tendent à disparaître. Cet assemblage est observé dans le Membre Værum (Fig. 4.11).

Les espèces *Actinoptychus senarius* et *Paralia siberica* ne sont pas à prendre en compte dans l'étude biostratigraphique étant donné qu'elles sont liées à des conditions paléoenvironnementales particulières. L'espèce *Paralia siberica* est liée à un milieu estuarien (Van der Werff & Huls, 1976 ; Zong, 1997 ; Oreshkina, 2000) et l'espèce *Actinoptychus senarius* est typique de milieu saumâtre à l'époque de l'Eocène (Van der Werff & Huls, 1976). Les autres taxons, *Coscinodiscus antiquus*, *Arachnoidiscus indicus*, *Coscinodiscus argus*, *Actinoptychus splendens*, *Pterotheca* ? sp., *Odontella mobiliensis*, *Odontropis cristata*, *Rhizosolenia* sp., *Sheshukovia flos*, *Sheshukovia cellulosa* var. *simbirskiana*, *Goniothecium* sp., *Stephanogonia danica*, *Trinacria heibergii*, *Stephanopyxis turris*, *Coscinodiscus radiatus* et *Solium exsculptum* sont présents de manière irrégulière ou/et en faible quantité dans la Formation Ølst. Etant donné, qu'ils n'ont, d'après la bibliographie, aucune importance stratigraphique, ils sont considérés comme accessoires et ne sont pas représentés à la figure 4.10. Par contre, leurs extensions sont indiquées à la figure 4.9 et le nombre des individus comptés ainsi que leurs abondances relatives figurent dans les tableaux 4.1 et 4.4.

4.3.4.2. Datations et corrélations stratigraphiques

Dans la carrière d'Ølst, la Formation Holmehus est dépourvue de dinoflagellés et n'a pas été datée stratigraphiquement (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). Néanmoins, les dinokystes dans d'autres sections équivalentes latéralement indiquent invariablement un âge Thanétien pour la partie supérieure de la Formation Holmehus (Nielsen et al., 1999). L'étude des diatomées de la Formation Holmehus nous amène à confirmer cet âge Thanétien. En effet, l'assemblage D0 observé dans la Formation Holmehus correspond à la zone *Hemiaulus inaequilaterus* de Gombos (1976) et Fenner (1985) datée du Thanétien.

Dans la figure 4.12, je propose un parallèle entre les assemblages de diatomées pyritisées du Bassin Danois et les biozonations de King (1983) adaptées par Mitlehner (1996), établies pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. La biozone NSP4 de King (1983) est définie à sa base par la première apparition de *Fenestrella antiqua* et à son sommet par l'acmé de cette diatomée. Mitlehner (1996) a divisé cette biozone en deux parties : NSP4a et NSP4b (Fig. 1.15). La sous-zone NSP4a est caractérisée par l'abondance élevée et le premier acmé de *Coscinodiscus morsianus* var *moelleri* (Fig. 1.15). La sous-zone NSP4b est définie par l'abondance élevée et l'acmé de *Fenestrella antiqua* (Fig. 1.15). Etant donné la distribution de ces deux espèces (Fig. 4.10) dans la coupe d'Ølst, les Membres Haslund et Værum sont attribués respectivement aux zones NSP4a et NSP4b. De plus, ces flores de diatomées sont caractéristiques des Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord (King 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner, 1994, 1996) (chapitre 1). D'une part, l'abondance élevée et l'acmé de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* constituent les caractéristiques principales de la flore de diatomées présente dans la Formation Sele. D'autre part, l'abondance élevée et l'acmé de *Fenestrella antiqua* marquent la Formation Balder de la Mer du Nord. Les corrélations stratigraphiques entre les Formations du Bassin Danois et du Bassin de la Mer du Nord peuvent ainsi être précisées (Fig. 4.12). Etant donné la prédominance dans l'assemblage D1 de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, le Membre de Haslund correspond latéralement à la Formation Sele du Bassin de la Mer du Nord. A Ølst, l'abondance élevée de *Fenestrella antiqua* est enregistrée dans le Membre Værum (partie supérieure de la Formation Ølst) ; le pic d'abondance (63,4 %), probable acmé, est situé au niveau de l'échantillon 6/10-02 n°8. Par conséquent, le Membre Værum correspond latéralement à la Formation Balder. Ces corrélations des Membres Haslund et Værum respectivement aux Formations Sele et Balder établies par l'examen des assemblages des diatomées pyritisées confirment les corrélations déjà existantes établies par des comparaisons lithologiques (e.a. Heilmann-Clausen et al., 1985 ; Danielsen & Thomsen, 1997), chronostratigraphiques (e.a. Beyer et al., 2001), et micropaléontologiques (dinokystes) (Heilmann-Clausen, 1982, 1985; Beyer et al., 2001).

Il est intéressant de comparer la position de la C.I.E., critère de reconnaissance de la limite P/E (Luterbacher et al., 2000), avec mes assemblages de diatomées pyritisées. D'après Heilmann-Clausen & Schmitz (2000), la base de la C.I.E. est probablement située à la base de l'Unité Stolleklint Clay et la base de l'étage Yprésien classique est située au sommet de la Formation Ølst (Heilmann-Clausen, 1994). Elle est par conséquent située dans la zone de diatomées D1, caractérisée par l'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri.* Plus précisément, il apparaît que la base de l'Eocène est localisée en-dessous des pics d'abondances de cette espèce et certainement largement en-dessous du pic d'abondance de *Fenestrella antiqua* présent dans le Membre Værum. L'espèce *Fenestrella antiqua* ne peut donc pas être utilisée comme Mitlehner l'avait suggéré (1996) pour repérer la base de l'Eocène et la limite P/E. En conclusion, la base de l'Eocène est située dans la zone D1 (ce travail) correspondant à la zone NPS4a de Mitlehner (1994, 1996). L'étude des sites français

du Cap d'Ailly et de Saint-Josse où la C.I.E. a été localisée précisément confirmera ces interprétations (chapitre 5).

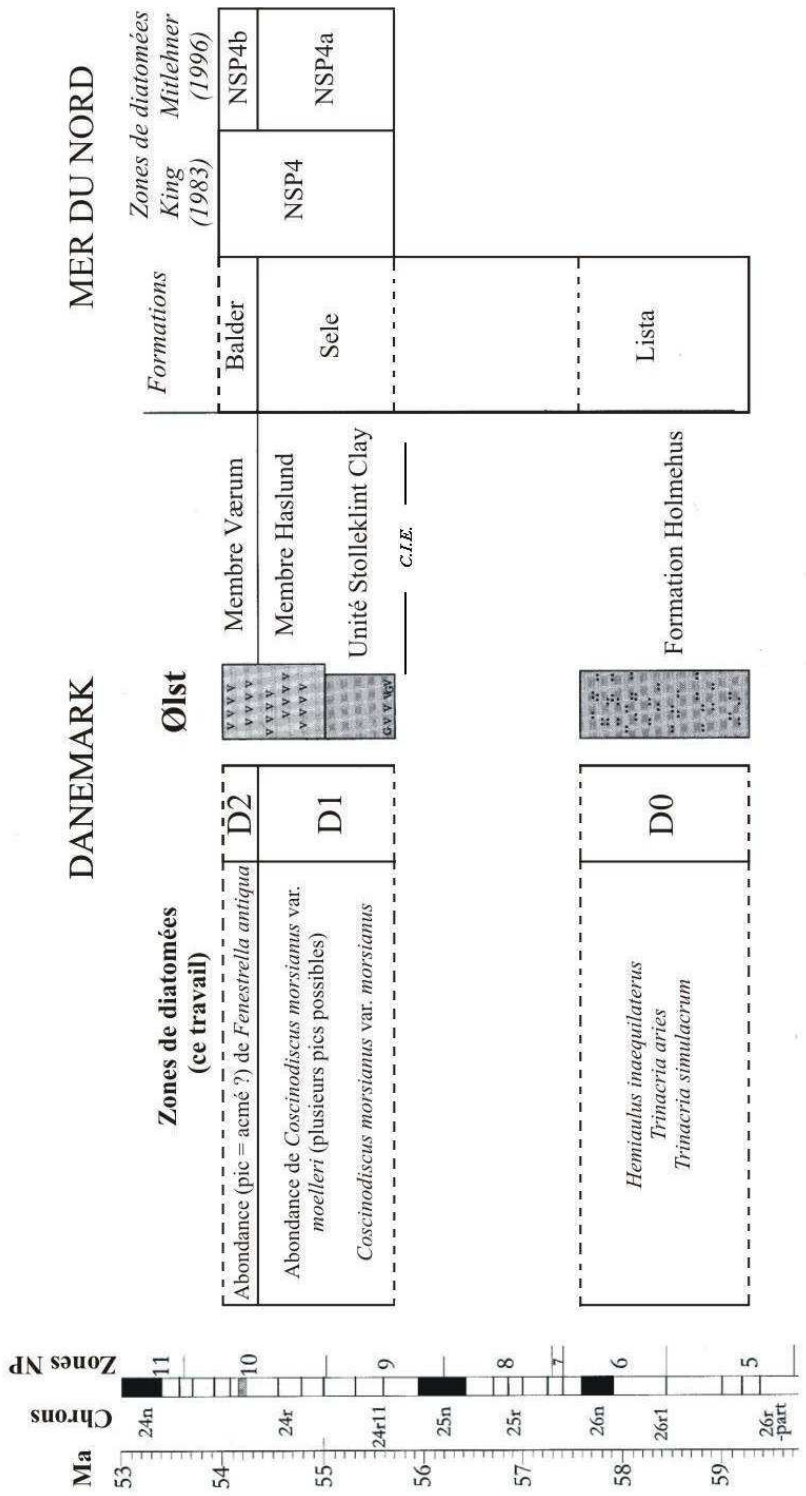


Figure 4.12 : Assemblages de diatomées observées dans le cadre de cette étude dans les formations danoises. Corrélations des formations danoises avec les formations équivalentes stratigraphiquement de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (Limite entre les Formations Sele et Lista d'après Knox & Holloway, 1992). La limite P/E est positionnée probablement à la base de l'Unité Stolleklint Clay (Beyer et al., 2001). (Modifié d'après Beyer et al., 2001) (C.I.E. datée à 55,8 Ma d'après Gradstein et al., 2004).

4.4. RUGÅRD, ALBÆKHOVED, ILE DE FUR, SILSTRUP et KONGSTRUP

Dans le but d'évaluer le potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique plus grand, l'analyse d'une vingtaine d'échantillons prélevés dans les formations listées ci-dessous ont été analysés. Les résultats sont présentés par site d'étude.

- Formation Æbolø (Paléocène supérieur) à Rugård,
- Formation Holmehus (Paléocène supérieur) à Albækhoved et Ølst,
- Formation Røsnæs Clay (Eocène inférieur) à Kongstrup, Albækhoved, Ile de Fur (Knudenklint),
- Formation Lillebælt Clay (Eocène inférieur à moyen) à Kongstrup.

Les échantillons, ayant servi de référence taxonomique, prélevés dans la Formation Fur (Eocène inférieur) dans les falaises de Stolleklint et Knudenklint sur l'Ile de Fur sont également brièvement présentés.

4.4.1. Rugård

Quatre échantillons prélevés à Rugård (localisation figure 2.1) dans les argiles de la Formation Æbelø le 27 octobre 1989 par le professeur Heilmann-Clausen ont été analysés. Leurs résultats sont présentés dans le tableau 4.5. Les échantillons n°s 7, 8 et 10 contiennent de rares corpuscules en pyrite. Les échantillons 27/10-89 n°8 et n° 10 livrent respectivement 5 et 9 fragments de moulages internes de diatomées en pyrite qui ne sont pas déterminables. Les échantillons 27/10-89 n°s 7 et 8 ont également livré des diatomées en silice. L'échantillon n°7 contient deux fragments de diatomées en silice non déterminables. L'échantillon n°8 contient par contre une chaîne de diatomées identifiable. Il s'agit de 3 valves de *Paralia siberica* (Planche n°30, figs. f-h) bien préservées. Cette espèce est caractéristique de milieux estuariens (Van der Werff & Huls, 1976 ; Zong, 1997 ; Oreshkina, 2000). L'échantillon n°14 est dépourvu de pyrite et de diatomées.

Tableau 4.5 : Echantillons de la Formation Æbelø à Rugård. Contenu en diatomées en pyrite et en silice.

Echantillons	Formation	Pyrite	Diatomées py	Diatomées si
27/10-89 n°14	Æbelø	néant	-	-
27/10-89 n°10		rare	9 (4 circulaires/5 triangulaires) n.i.*	-
27/10-89 n°8		rare	5 (1 circulaire/4 triangulaire) n.i.*	3 *Paralia* en chaîne
27/10-89 n°7		rare	-	2 fragments n.i.

n.i. = non identifiable, py = en pyrite, si = en silice

Des spicules d'éponges en silice ont été observés dans les échantillons n°s 8, 10 et 14. Ils sont communs dans les échantillons n°s 8 et 10 et rares dans l'échantillon n°14. Quelques spicules pyritisés sont par ailleurs présents dans l'échantillon n°10.

Etant donné la rareté des diatomées observées dans les quatre échantillons analysés, il est impossible de tirer des conclusions biostratigraphiques et paléoenvironnementales. Par contre, la présence de diatomées en pyrite et en silice dans trois échantillons met en évidence un potentiel intéressant pour de futures études plus détaillées de la Formation Æbelø.

4.4.2. Albækhoved

Provenant d'Albækhoved (localisation figure 2.1), deux échantillons de concrétions phosphatées de la Formation Holmehus et deux échantillons d'argiles de la Formation Røsnæs Clay (Eocène inférieur) ont été analysés. Leurs résultats sont donnés dans le tableau 4.6. Les échantillons de la Formation Holmehus ont livré, du moins pour un d'entre eux (échantillon 80 n°1), un assemblage de diatomées de composition minéralogique inhabituelle. Les diatomées y sont préservées en barytine (plus de détails, chapitre 3). Les deux échantillons de la Formation Røsnæs Clay contiennent de rares corpuscules en pyrite mais aucun ne s'est avéré être une diatomée. Aucune diatomée en silice n'a été mise en évidence dans les quatre échantillons.

Tableau 4.6 : Echantillons des Formations Holmehus et Røsnæs Clay à Albækhoved. Contenu en diatomées en pyrite, silice et barytine.

Echantillons	Age	Formation	Pyrite	Diatomées
R5 faciès n°1	Yprésien	Røsnæs Clay	rare	-
R4 faciès n°1			rare	-
95 n°1	Thanétien	Holmehus	néant	-
80 n°1			néant	**Oui en barytine**

L'assemblage de diatomées en barytine est composé d'individus appartenant aux genres *Coscinodiscus, Hemiaulus* et *Stellarima* (Planche 42, figs. a-f) et aux espèces *Hemiaulus elegans* (Planche 41, fig. a), *Paralia siberica* (Planche 41, fig. b), *Trinacria excavata* (Planche 41, figs. c-d) et *Trinacria regina* (Planche 41, figs. e-h). Les spécimens les plus abondants sont des moulages appartenant aux genres *Coscinodiscus* et *Stellarima* dont l'identification jusque l'espèce est impossible étant donné l'absence de préservation des structures du frustule.

Assemblage inhabituel de radiolaires

Dans le cadre de cette étude, l'échantillon 80 n°1 a livré un assemblage très inhabituel de radiolaires. Il s'agit du même échantillon qui a livré l'assemblage exceptionnel de moulages de diatomées en célestobarytine décrit au point 3.3.3 de ce travail. L'échantillon 80 n°1 a été prélevé dans une concrétion phosphatée présente dans les argiles de la Formation Holmehus à Albækhoved. Il contient des radiolaires, en célestobarytine, dont certains sont des nouvelles espèces de la classe des Phaeodaires.

L'assemblage de radiolaires est constitué entre autres de deux nouvelles espèces de Medusetta (Fig. 4.13)*, Medusetta danica et Medusetta densicostata, de la famille des Medusettidae (comm. pers. Paulian Dumitrica, spécialiste de l'écologie et de la biostratigraphie des radiolaires, Université de Lausanne, Suisse). De tels radiolaires sont vraiment rares à l'état fossile. D'autres spécimens appartenant cette fois au genre Euphisetta ont été également observés dans cet échantillon. D'après Dumitrica (comm. pers.), ils appartiennent à une nouvelle espèce. Deux autres spécimens d'une nouvelle espèce de Protocystis, appartenant à la famille des Challengeridae, ont été également mis en évidence. Une étude détaillée de cet échantillon est en cours.*

Les fossiles de Phaeodaires sont très rares (Hollis, Dumitrica, comm. pers.). Les plus anciens restes de Phaeodaires sont datés du Cénomanien-Maastrichtien inférieur (deux espèces). Seulement trois autres espèces ont été décrites dans le Crétacé supérieur, plus précisément dans le Campanien-Maastrichtien inférieur du Japon et dans le Maastrichtien du sud-ouest du Pacifique. Les fossiles de Phaeodaires sont encore plus rares dans le Paléogène. Une seule espèce de Phaeodaires est décrite dans l'Eocène supérieur de la Mer de Norvège. Les autres Phaeodaires sont seulement connus depuis le Miocène. En conséquence, l'assemblage contenu dans l'échantillon d'Albaekhoved contient les seuls Phaeodaires connus du Paléocène et est le plus riche de tout le Paléogène (Dumitrica & Van Eetvelde, en cours).

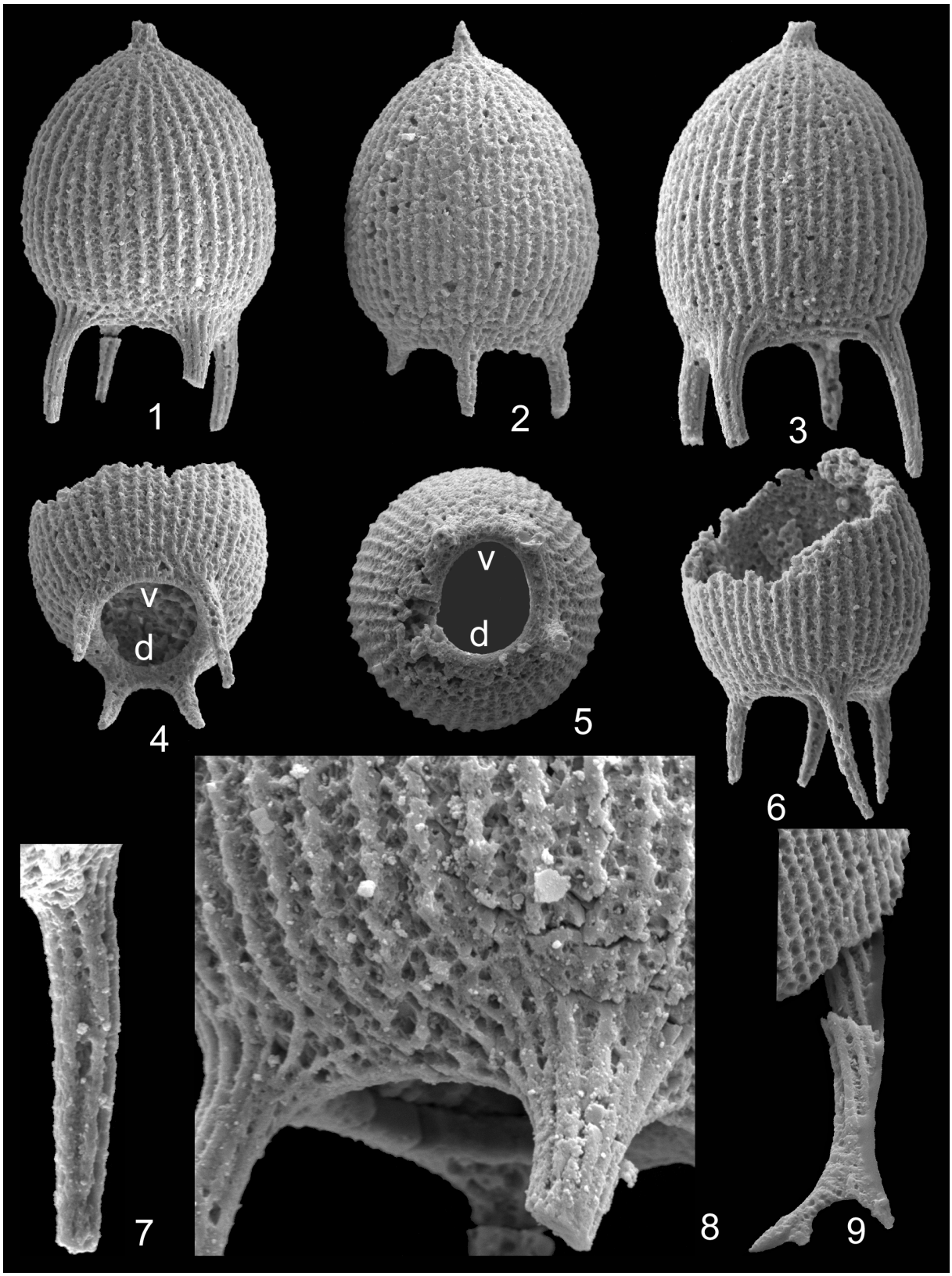


Figure 4.13 : 1.8. ***Medusetta danica*** **n. sp. ; 1, holotype, vue latérale, x600 ; 2-3, paratypes, vues latérales, x600 ; 4, paratype, vue ventro-orale montrant la distance la plus grande entre les deux pieds ventraux (v) qu'entre les pieds dorsaux (d), x600 ; 6, le même exemplaire que Fig. 4, vue latérale, x600 ; 7, détail d'un pied d'un paratype, x2000 ; 8, détail de la surface de la coquille et des pieds du holotype, x2000. Fig. 9.** ***Medusetta densicostata*** **n.sp., détail d'un pied. (Dumitrica & Van Eetvelde, en cours).**

4.4.3. Ile de Fur (Stolleklint et Knudenklint)

Les deux falaises qui forment la côte nord de l'Ile de Fur, Stolleklint et Knudenklint (localisation Fig. 2.1 & Fig. 4.14), exposent ensemble l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, représenté par l'Unité Stolleklint Clay (partie supérieure) de la Formation Ølst et la Formation Fur sus-jacente. La partie inférieure de la succession affleure à Stolleklint et la partie supérieure est exposée à Knudenklint. Ces formations sont par ailleurs surmontées par la Formation Røsnæs Clay (Yprésien) à Knudenklint. Sur l'Ile de Fur, la Formation Røsnæs Clay a une épaisseur de 6 à 7,5 m (Heilmann-Clausen et al., 1985). La partie inférieure de cette formation est composée du Membre Knudshoved. Ce dernier est constitué de 2 m d'argile silteuse, gris foncé, contenant de la pyrite et possède une couleur d'altération jaunâtre, recouvert de 2 m d'argile verdâtre de granulométrie plus fine. Une rangée de nodules silicifiés est disposée juste au-dessus de la base du Membre Knudshoved. La limite inférieure avec la Formation Fur est nette. Elle est interprétée comme représentant un hiatus mineur (Heilmann-Clausen, 1982) étant donné que les 6 m supérieurs de la Formation Fur contenant les lits de cendres volcaniques +135 à +140 sont absents. Il n'est pas cependant pas tout à fait exclu que le développement moins complet de la partie sommitale de la Formation Fur à Knudenklint soit du à des phénomènes glacio-tectoniques.

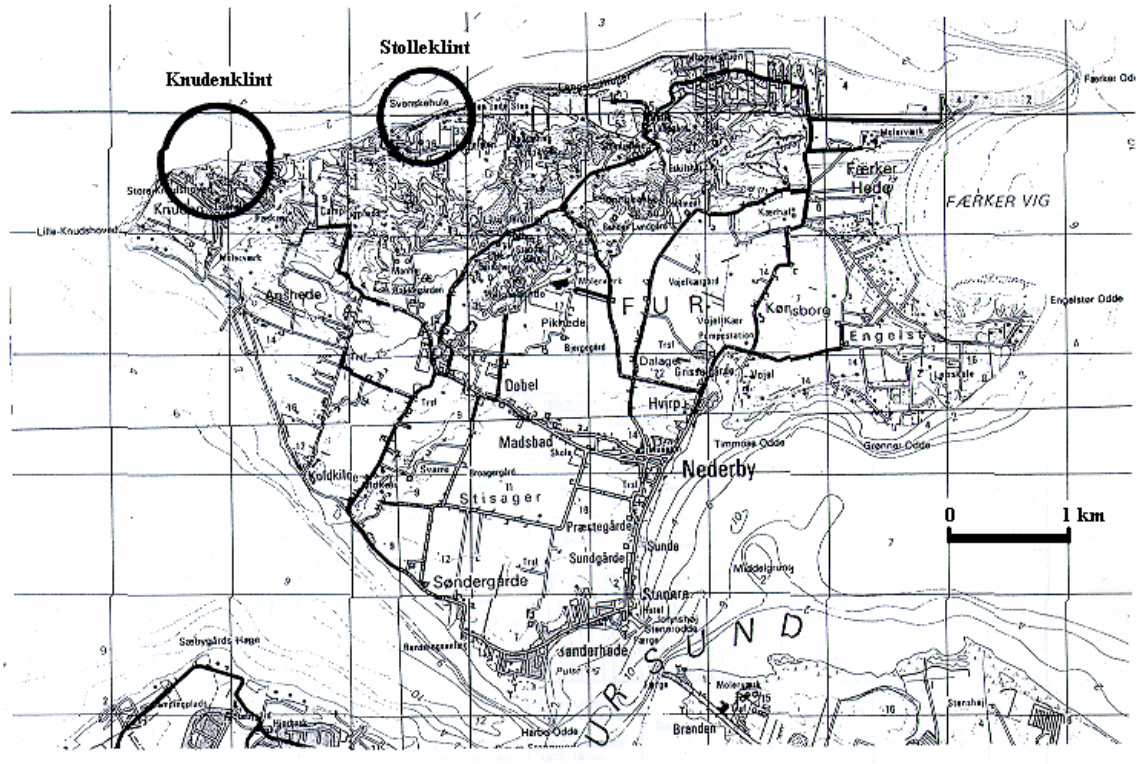


Figure 4.14 : Localisation de Stolleklint et Knudenklint (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999).

4.4.3.1. Stolleklint

Comme la plupart des affleurements du Paléocène supérieur et de l'Eocène au Danemark, la falaise de Stolleklint expose des couches déformées par la tectonique glaciaire (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). La structure tectonique observée est illustrée à la figure 4.15 (Gry, 1965). L'affleurement montre un ensemble de couches avec un pendage vers le nord-ouest. Dans la partie orientale de la falaise, les couches ont été retournées par l'avancée d'un glacier venant du nord-est et forment un synclinal couché (Fig. 4.15). Dans la partie occidentale de l'affleurement, une brèche glaciotectonique est exposée à approximativement 3,5 m de l'épaisse cendre volcanique blanche -33.

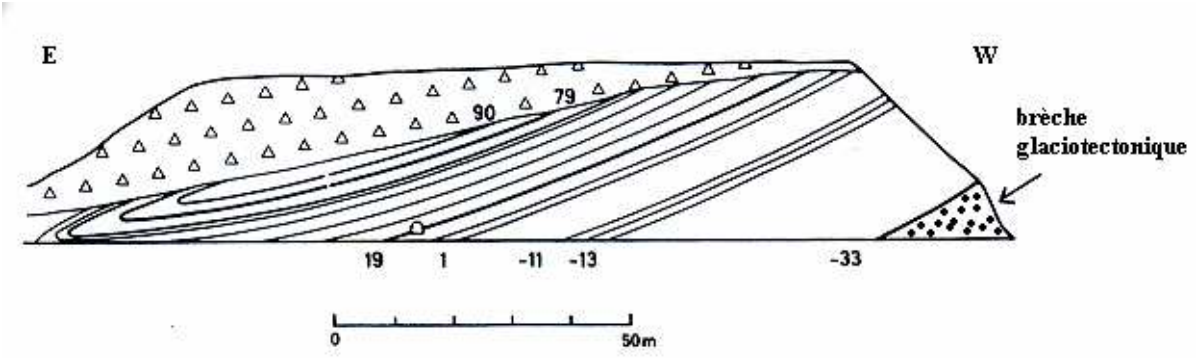


Figure 4.15 : Coupe de Stolleklint (d'après Gry, 1965).

Au dessus de la brèche tectonique, les 3,5 m supérieurs de l'Unité de Stolleklint Clay et 40 m de la Formation Fur sont exposés. La limite graduelle entre les deux unités est située près de l'épaisse cendre volcanique blanche -33.

Quatre échantillons prélevés en 1987 par le professeur Heilmann-Clausen dans la diatomite de la Formation Fur ont été analysés. Leurs positions sont précisées dans le tableau 4.7. Ces quatre échantillons ont livré de riches assemblages de diatomées préservées en silice. Ces assemblages ont été décrits et illustrés dans la monographie de Homann (1991). Ils m'ont servi de matériel de référence taxonomique pour l'identification des diatomées pyritisées enregistrées dans les autres sites étudiés.

Tableau 4.7 : Echantillons de Stolleklint analysés lors de cette étude.

Formation	Position et référence des échantillons de diatomites
Fur	07/10-87, cendre volcanique n°-17
	07/10-87, 5 m en dessous de la cendre volcanique n°-17
	07/10-87, 9 m en dessous de la cendre volcanique n°-17
	07/10-87, 12 m en dessous de la cendre volcanique n°-17

4.4.3.2. Knudenklint

La falaise de Knudenklint est un des plus longs affleurements de l'Ile de Fur. Il s'agit de la section type de la Formation Fur (Pedersen & Surlyk, 1983). Comparée à Stolleklint, la structure glaciotectonique est ici beaucoup plus complexe (Gry, 1941, 1965) (Fig. 4.16). Les déformations ont également été causées par la pression exercée par l'avancée de glaciers venant du nord-est. En particulier, la partie la plus inférieure des séries négatives près de la cendre volcanique -33 est intensément plissée. La cendre volcanique n°+130 est la cendre la plus jeune rencontrée dans cet affleurement. La Formation Røsnæs Clay est présente dans le cœur des synclinaux B et E (Fig. 4.16). La Formation Røsnæs Clay contient ici un membre local, le Membre de Knudshoved, situé entre la Formation Fur et l'Unité *Bed* R1 (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). Le Membre Knudshoved inclut un lit basal siliceux suivi d'une argile grise foncée riche en pyrite. Cette argile est cependant fortement altérée et la pyrite est transformée en jarosite (sulfate de fer et de potassium).

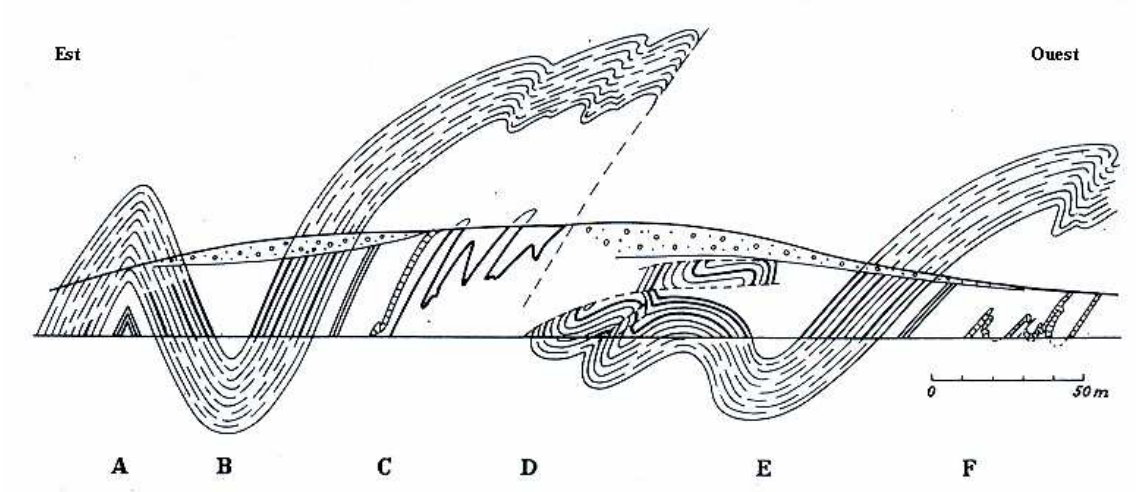


Figure 4.16 : Falaise de Knudenklint. Les traits épais représentent les cendres volcaniques majeures +118, +114, +79, +19 et entre C et D -13 et -33 (D'après Gry, 1965).

Cinq échantillons prélevés par le professeur Heilmann-Clausen en 2002 dans l'argile du Membre de Knudshoved ont été analysés. Les références des échantillons et les résultats obtenus sont précisés dans le tableau 4.8. Des corpuscules pyritisés ont été observés dans seulement deux échantillons. Cependant aucune diatomée pyritisée n'a été mise en évidence dans les cinq échantillons. L'échantillon CHC lab. 562 était censé contenir des diatomées pyritisées (Heilmann-Clausen, comm. pers.). L'absence de diatomées pyritisées est probablement liée à la taille de l'échantillon. Normalement 75 à 100 g par échantillon sont traités. La quantité de matière des cinq échantillons variait seulement entre 10 et 15 g environ par échantillon. Cette taille trop petite des échantillons peut expliquer les résultats négatifs (absence de diatomées).

Tableau 4.8 : Echantillons de Knudenklint analysés et résultats.

Formation	Membre	Référence des échantillons	Pyrite	Diatomées
Røsnæs Clay	Knudshoved	18/05-02 n°11	présente	-
		18/05-02 n°10	néant	-
		CHC lab.604	néant	-
		CHC lab.562	néant	-
		CHC lab.539	rare	-

4.4.4. Silstrup

La falaise de Silstrup dans l'extrémité nord-ouest du Danemark (Fig. 2.1) montre à l'affleurement la partie sommitale de la Formation Fur. La Formation Fur présente ici ses 10 m supérieurs dont les lits de cendres volcaniques supérieures à + 130 rarement exposés (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). Trois échantillons prélevés en 1987 par le professeur Heilmann-Clausen dans la diatomite de la Formation Fur ont été analysés. Leur succession est précisée dans le tableau 4.10. Ces trois échantillons ont livré de riches assemblages de diatomées préservées en silice. Ces assemblages ont été décrits et illustrés dans la monographie de Homann (1991). Ils me servent de matériel de référence taxonomique pour l'identification des diatomées pyritisées des autres sites étudiés. Des exemples de diatomées en silice de la diatomite de la Formation Fur font l'objet de la planche 46 en annexe avec leurs microanalyses correspondantes.

Tableau 4.9 : Echantillons de Silstrup analysés lors de cette étude.

Formation	Position et référence des échantillons de diatomites
Fur	06/10-87, juste en dessous de la cendre volcanique n°+138
	06/10-87, juste en dessous de la cendre volcanique n°+129
	06/10-87, juste en dessous de la cendre volcanique n°+118

4.4.5. Kongstrup

Afin d'évaluer le potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique plus large que le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur, deux échantillons prélevés dans les argiles de la Formation Lillebælt Clay (Eocène inférieur à Eocène moyen) ont été analysés. Leurs références et les résultats obtenus sont précisés dans le tableau 4.9. Les deux échantillons contiennent des corpuscules pyritisés. Parmi ceux-ci des microfossiles ont pu être reconnus. Il s'agit de spicules d'éponges (respectivement 21 et 51 dans les échantillons CHC lab. 365 et 367) et de radiolaires (respectivement 4 et 9 dans les échantillons CHC lab. 365 et 367). Cette fois encore, la quantité de matière des trois échantillons était de l'ordre de 10 à 15 g, au lieu de 75 à 100 g, ce qui peut expliquer le faible nombre de microfossiles pyritisés. Aucune diatomée n'a été observée dans ces échantillons. Etant donné la présence de spicules et de radiolaires, organismes à l'origine en silice au même titre que les

diatomées, il est probable que des diatomées puissent être également fossilisées en pyrite dans la Formation Lillebælt Clay.

Tableau 4.10 : Echantillons de Kongstrup analysés et contenus en diatomées, spicules et radiolaires.

Echantillons	Formation	Pyrite	Diatomées	Spicules py	Radiolaires py
CHC lab.367	Lillebælt Clay	rare	-	59	4
CHC lab.365		rare	-	21	9
CHC lab.604	Røsnæs Clay	néant	-	-	-
CHC lab.562		néant	-	-	-
CHC lab.539		rare	-	rares	-

py = en pyrite

Trois échantillons de la Formation Røsnæs Clay ont été analysés (Tableau 4.10). Des corpuscules pyritisés ont été observés dans un seul échantillon (CHC lab. 539) mais ils n'ont aucun caractère de microfossiles.

4.5. CONCLUSION

Les 60 m de diatomites de la Formation Fur ont été abondamment étudiés par divers chercheurs en raison de l'exceptionnelle préservation des macro- et microfossiles qu'elle livre. Les diatomées en silice y ont été abondamment décrites et illustrées. Par contre son équivalent latéral, la Formation Ølst, généralement moins épaisse, est connue pour être pauvre en diatomées et constituée d'argiles dépourvues de niveaux de diatomites (Nielsen, 1997). L'exceptionnelle préservation des fossiles dans la Formation Fur est la raison pour laquelle les équivalents latéraux argileux ne présentant pas de diatomites mais de soi-disant rares diatomées pyritisées pauvrement préservées n'ont jamais été étudiées de manière approfondie. Ce travail montre au contraire que les sédiments de la Formation Ølst livrent des diatomées pyritisées bien préservées entre autre par épigénie et en quantité suffisante justifiant des études paléontologiques et biostratigraphiques. Le mode de fossilisation particulier de ces diatomées restitue de plus une biocénose proche de l'originelle (chapitre 3).

Les assemblages de diatomées pyritisées des Formations Holmehus et Ølst, à Ølst et Hinge, ont été étudiés de manière approfondie. Trois zones de diatomées de type association (D0) et abondance (D1 et D2) ont été observées. La zone D0 est caractérisée par la présence des espèces *Hemiaulus inaequilaterus*, *Trinacria aries* et *Trinacria simulacrum*. Elle est établie dans la Formation Holmehus. La zone D1 est caractérisée par l'abondance (pics multiples) du taxon *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*. La zone D2 est caractérisée par l'abondance et le probable acmé de l'espèce *Fenestrella antiqua*. Ces zones D1 et D2 sont respectivement délimitées dans les Membres Haslund et Værum.

La zone D0 est corrélable avec la zone *Hemiaulus inaequilaterus* de Gombos (1976) et Fenner (1985). Elle confirme l'âge Thanétien de la Formation Holmehus. Les zones D1 et D2 sont corrélables aux biozonations de King (1983, 1990), adaptées par Mitlehner (1994, 1996) et par croisement aux biozones de Martini (1971) fondées sur le nannoplancton calcaire. Le Membre Haslund est corrélé à la zone NSP4a de Mitlehner (1996) et NP9 de Martini (1971). Le Membre Værum est corrélé à la zone NSP4b de Mitlehner (1996) et NP10 de Martini (1971). D'après ces assemblages de diatomées, les Membres Haslund et Værum sont corrélés respectivement aux Formations Sele et Balder de la Mer du Nord. Ces corrélations établies à l'aide des assemblages de diatomées pyritisées confirment les corrélations déjà établies par d'autres études portant sur des comparaisons lithologiques, téphrostratigraphiques, chronostratigraphiques et micropaléontologiques. Les zones de diatomées pyritisées observées et les corrélations établies entre les formations danoises et les Formations de la Mer du Nord sont illustrées à la figure 4.12. En conclusion, les diatomées pyritisées du Bassin Danois prouvent leur utilité au niveau stratigraphique pour les sédiments d'âge Paléocène supérieur et Eocène inférieur et livrent les mêmes résultats que les diatomées siliceuses validant ainsi ma méthode.

Au Danemark, deux assemblages de diatomées de nature exceptionnelle ont été mis en évidence. En effet, des moulages internes de diatomées constitués de (célesto-) barytine ont été récoltées dans des concrétions phosphatées de la Formation Holmehus à Albækhoved et dans des concrétions carbonatées de la Formation Ølst à Ølst (chapitre 3). Il s'agit de la première mention de tels moulages.

Un assemblage exceptionnel de radiolaires préservés en célestobarytine a également été mis en évidence. Cet assemblage a été observé dans un niveau de concrétions phosphatées de la Formation Holmehus à Albækhoved. Son caractère exceptionnel vient du fait qu'il contient les seuls *Phaeodaires* connus du Paléocène et est le plus riche de tout le Paléogène.

CHAPITRE 5 : AILLY ET SAINT-JOSSE (BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE)

5.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL ET OBJECTIFS

5.1.1. Bassin de Dieppe-Hampshire

A la fin du Paléocène, la Mer du Nord occupe une baie peu profonde qui pénètre presque dans le Bassin de Paris. Les dépôts laguno-marins sont conservés non seulement dans les Bassins Belge et de Londres mais aussi dans le Bassin de Dieppe-Hampshire centré sur la Manche orientale (Figs. 1.2 et 5.1). Le Bassin de Dieppe-Hampshire forme une baie étroite dans laquelle sont seulement enregistrés les maximum d'inondation des transgressions majeures. Ces conditions sont responsables du développement dans le Bassin de Dieppe-Hampshire de dépôts discontinus, de variations de faciès régionales importantes, de longs, fréquents et irréguliers hiatus, de rares dépôts franchement marins et, au contraire, de dépôts de faciès continentaux et saumâtres très fréquents (Dupuis & Thiry, 1998).

Quatre transgressions principales sont connues dans le Paléocène et l'Eocène inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire : au Danien, au Thanétien, au *"Sparnacien"* et à l'Yprésien. Les transgressions thanétienne et yprésienne sont les plus importantes. Elles se sont étendues sur l'entièreté du Bassin de Dieppe-Hampshire et ont atteint le Bassin de Paris. Entre ces deux transgressions, des variations complexes du niveau marin ont permis le développement de la transgression "sparnacienne" (Feugueur, 1963 ; Dupuis & Thiry, 1998).

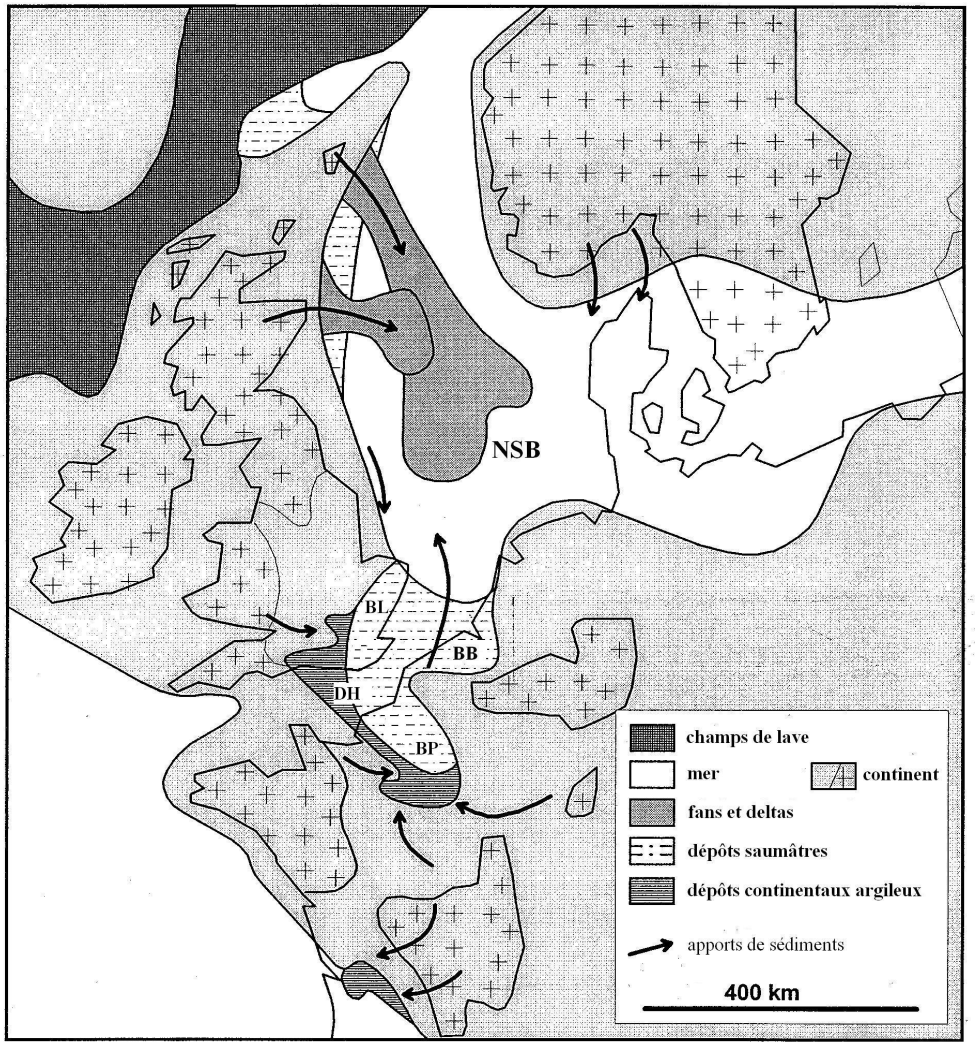


Figure 5.1 : Contexte paléogéographique du nord-ouest de l'Europe durant l'intervalle Paléocène/Eocène. Les Bassins de Dieppe-Hampshire (DH), Londres (BL) et Belge (BB) forment la baie méridionale du Bassin de la Mer du Nord (NSB) (Modifié d'après Dupuis & Thiry, 1998). (BP = Bassin de Paris)

Les dépôts continentaux *"sparnaciens"* riches en argiles sont présents sur les bordures méridionales, occidentales et du nord-ouest des Bassins de Dieppe-Hampshire et de Londres (Fig. 5.2). Les dépôts saumâtres et marins sont limités à une large baie dans la partie centrale de ces bassins. La paléogéographie du *"Sparnacien"* est fortement dépendante des structures tectoniques qui délimitent la distribution des séries continentales et saumâtres. Les structures tectoniques formant le cadre tectonique du Bassin de Dieppe-Hampshire ont été formées lors du cycle hercynien et sont classées suivant leurs orientations NW-SE ou SW-NE (Dupuis & Thiry, 1998).

Les structures tectoniques hercyniennes d'orientation NW-SE forment la bordure sud du Bassin de Dieppe-Hampshire qui délimite les plaines d'inondation dans laquelle les Argiles Plastiques bariolées se sont sédimentées (Thiry, 1981) (Fig. 5.2). Plus vers le nord, elles contribuent également à une large zone continentale, incluant les axes de l'Artois et du Brabant (Fig. 5.2), sur lequel les sables thanétiens se sont altérés et où la sédimentation *"sparnacienne"* se réduit à des chenaux fluviatiles sans aucun dépôts saumâtres (Gosselet, 1874 ; Leriche, 1912 ; Dupuis et al., 1985)

Les structures tectoniques hercyniennes d'orientation sud-ouest/nord-est forment la bordure nord-ouest du Bassin de Londres (Murray, 1992) et la bordure sud-est du Bassin de Paris (Fig. 5.2), confinant le dépôt des Argiles Plastiques kaoliniques (Thiry, 1981). Une autre structure d'orientation sud-ouest/nord-est forme un seuil entre les axes Artois et Bray séparant ainsi le Bassin de Dieppe-Hampshire du Bassin de Paris (Fig. 5.2) (Dupuis, 1979 ; Dupuis et al., 1984, Dupuis & Thiry, 1998).

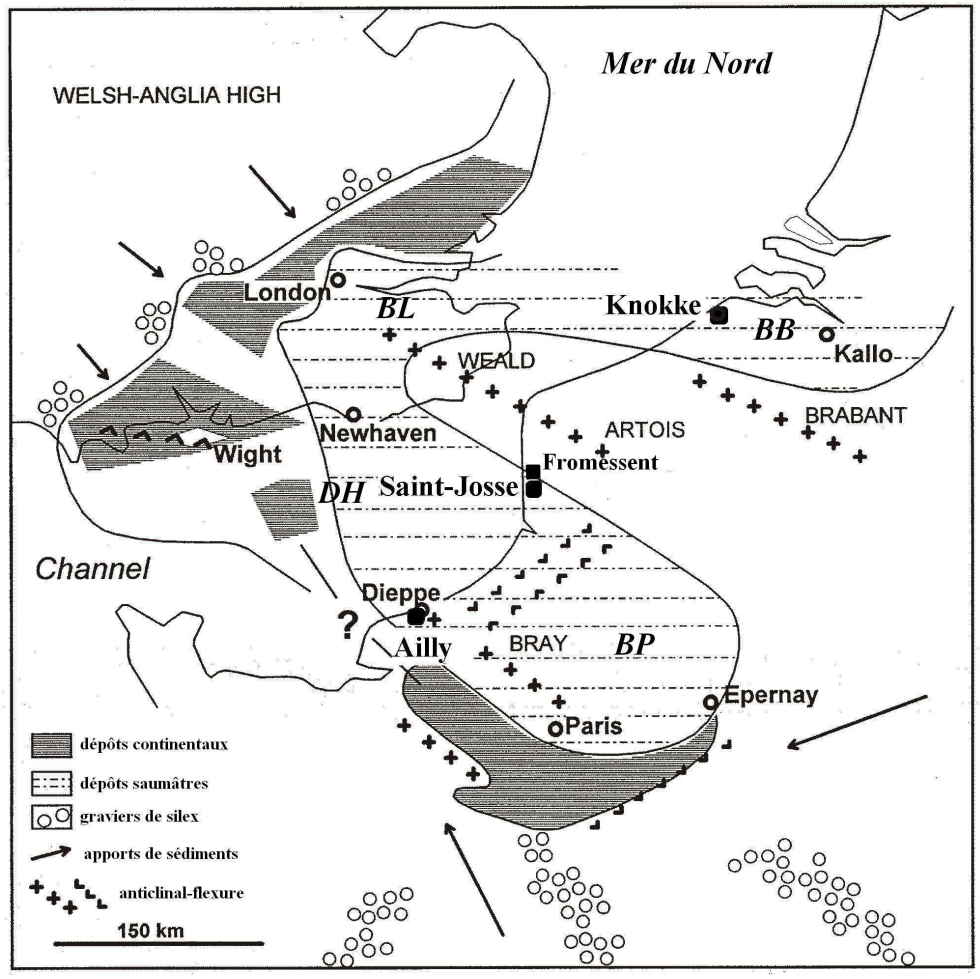


Figure 5.2 : Paléogéographie du Bassin de Dieppe-Hampshire (DH) durant l'intervalle Paléocène/Eocène. Les dépôts *sparnaciens* continentaux riches en argiles se sont déposés autour de la baie ″sparnacienne″. Les dépôts saumâtres et marins sont limités à une large baie de faible profondeur. Les structures tectoniques qui influencent la distribution des différents faciès sont indiquées. Les coupes du Cap d'Ailly et les sondages de Saint-Josse et de Knokke sont également localisés (Modifié d'après Dupuis & Thiry, 1998). (BP : Bassin de Paris, BL : Bassin de Londres, BB : Bassin Belge)

Les parties les plus profondes du bassin ont subi clairement des influences marines même si elles ne sont pas prédominantes. Les faciès saumâtres de faible profondeur d'eau s'étendent vers le nord, jusqu'à la Mer du Nord. Au nord du relief Artois-Brabant, les sondages de Knokke et Kallo traversent des faciès et des associations fossiles similaires à celles du Bassin de Dieppe-Hampshire (Dupuis et al., 1990). Le "*Sparnacien*" réfère à des bas niveaux marins relatifs (par comparaison avec le

Thanétien) car des mouvements de surrection plus ou moins locaux contribuent aussi à l'individualisation d'une large plateforme au bord sud de la Mer du Nord (Dupuis & Thiry, 1998). Ces mouvements sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Nord, associée à de larges émissions volcaniques, durant l'intervalle Paléocène/Eocène (Fig. 1.2) (Morton & Knox, 1990 ; Ziegler, 1990).

Des changements rapides de faciès latéraux et verticaux aboutissent à une distribution inégale des marqueurs biostratigraphiques dans les dépôts "*sparnaciens*" (Aubry, 1998). Ces derniers sont notoirement réputés pour leur difficulté de corrélation même à des distances d'une dizaine de kilomètres. Les corrélations ont d'abord été établies sur base de similarité lithologique en usant, autant que possible, du principe des cycles sédimentaires avec en support certains assemblages caractéristiques de mollusques (Feugueur, 1963). Basé sur une analyse détaillée des différents faciès (Thiry, 1981), un nouveau schéma s'est construit par additions de nouvelles découvertes biostratigraphiques (Aubry, 1998). Une histoire détaillée de ces étapes est donnée dans Cavelier (1987).

Trois groupes paléontologiques (charophytes, dinokystes et mammifères) ont contribué à améliorer, les corrélations stratigraphiques entre les dépôts *"sparnaciens"* du Bassin de Dieppe-Hampshire et leurs équivalents latéraux de même âge des Bassins de la Mer du Nord, de Paris, de Londres et Belge.

A notre connaissance, les diatomées n'ont jamais été utilisées explicitement dans les dépendances méridionales du Bassin de la Mer du Nord à des fins biostratigraphiques. Par contre leur présence a déjà été citée, entre autres par Bolin et al. (1982) et Bignot (1983). Bolin et al. (1982) dans une étude sédimentologique du sondage de Cuise-la-Motte (nord de la France) ont signalés des diatomées pyritisées (moulages internes et individus préservés par épigénie) dans le Cuisien (partie de l'Yprésien). Bignot (1983) a observé des moulages internes de diatomées pyritisées dans les lagunes sparnaciennes dans le nord de la France. Arguant du fait qu'il s'agit des plus anciens paléomilieux non franchement marins dans lesquels on connaît des diatomées, Bignot (1983) a prétendu que ces moulages internes sont des formes de transition entre les milieux marins et les milieux d'eau douces et qu'elles constituent une étape importante dans la conquête des eaux douces.

5.1.2. Objectifs

Pour rappel, la préservation des diatomées pyritisées des sédiments du Bassin de Dieppe-Hampshire a été étudiée. Cette partie est traitée précédemment dans le chapitre 3.

Après avoir démontré la faisabilité de l'étude des diatomées pyritisées et de leur potentiel stratigraphique (chapitres 3 et 4), l'étude des assemblages de diatomées du

Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire a pour objectifs :

- de réaliser une analyse biostratigraphique des assemblages de diatomées pyritisées des coupes représentatives des faciès sparnaciens du Cap d'Ailly et du sondage de Saint-Josse,

- de confirmer le potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans le Paléocène supérieur par l'analyse d'échantillons prélevés dans les unités stratigraphiques suivantes :

  - Unité Sables de Dieppe (Paléocène supérieur) à la Côte aux Hérons,
  - Unité Argile de Louvil (Paléocène supérieur) à Saint-Omer,

- de tenter des corrélations à courte distance entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Saint-Josse et des coupes du Cap d'Ailly,

- d'établir des corrélations avec les formations danoises (chapitre 4) et les Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord où les diatomées sont un outil biostratigraphique courant,

- le cas échéant, de préciser si des diatomées d'eau douce ou des formes de transition sont réellement présentes dans les chenaux fluviatiles et les dépôts continentaux et saumâtres des lagunes ″sparnaciennes″,

- de réaliser des interprétations paléoenvironnementales sur base de l'observation de certains taxons de diatomées.

Il a été choisi de commencer par les coupes du Cap d'Ailly qui exposent à l'affleurement l'une des successions les plus complètes des dépôts du "*Sparnacien*". Un tel choix présente l'inconvénient que ces coupes sont soumises aux agents atmosphériques et eaux de percolation. En conséquence, la pyrite présente dans les sédiments de ces coupes peut facilement s'altérer et se détruire par oxydation laissant augurer des préservations de diatomées pyritisées de qualité moyenne à très faible. Ces inconvénients ne sont pas rencontrés lors de l'étude d'un sondage ce qui justifie l'étude du sondage CC82 de Saint-Josse dans l'espoir d'y observer des diatomées pyritisées dans un excellent état de préservation. Le sondage de Saint-Josse a aussi été choisi car il montre une succession des faciès du Paléogène supérieur et de l'Eocène basal jusque l'Yprésien. Il comporte plusieurs unités, marines, saumâtres et continentales.

5.2. COUPES DU CAP D'AILLY

5.2.1. Localisation et contexte géologique

Les coupes du Cap d'Ailly exposent la succession la plus complète du Sparnacien du Bassin de Dieppe-Hampshire. Elles sont situées sur le sommet des falaises quelques 10 km à l'ouest de Dieppe (Fig. 5.2).

Les sections du Cap d'Ailly appartiennent au témoin de Varengeville qui est un des *outliers* du Cénozoïque utilisés pour dessiner le schéma stratigraphique de la figure 5.3. Ce schéma relie les affleurements du Cap d'Ailly, de Varengeville, de Dieppe et de Criel au vaste *outlier* de Montreuil, incluant Saint-Josse, en passant par celui de Saint-Valery-sur-Somme. Pour établir un lien avec les dépôts de l'intervalle P/E situé le plus au nord, cette coupe a été étendue jusqu'aux affleurements de Saint-Omer (Dupuis et al., 1998).

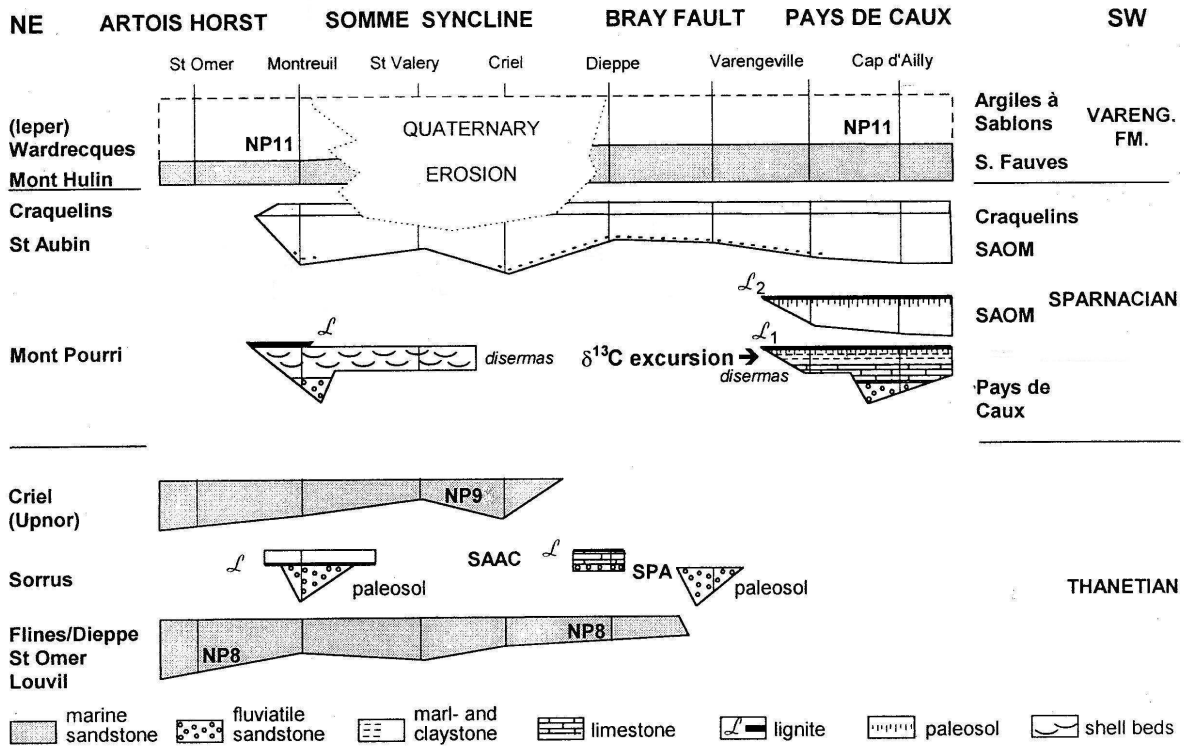


Figure 5.3 : Schéma stratigraphique de l'intervalle Paléocène-Eocène sur la côte française de la Manche (SE du Bassin de Dieppe-Hamshire) (Modifié d'après Dupuis et al., 1998) (légende dans le texte).

Sur la figure 5.3, les trois principaux types de faciès rencontrés sur la côte française dans le sud-est du Bassin de Dieppe-Hampshire sont distingués. Dans l'ordre stratigraphique, il s'agit des faciès thanétiens, *"sparnaciens"* et de la Formation de Varengeville (Dupuis et al., 1998). Les deux premiers types de faciès sont composés de sédiments marins et continentaux. Le troisième est entièrement marin.

Les faciès thanétiens comprennent deux phases transgressives principales marquées par des sables glauconieux marins. Ces phases transgressives sont séparées par un faciès continental-saumâtre prenant place dans de larges chenaux indiquant une chute drastique du niveau marin (Dupuis et al., 1998).

La première phase marine comprend les unités représentatives, Argile de Louvil, Tuffeau de Saint-Omer, Sables de Flines et de Sables de Dieppe qui appartiennent à la biozone NP8. Les faciès continentaux comprennent entre autres l'Unité Sorrus composée de sables fluviatiles, de lignites et d'argiles finement stratifiées. Le second ensemble transgressif comprend notamment l'Unité Sables de Criel (NP9). Cet ensemble peut être divisé en plusieurs unités transgressives plus petites dont les détails ne sont pas précisés ici étant donné que ces unités n'ont pas été étudiées dans le cadre de ce travail.

Les faciès "*sparnaciens*" sont caractérisés par des microfaciès reflétant une tendance générale de paléoenvironnements côtiers à saumâtres et marins. La première série de lits présents à la base du "*sparnacien*" a une dominance continentale. Ces lits sont caractérisés par des sables fluviatiles surmontés de calcaires sableux palustres-lacustres et des marnes contenant des associations de mollusques d'eau douce. Ensuite les deux unités connues sous le nom de Sables et Argiles à Ostracodes et Mollusques (SAOM) sont présentes. Ces deux Unités S.A.O.M. ont un caractère saumâtre-marin bien prononcé et sont composées d'une alternance de sables, silts, argiles et coquilles. La première Unité S.A.O.M., coiffée d'une couche de lignite (L_2), est limitée au Cap d'Ailly et à la partie ouest des falaises de Varengeville. La seconde Unité S.A.O.M. est plus marine et montre souvent des lits de calcaires indurés contenant des huîtres comme dans l'affleurement de Criel (Bignot, 1983). La dernière unité des faciès "*sparnaciens*" est composée d'argile glauconieuse marine. Appelée Unité des Craquelins, elle marque un retour à des environnements marins ouverts dans la région. La Formation de Varengeville est une unité transgressive établissant une homogénéisation des faciès dans toute la région.

5.2.2. Succession du Cap d'Ailly

La succession Paléocène-Eocène du Cap d'Ailly atteint une épaisseur de plus ou moins 50 m (Dupuis et al., 1998) détaillée ci-après et illustrée à la figure 5.4. Les Unités lithostratigraphiques du Cap d'Ailly se répartissent en deux ensembles, le "*Sparnacien*" (partie inférieure) et la Formation de Varengeville (partie supérieure) (Dupuis et al., 1998). La lithostratigraphie utilisée au cours de ce travail est celle décrite dans Dupuis et al. (1998). La nouvelle classification lithostratigraphique des dépôts sparnaciens proposée par Aubry et al. (2005) n'a pu être employée en raison de sa date de publication, c'est-à-dire après la défense de cette thèse. Néanmoins, la corrélation entre la classification lithostratigraphique de Aubry et al. (1995) et la lithostratigraphie détaillée dans Dupuis et al. (1998) est proposée à la figure 5.4.

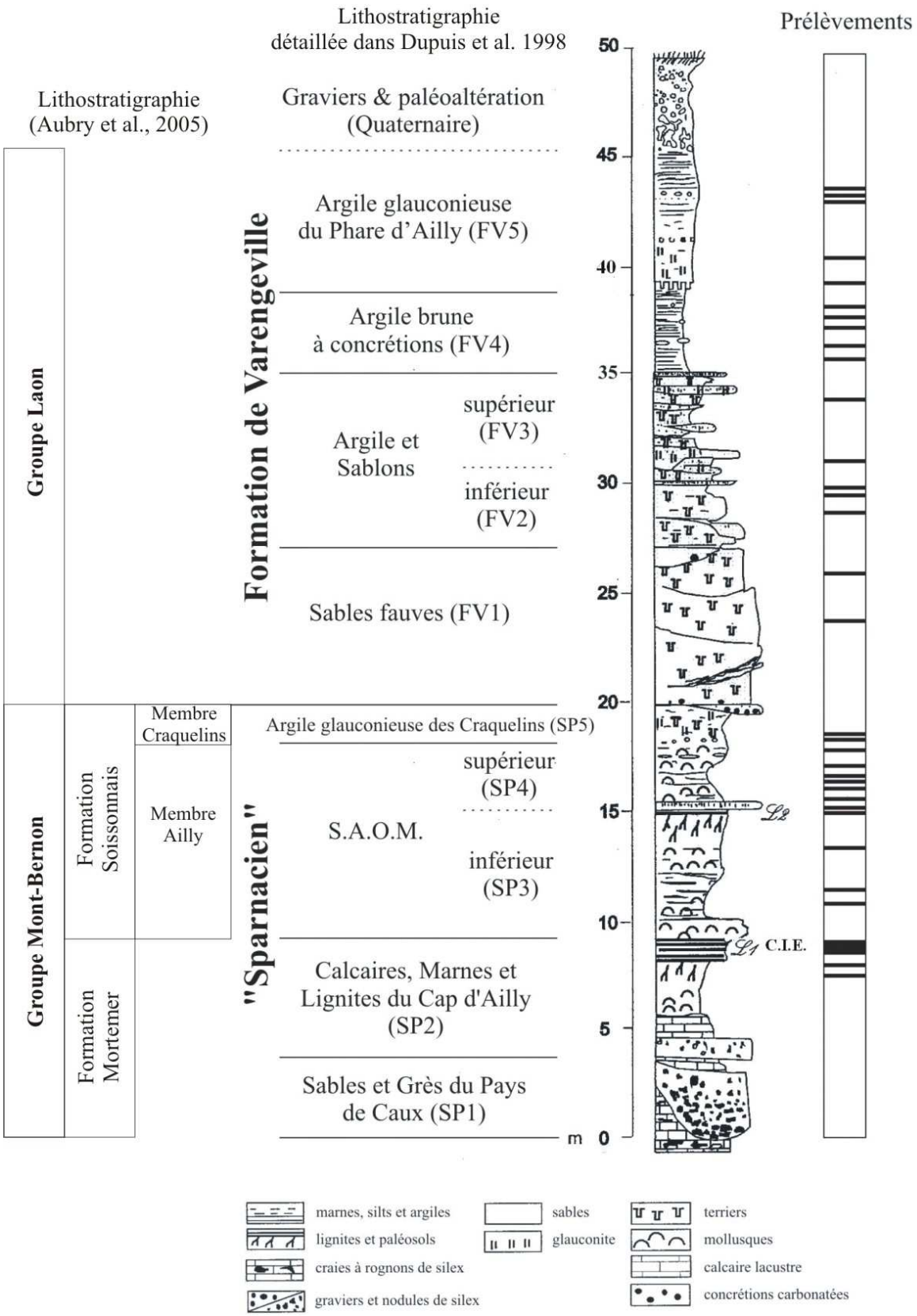


Figure 5.4 : Lithologies, lithostratigraphies et échantillons des coupes du Cap d'Ailly (Modifié d'après Dupuis et al., 1998). Corrélations entre la nouvelle lithostratigraphie des dépôts sparnaciens (Aubry et al., 2005) et la lithostratigraphie détaillée dans Dupuis et al. (1998).

5.2.2.1. Le Sparnacien

Le *"Sparnacien"* comprend 5 unités, notées SP, décrites de manière détaillée dans Dupuis et al. (1998) (Fig. 5.4). Elles sont présentées ci-dessous dans l'ordre stratigraphique. Ces unités sont maintenant décrites formellement comme Groupe du Mont-Bernon (Aubry et al., sous presse).

Unité Sables et Grès du Pays de Caux (SP1)

L'Unité Sables et Grès du Pays de Caux, définie par Leriche (1939), est constituée de sables, de granulométrie moyenne à grossière, plus ou moins argileux et parfois calcareux. Elle contient également des rognons de silex remaniés à la base. Les sables de cette unité remplissent des larges chenaux dissymétriques érodant la craie sous-jacente ou des cavités plus petites dont l'origine est incertaine (karsts ?). Les sables ont subi une forte paléoaltération menant à leur lessivage. Aussi sont ils plus ou moins complètement blanchis et décalcifiés. Ce lessivage précède la formation de larges concrétions de quartzite au sein des sables blancs (Dupuis & Steurbaut, 1987).

Unité Calcaires, Marnes et Lignites du Cap d'Ailly (SP2)

L'Unité Calcaires, Marnes et Lignites du Cap d'Ailly a été définie par Dupuis (1998). Entièrement continentale, elle est composée, dans l'ordre stratigraphique, de deux couches de calcaire palustre-lacustre parfois séparées par une couche de sable, de marnes plus ou moins sableuses localement riches en pyrite, et d'un complexe de lignite (L_1) interstratifié de silts organiques et d'argiles d'un mètre maximum. La moitié inférieure de ce banc de lignite contient *Unio* et *Hemistoma.* Cette partie du complexe ligniteux ainsi que les niveaux de calcaires et de marnes sous-jacents livrent une association diversifiée de charophytes (zone *Peckichara disermas*). Ces dépôts d'eau douce atteignent leur épaisseur maximum dans les chenaux les plus profonds. Néanmoins les deux bancs de calcaire, parfois indistincts, sont présents sur de longues distances et de manière continue dans la craie entre Sotteville et le Cap d'Ailly. Les marnes sont rarement préservées en dehors des chenaux et le complexe L_1 repose souvent directement sur les calcaires (Dupuis et al., 1998). C'est dans cette unité que le critère de reconnaissance de la limite P/E est présent. En effet**,** la C.I.E. a été mise en évidence dans la partie supérieure de l'horizon L_1. Cette information est basée sur l'étude de l'isotope stable contenu dans la matière organique (Magioncalda et al., 2001). Par conséquent, les unités plus jeunes que l'Unité SP2 sont attribuées à l'Eocène inférieur.

Unités Sables et Argiles à Ostracodes et à Mollusques (S.A.O.M.) inférieure (SP3) et supérieure (SP4)

Les S.A.O.M. ont été définis par Bignot (1965) et divisés en deux unités (inférieure et supérieure) par Dupuis & Steurbaut (1987). L'Unité S.A.O.M. inférieure (SP3) consiste en une alternance de couches centimétriques à décimétriques d'argiles grises foncées, de silts, de sables et de coquilles appartenant à une faune saumâtre (Bignot,

1965). La base de cette unité est souvent sableuse et remplie de lumachelles riches en *Corbicula (Cyrena) cuneiformis*. Cette unité est coiffée par un lit de lignite (L_2) de deux décimètres d'épaisseur reposant sur un paléosol d'un mètre et demi d'épaisseur (Dupuis et al., 1998).

L'Unité S.A.O.M. supérieure est similaire à l'Unité SP3. Le caractère distinctif consiste en l'abondance de larges coquilles d'huîtres construisant parfois des lits indurés. Une autre différence réside dans l'occurrence de nodules de sidérite environ un centimètre en-dessous de sa limite supérieure. La base de l'Unité SP5 est marquée par quelques graviers de silex et dents de requins disséminées (Dupuis et al., 1998).

Unité Argile glauconieuse des Craquelins (SP5)

L'Unité SP5 est composée d'une argile brunâtre riche en glauconie, surmontée, sans hiatus, par un mètre d'argile sableuse bioturbée dépourvue de glauconie. Des datations des grains de glauconie donnent à cette unité un âge de 54.0 ± 0.8 Ma (Dupuis & Yans, inédit.).

5.2.2.2. Formation de Varengeville

Décrite de manière détaillée dans Dupuis et al. (1998), la Formation de Varengeville, définie à l'origine par Leriche (1939), comprend 5 unités marines, notées FV (Fig. 5.4). Elles sont décrites ci-dessous dans l'ordre stratigraphique (FV1 à FV5). La Formation de Varengeville se rattache au Groupe d'Ieper (Dupuis, comm. pers.).

Unité Sables fauves (FV1)

L'Unité Sables fauves (Bignot, 1965) est composée de sables glauconieux très fins, bien classés et intensément bioturbés. La partie moyenne de cette unité montre de larges stratifications entrecroisées indiquant un paléoenvironnement de plateforme interne. Des chenaux sont fréquents à la base et au sommet de l'unité.

Unités Argiles et Sablons inférieure (FV2) et supérieure (FV3)

Les Argiles et Sablons ont été définis par Bignot (1965) et ont été divisés en deux unités distinctes par Dupuis et al. (1998). L'Unité Argiles et Sablons inférieure est constituée de sables argileux interstratifiés avec plusieurs fines couches d'argiles grises-brunes. Le dernier mètre de cette unité, à dominance argileuse et silteuse, dont la fraction fine (<50 μm) très importante suggère un rapide approfondissement du paléoenvironnement.

L'Unité Argiles et Sablons supérieure est une alternance presque régulière de couches d'argiles grises compactes, de sables argileux bioturbés bruns et de sables glauconieux dans de larges chenaux profonds. Les sables montrent des stratifications de type *hummocky*. La présence de ces *hummockies* indique que les Argiles et Sablons

peuvent être interprétés comme étant un dépôt de tempête sur une plateforme temporairement sous l'influence de vagues de tempêtes (profondeur de l'ordre de 50 m) (Dupuis et al., 1998).

Unité Argile brune à concrétions (FV4)

L'Unité Argile brune à concrétions est rarement visible dans son entièreté à l'affleurement. Son contact basal est net et dépourvu de zone de transition. L'argile, compacte, est brune à la base et devient grise vers le sommet. Le dernier mètre de cette unité est calcareux et contient des nannofossiles calcaires attribués à la biozone NP11 (Lezaud, 1967 ; Aubry, 1983). Une telle sédimentation d'argiles s'interprète comme un nouvel approfondissement du paléoenvironnement marin (Dupuis et al., 1998).

Unité Argile glauconieuse du Phare d'Ailly (FV5)

La base de l'Unité Argile glauconieuse du Phare d'Ailly est marquée par une argile calcaire grise et des grains de glauconie très foncés remplissant des bioturbations. La datation K/Ar des grains de glauconie (échantillon 92A64) donne un âge de 52.9 ± 0.8 Ma (Dupuis & Yans, inédit). L'Unité FV5 contient une nannoflore, attribuée à la biozone NP11, et une riche association de microfossiles (Bignot, 1962). Les derniers mètres supérieurs de l'unité comprennent deux concentrations de petits nodules carbonatés. La deuxième contient des fossiles de crabes (Dupuis et al., 1998).

5.2.2.3. Evénements et stratigraphie de la coupe du Cap d'Ailly

Jusqu'à présent la documentation biostratigraphique est essentiellement basée sur les nannofossiles calcaires et les charophytes. Des attributions directes à la zonation standard NP ont été établies dans les Unités Sables de Dieppe (NP8), Sables de Criel (partie supérieure, NP9) et la Formation de Varengeville (NP11 à la limite FV4-FV5). Des corrélations indirectes fondées sur les dinokystes permettent de situer la partie supérieure de l'Unité SP4 dans le biochron NP10 (Dupuis et al., 1998).

Deux événements majeurs sont repérés dans les coupes du Cap d'Ailly. Le premier correspond à une chute majeure du niveau marin près de la fin de la biozone NP8. Le second est une chute majeure du niveau marin dans la zone NP9 avant l'excursion $\delta^{13}C$ (Dupuis et al., 1998).

5.2.3. Prélèvements

La position stratigraphique des échantillons prélevés est donnée à la figure 5.4. 42 échantillons, la plupart d'entre eux collectés en 1992 et 1997, ont été fournis par le professeur Dupuis. Huit échantillons de l'Unité Calcaires, Marnes et Lignites du Cap

d'Ailly ont été analysés (deux dans les marnes et six dans le niveau de Lignite L_1). Respectivement quatre et sept échantillons ont aussi été analysés dans les Unités S.A.O.M. inférieure et supérieure (SP3 et SP4). L'étude des faciès *"sparnaciens"* s'est terminée par l'examen de deux échantillons de l'Unité Argile glauconieuse des Craquelins (SP5). Les échantillons traités de la Formation de Varengeville se répartissent comme suit : deux échantillons de l'Unité des Sables fauves (FV1) ; trois et deux échantillons prélevés respectivement dans les Unités Argiles et Sablons inférieure (FV2) et supérieure (FV3) ; dix échantillons (5 par unité) prélevés dans les Unités Argile brune à concrétions (FV4) et Argile glauconieuse du Phare d'Ailly (FV5).

Un échantillonnage complémentaire de 12 échantillons a été réalisé en 2002 lors d'une mission de terrain. Trois échantillons ont été collectés dans l'Unité des Sables de Dieppe (Thanétien) à la Côte aux Hérons et neuf autres dans les Unités SP3 (2 éch.), SP4 (4 éch.), SP5 (1 éch.), FV2 ou FV3 (1 éch.) et FV3 (1 éch.). Sur le terrain, ces échantillons n'ont pu être positionnés plus précisément dans le log stratigraphique. En conséquence, leurs résultats n'ont pas pu être insérés dans les tableaux de données des 42 échantillons initiaux.

5.2.4. Résultats

Les résidus denses obtenus par traitement des échantillons contiennent des dinokystes et des diatomées. Dans tous les échantillons, les diatomées sont plus abondantes que les dinoflagellés. Au contraire d'études antérieures sur les diatomées pyritisées du Paléocène et de l'Eocène dans le Bassin de la Mer du Nord (e.a. King, 1983, 1990 ; Mitlehner 1994) qui reportent de trois à quatre taxons et quelques dizaines de spécimens par échantillons, j'observe souvent plus de 200 individus comptés, et de 3 à 21 taxons différents (Tableau 5.1). Ceci est principalement attribuable à la technique d'extraction utilisée (Chapitre 2).

Les résultats des comptages sont donnés dans les tableaux 5.1 (nombre d'individus et diversité spécifique) et 5.2 (abondances relatives des espèces) pour les 42 échantillons principaux et dans les tableaux 5.3. (nombre d'individus et diversité spécifique) et 5.4 (abondances relatives des espèces) pour les 12 échantillons complémentaires. Les références des auteurs des taxons identifiés sont reportées dans la liste des genres et des espèces (pages 89-90).

Sur les neuf unités étudiées à Ailly, sept contiennent des diatomées pyritisées mais seulement trois d'entre elles, les Unités SP4, FV4 et FV5, livrent des résultats autorisant des interprétations biostratigraphique et paléoenvironnementale. Sur les 54 échantillons traités, 23 contiennent des diatomées pyritisées ; leur nombre varie fortement : de 1 à 327 individus comptés (Tableaux 5.1 et 5.3). L'échantillon le plus riche est le 92A74 prélevé dans l'Unité FV5. Il contient 21 taxons différents reconnus lors du comptage de 237 individus.

L'étude des trois échantillons prélevés dans les sédiments du Paléocène supérieur de l'Unité des Sables de Dieppe à la Côte aux Hérons n'a rien révélé de concret. Les trois échantillons ne contiennent pas de pyrite et pas de diatomées que ce soit en silice ou en pyrite.

La préservation des diatomées varie fortement dans les différents sédiments. Les diatomées sont préservées dans les sédiments argileux. Elles sont rares ou absentes dans les silts et les sables. Les roches perméables autorisent des circulations d'eaux qui favorisent l'oxydation et la destruction de la pyrite au contraire des sédiments argileux.

La préservation des diatomées des unités argileuses (SP4, FV4 et FV5) est variable. Les diatomées des Unités FV4 et FV5 sont uniquement des moulages internes légèrement à fortement oxydés tandis que celles de l'Unité FV4 sont des moulages internes, légèrement oxydés, avec ou sans partie du frustule préservée par épigénie. L'oxydation des spécimens ne s'observe que dans les échantillons prélevés en 1992 et 1997. Les échantillons de 2002 livrent des assemblages de diatomées en meilleur état. Ils ne révèlent aucun signe d'oxydation. Il semble démontré que le stockage prolongé (10-15 ans) entraîne l'oxydation et la destruction de la pyrite.

Tableau 5.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons du Sparnacien et de la Formation Varengeville au Cap d'Ailly.

Position (m)	n°échan.	Formation	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Biddulphia biddulphiana*	*Odontella hebergii*	*Paralia ornata*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Actinoptychus senarius* f. *octoplicata*	*Stellarima* sp.	*Stephanopyxis turris*	*Stephanogonia danica*	*Fenestrella antiqua*	*Stellarima microtrias*	*Odontella mobiliensis*	*Rhizosolenia* sp. 1	*Triuacria excavata*	*Triceratium hebergii*	*Briggera siberica*	*Hemiaulus elegans*	*Odontella obtusa ?*	*Diatom ovalis* sp. 1	*Diatom ovalis* sp. 2	*Craspedodiscus ellipticus*	*Corona* sp.	*Triuacria regina*	*Pseudostictodiscus* sp.	*Actinoptychus* sp.	*Trigonium* sp.1	*Hemiaulus* sp. 5	*Sextiputeus* sp.	*Triceratium nobile*	*Eunotogramma weissei*	*Aulacodiscus kittus*	*Aulacodiscus subexcavatus*	*Odontropis cristata*	*Triceratium* sp. 1	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
43,75	92A74		A	P	-	-	-	-	-	-	-	3	-	12	7	1	-	13	35	-	6	4	5	12	8	13	-	-	5	64	21	1	6	2	2	1	-	-	7	5	4	237	21
43,5	92A73		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	-	2	-	17	39	-	10	5	8	15	3	16	-	-	7	79	25	2	6	4	2	1	*	-	16	6	5	283	20
43,25	92A72	FV5	A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	5	5	-	15	16	-	-	3	18	18	4	16	-	-	10	42	17	3	5	2	1	1	-	-	17	10	11	241	19
41,0	92A69		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33	3	5	-	14	16	-	-	4	34	43	4	19	1	1	12	40	7	4	3	-	-	-	-	-	13	8	8	272	18
40,0	92A66		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	8	2
38,85	92A61		F	P	-	-	-	-	-	-	16	3	-	33	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	64	6
38,2	92A59		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21	13	16	-	11	11	-	13	11	24	16	4	8	13	2	4	61	-	-	-	-	-	-	-	-	18	4	4	254	16
37,8	92A58	FV4	A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19	14	14	-	9	9	-	12	10	22	15	5	7	10	2	3	42	-	-	-	-	-	-	-	-	15	4	4	216	16
36,2	92A54		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23	15	12	-	6	5	2	13	6	34	20	12	7	7	3	2	8	-	-	-	-	-	-	-	-	3	2	2	182	17
35,6	92A53		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23	15	12	1	6	5	2	13	7	36	24	12	7	7	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	3	6	4	186	16
33,90	CRE7,50	FV3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
30,40	CRE3,90		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
29,8	CR40-41		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
29,3	CR38	FV2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
28,6	CR33		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	2	?
25,9	CRA2,65	FV1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
24,0	CRA1,90		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
18,3	92A19	SP5	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
18,15	92A17		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
17,85	92A15		R	P	-	-	-	1	-	-	-	1	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	9	4
16,9	92A09		F	M	-	-	8	7	3	10	-	5	4	37	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	6	82	8
16,5	92A05		R	M	-	-	-	-	-	6	-	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	12	3
16,3	92A03	SP4	A	ME	17	1	-	3	7	154	-	16	-	14	3	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	12	23	266	10
15,9	92A01		A	ME	-	-	-	107	9	10	-	5	4	71	6	29	12	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	11	9	275	10
15,55	92A42		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
15,1	92A39		R	P	-	-	-	6	1	3	-	-	-	7	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	22	5
14,97	OOPH		R	P	-	-	-	2	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	4	2
13,35	PA31-32A	SP3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
11,3	PA29		R	P	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	1	21	2
10,7	PA28		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	?
9,0	97PAL14		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
↑	97PAL13		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL12		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL11	SP2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL09		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	?1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	?1	-	-	0?2	?
8,5	97PAL05		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	3	?
7,60	97PAA		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
7,50	97PAA		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
					17	1	8	126	22	183	16	35	10	334	88	112	13	93	136	4	67	50	181	163	52	93	40	11	45	338	72	10	20	8	5	3	*	*	96	102	87	2641	

* : espèce non observée lors du comptage mais observée au microscope électronique

Tableau 5.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées du Sparnacien et de la Formation de Varengeville au Cap d'Ailly.

Position (m)	n°échan.	Formation	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Biddulphia biddulphiana*	*Odontella heibergii*	*Paralia ornata*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Actinoptychus senarius* f. *octopliciata*	*Stellarima* sp.	*Stephanopyxis turris*	*Stephanogonia danica*	*Fenestrella antiqua*	*Stellarima microtrias*	*Odontella mobiliensis*	*Rhizosolenia* sp. 1	*Trinacria excavata*	*Triceratium heibergii*	*Briggera siberica*	*Hemiaulus elegans*	*Odontella obtusa ?*	*Diatom ovalis* sp. 1	*Diatom ovalis* sp. 2	*Craspedodiscus ellipticus*	*Corona* sp.	*Trinacria regina*	*Pseudostictodiscus* sp.	*Actinoptychus* sp.	*Trigonium* sp.1	*Hemiaulus* sp. 5	*Sextipataus* sp.	*Triceratium nobile*	*Eunotogramma weissei*	*Aulacodiscus hirtus*	*Aulacodiscus subexcavatus*	*Aulacodiscus* sp.	*Odontropis cristata*	*Triceratium* sp. 1	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
43,75	92A74		A	P	-	-	-	-	-	-	-	1,3	-	5,1	3,0	0,4	-	5,5	14,8	-	2,5	1,7	2,1	5,1	3,4	5,5	-	-	2,1	27,0	8,9	0,4	2,5	0,8	0,8	0,4	-	-	3,0	2,1	1,7	100	21
43,5	92A73		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,3	-	0,7	-	6,0	13,8	-	3,5	1,8	2,8	5,3	1,1	5,7	-	-	2,5	27,9	8,8	0,7	2,1	1,4	0,7	0,4	-	-	5,7	2,1	1,8	100	20
43,25	92A72	FV5	A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,1	2,1	2,1	-	6,2	6,6	-	-	1,2	7,5	7,5	1,7	6,6	-	-	4,1	17,4	7,1	1,2	2,1	0,8	0,4	0,4	-	-	7,1	4,1	4,6	100	19
41,0	92A69		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,1	1,1	1,8	-	5,1	5,9	-	-	1,5	12,5	15,8	1,5	7,0	0,4	0,4	4,4	14,7	2,6	1,5	1,1	-	-	-	-	-	4,8	2,9	2,9	100	18
40,0	92A66		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,0	-	-	25,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50,0	-	100	2
38,85	92A61		F	P	-	-	-	-	-	-	25,0	4,7	-	51,6	9,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	-	3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	100	6
38,2	92A59		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,3	5,1	6,3	-	4,3	4,3	-	5,1	4,3	9,4	6,3	1,6	3,1	5,1	0,8	1,6	24,0	-	-	-	-	-	-	-	-	7,1	1,6	1,6	100	16
37,8	92A58	FV4	A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,8	6,5	6,5	-	4,2	4,2	-	5,6	4,6	10,2	6,9	2,3	3,2	4,6	0,9	1,4	19,4	-	-	-	-	-	-	-	-	6,9	1,9	1,9	100	16
36,2	92A54		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,6	8,2	6,6	-	3,3	2,7	1,1	7,1	3,3	18,7	11,0	6,6	3,8	3,8	1,6	1,1	4,4	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	1,1	1,1	100	17
35,6	92A53		A	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,4	8,1	6,5	0,5	3,2	2,7	1,1	7,0	3,8	19,4	12,9	6,5	3,8	3,8	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	3,2	2,2	100	16
33,90	CRE7,50	FV3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
30,40	CRE3,90		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
29,8	CR40-41		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
29,3	CR38	FV2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
28,6	CR33		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	100	?
25,9	CRA2,65	FV1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
24,0	CRA1,90		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
18,3	92A19	SP5	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	1
18,15	92A17		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
17,85	92A15		R	P	-	-	-	11,1	-	-	11,1	11,1	22,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,2	22,2	100	4
16,9	92A09		F	M	-	-	9,8	8,5	3,7	12,2	-	6,1	4,9	45,1	-	-	-	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	7,3	100	8
16,5	92A05		R	M	-	-	-	-	-	50,0	-	16,7	-	8,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,0	-	100	3
16,3	92A03	SP4	A	ME	6,4	0,4	-	1,1	2,6	57,9	-	6,0	-	5,3	1,1	5,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	4,5	8,6	100	10
15,9	92A01		A	ME	-	-	-	38,9	3,3	3,6	-	1,8	1,5	25,8	2,2	10,5	4,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	4,0	3,3	100	10
15,55	92A42		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
15,1	92A39		R	P	-	-	-	27,3	4,5	13,64	-	-	-	31,8	4,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,1	9,1	100	5
14,97	OOPH		R	P	-	-	-	50,0	-	-	-	-	-	25,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,0	-	-	100	2
13,35	PA31-32A	SP3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
11,3	PA29		R	P	-	-	-	-	9,5	-	-	-	-	-	-	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	81,0	4,8	100	2
10,7	PA28		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	100	?
9,0 ↑	97PAL14		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL13		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL12		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL11	SP2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
	97PAL09		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	?100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	?100	-	-	0?100	?
8,5	97PAL05		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	100	?
7,60	97PAA		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
7,50	97PAA		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-

* : espèce non observée lors du comptage mais observée au microscope électronique

Tableau 5.3 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons prélevés en 2002 au Cap d'Ailly et à la Côte aux Hérons.

Références	n°échan.	Unités lithostratigraphiques	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Actinoptychus senarius*	*Actinoptychus* sp.	*Biddulphia biddulphiana*	*Biddulphia* sp. 1	*Coscinodiscus granii*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus* sp.	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Odontella mobiliensis*	*Stellarima microtrias*	*Stellarima* sp.	*Stephanogonia danica*	*Stephanopyxis turris*	*Triceratium heibergii*	*Trinacria excavata*	*Trinacria heibergii*	*Trinacria regina*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
argiles et sablons	02Ailly09	FV3	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	29	-	-	-	-	-	-	1	2	-	-	-	-	-	32	3
argiles et sablons	02Ailly08	FV2 ou FV3	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	1
argile glauco.	02Ailly07	SP5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
chenal, sable fin	02Ailly06		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
chenal, sable fin	02Ailly05	SP4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
argile	02Ailly04		A	E	304	7	2	-	-	-	-	-	2	1	6	-	-	-	-	1	2	-	-	-	2	-	327	8
lumachelle	02Ailly03		F	M	10	-	-	-	-	14	8	-	6	-	-	2	-	-	7	-	1	-	3	-	2	-	53	8
lumachelle	02Ailly01	SP3	A	M	-	-	-	2	-	19	6	18	4	8	46	-	4	2	6	1	5	9	-	4	2	4	140	13
lumachelle	02Ailly02		R	ME	-	-	-	-	2	2	-	-	1	2	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	2	-	13	6
niv. coquilles	02CH03		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
5 cm en dessous	02CH02	SdD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
10 cm en dessous	02CH01		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
					314	7	2	2	2	35	14	18	68	11	54	2	4	2	15	3	10	9	3	4	8	4	591	

Ailly : coupes du Cap d'Ailly, CH : Côte aux Hérons, SdD : Sables de Dieppe

Tableau 5.4 Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons prélevés en 2002 au Cap d'Ailly et à la Côte aux Hérons.

Position (m)	n°échan.	Formation	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Actinoptychus senarius*	*Actinoptychus* sp.	*Biddulphia biddulphiana*	*Biddulphia* sp. 1	*Coscinodiscus granii*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus* sp.	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Odontella mobiliensis*	*Stellarima microtrias*	*Stellarima* sp.	*Stephanogonia danica*	*Stephanopyxis turris*	*Triceratium heibergii*	*Trinacria excavata*	*Trinacria heibergii*	*Trinacria regina*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
argile et sablon	02Ailly09	FV3	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	90,6	-	-	-	-	-	-	3,1	6,3	-	-	-	-	-	100	3
argile et sablon	02Ailly08	FV2 ou FV3	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	1
argile glauco.	02Ailly07	SP5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
chenal, sable fin	02Ailly06		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
chenal, sable fin	02Ailly05	SP4	R	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	1
argile	02Ailly04		A	E	93,0	2,1	0,6	-	-	-	-	-	0,6	0,3	1,8	-	-	-	-	0,3	0,6	-	-	-	0,6	-	100	8
lumachelle	02Ailly03		F	M	18,9	-	-	-	-	26,4	15,1	-	11,3	-	-	3,8	-	-	13,2	-	1,9	-	5,7	-	3,8	-	100	8
lumachelle	02Ailly01	SP3	A	M	-	-	-	1,4	-	13,6	4,3	12,9	2,9	5,7	32,9	-	2,9	1,4	4,3	0,7	3,6	6,4	-	2,9	1,4	2,9	100	13
lumachelle	02Ailly02		R	ME	-	-	-	-	15,4	15,4	-	-	7,7	15,4	15,4	-	-	-	15,4	-	-	-	-	-	15,4	-	100	6
niv. coquilles	02CH03		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
5 cm en dessous	02CH02	SdD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
10 cm en dessous	02CH01		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-

Ailly : coupes du Cap d'Ailly, CH : Côte aux Hérons, SdD : Sables de Dieppe

Unité SP2 (Calcaires, marnes et lignites du Cap d'Ailly)

Sur les huit échantillons analysés, six ne contiennent pas de diatomées reconnaissables avec certitude. Par contre l'échantillon 97PAL05 contient 3 diatomées circulaires mais elles ne sont pas identifiables. Il s'agit de moulages internes dépourvus de toutes structures et non caractéristiques d'un taxon particulier. L'échantillon 97PAL09 livre également un résultat non exploitable. Il contient seulement deux individus pyritisés. Le premier est un moulage interne d'une diatomée triangulaire qui n'est pas identifiable. Le second est peut être un fragment d'une *Stellarima microtrias* mais d'identification incertaine. En conclusion, les huit échantillons ne donnent pas de résultats exploitables pour des études biostratigraphiques et paléoenvironnementales.

Unité SP3 (S.A.O.M. inférieure)

Quatre échantillons des collections de 1992 et 1997 ont d'abord été analysés. Ils livrent des résultats qui ne sont pas exploitables en raison de la rareté ou de l'absence de diatomées. L'échantillon PA29, le plus riche de cette unité, contient 21 spécimens dont 17 sont des diatomées circulaires non déterminables. Deux autres échantillons ont été prélevés en 2002 dans des niveaux de lumachelles. 13 et 140 individus ont été respectivement comptés dans les échantillons 02Ailly02 et 02Ailly01. Il s'agit de moulages internes non-oxydés avec ou sans fragment de frustules préservés par épigénie. Les deux espèces les plus abondantes sont *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Odontella mobiliensis*.

Unité SP4 (S.A.O.M. supérieure)

Six sur sept échantillons prélevés en 1992 contiennent des diatomées pyritisées, leur nombre va de 9 à 275 et jusqu'à 10 taxons différents ont été reconnus. Seul l'échantillon 92A42 ne contient pas de diatomées pyritisées. Les espèces les plus abondantes sont *Actinoptychus senarius* et *Fenestrella antiqua*. L'espèce *Actinoptychus senarius* n'a pas d'intérêt biostratigraphique, elle est caractéristique d'un paléoenvironnement saumâtre proche du littoral (Van der Werff & Huls, 1976). Son abondance relative varie fortement de 3,6 à 57,9 dans les deux échantillons les plus riches (92A01 et 92A03). L'espèce *Fenestrella antiqua* est présente dans les six échantillons contenant des diatomées pyritisées. Son abondance relative varie de 8,3 à 45,1 %. Deux autres taxons sont présents de manière régulière dans les échantillons. Il s'agit de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* (de 1,1 à 38,9 %) et *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* (de 2,6 à 4,5 %).

Deux des quatre échantillons complémentaires prélevés en 2002 contiennent des diatomées. L'échantillon 02Ailly04 provient d'une argile et l'échantillon 02Ailly03 de la lumachelle à *Corbicula cuneiformis* sous-jacente. L'échantillon argileux présente la particularité de contenir un assemblage de diatomées composé à 93 % d'une seule espèce *Actinoptychus senarius*. L'échantillon de lumachelle contient un assemblage dont les abondances relatives des différents taxons sont plus équilibrées. Il est composé majoritairement des taxons *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*

(26,4 %), *Actinoptychus senarius* (18,9 %), *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* (15,1 %), *Stephanopyxis turris* ((13,2 %) et *Fenestrella antiqua* (11,3 %).

Les deux derniers échantillons, prélevés dans deux chenaux fluviatiles composés de sables blancs fins, ont été sélectionnés dans l'espoir d'y recueillir des diatomées d'eau douce. Ces deux échantillons ne contiennent pas de diatomées fossilisées.

Unité SP5 (Argile glauconieuse des Craquelins)

Trois échantillons (deux prélevés en 1992 et un en 2002) de cette unité ont été analysés. Un seul individu de l'espèce *Stephanogonia danica* y a été observé.

Unité FV1 (Sables fauves)

Les deux échantillons analysés sont dépourvus de toutes diatomées. C'est sans doute du au fait qu'il s'agit de sables intensément bioturbés n'ayant pas permis la préservation de pyrite.

Unité FV2 (Argiles et Sablons inférieure)

Deux échantillons (CR38 et CR40-41) sur les trois analysés ne contiennent pas de diatomées. Le troisième (CR33) en contient seulement deux. Il s'agit de deux diatomées circulaires non-identifiables. Les corpuscules de pyrite sont également absents dans les deux premiers échantillons cités et rares dans le troisième échantillon. De plus, ces rares corpuscules observés sont fortement oxydés. La lithologie et/ou le contexte paléoenvironnemental de cette unité ne favorise pas la présence et la préservation de la pyrite.

Un échantillon supplémentaire a été prélevé en 2002. Il appartient aux Unités Argiles et Sablons inférieure et supérieure mais n'a pu être attribué plus précisément à une des deux Unités FV2 ou FV3. Cet échantillon contient 26 individus de *Fenestrella antiqua*.

Unité FV3 (Argiles et Sablons supérieure)

Les deux échantillons argileux analysés ne contiennent ni diatomées, ni pyrite. La lithologie (sables argileux bioturbés) et/ou le contexte paléoenvironnemental (milieu de tempêtes), ne favorise pas la présence et la préservation de la pyrite.

Unité FV4 (Argile brune à concrétions)

Les cinq échantillons analysés contiennent des diatomées pyritisées. Ils sont tous riches, de 182 à 254 individus répartis dans 16 à 17 taxons différents, à l'exception de l'échantillon le plus supérieur (92A61) qui ne contient que 64 individus répartis en 6 taxons différents. Dans les échantillons 92A53, 92A54, 92A58 et 92A59, les

diatomées les plus abondantes sont *Fenestrella antiqua*, *Stellarima microtrias*, *Diatom ovalis* sp. 1 (probablement appartenant au genre *Craspedodiscus*) et *Trigonium* sp. 1.

Unité FV5 (Argile glauconieuse du Phare d'Ailly)

Les cinq échantillons analysés contiennent des diatomées pyritisées. Ils sont tous riches, de 237 à 283 individus répartis en 18 à 21 taxons différents, à l'exception de l'échantillon le plus inférieur (92A66). Ce dernier ne contient que 8 individus classés dans au minimum deux taxons différents. Il n'est donc pas représentatif. Les diatomées les plus abondantes sont *Triceratium heibergii* et *Trigonium* sp. 1. L'abondance de *Triceratium heibergii* augmente de 5,9 à 14,8 % vers le sommet. A l'inverse, l'abondance de *Fenestrella antiqua* diminue nettement de 12,1 à 5,1 % également vers le sommet. Cinq taxons sont strictement restreints à cette unité et apparaissent dans l'échantillon 92A69. Il s'agit de *Sextiputeus* sp., *Triceratium nobile*, *Eunotogramma weissei*, *Aulacodiscus hirtus* et *Aulacodiscus subexcavatus*.

5.2.5. Biostratigraphie

Toutes les unités du Cap d'Ailly ne livrent pas suffisamment de diatomées pour autoriser des interprétations biostratigraphiques. Seuls les assemblages de diatomées fossilisés dans les unités SP3, SP4, FV4 et FV5 comportent suffisamment d'individus pour établir des zones et ensuite des corrélations stratigraphiques. Les résultats permettant des interprétations biostratigraphiques sont exprimés d'une part dans la figure 5.5 sous la forme de présence/absence des taxons observés. D'autre part, les distributions verticales des taxons les plus importants stratigraphiquement sont illustrées à la figure 5.6. Les taxons sélectionnés pour construire la figure 5.6 ont été choisis pour leur intérêt stratigraphique, qu'il soit avéré dans la bibliographie (e.a. King, 1983, 1990, Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner 1994, 1996 ; Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; Van Eetvelde et al., 2004) ou établi au cours de ce travail. Ces taxons sont *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, et *Fenestrella antiqua*.

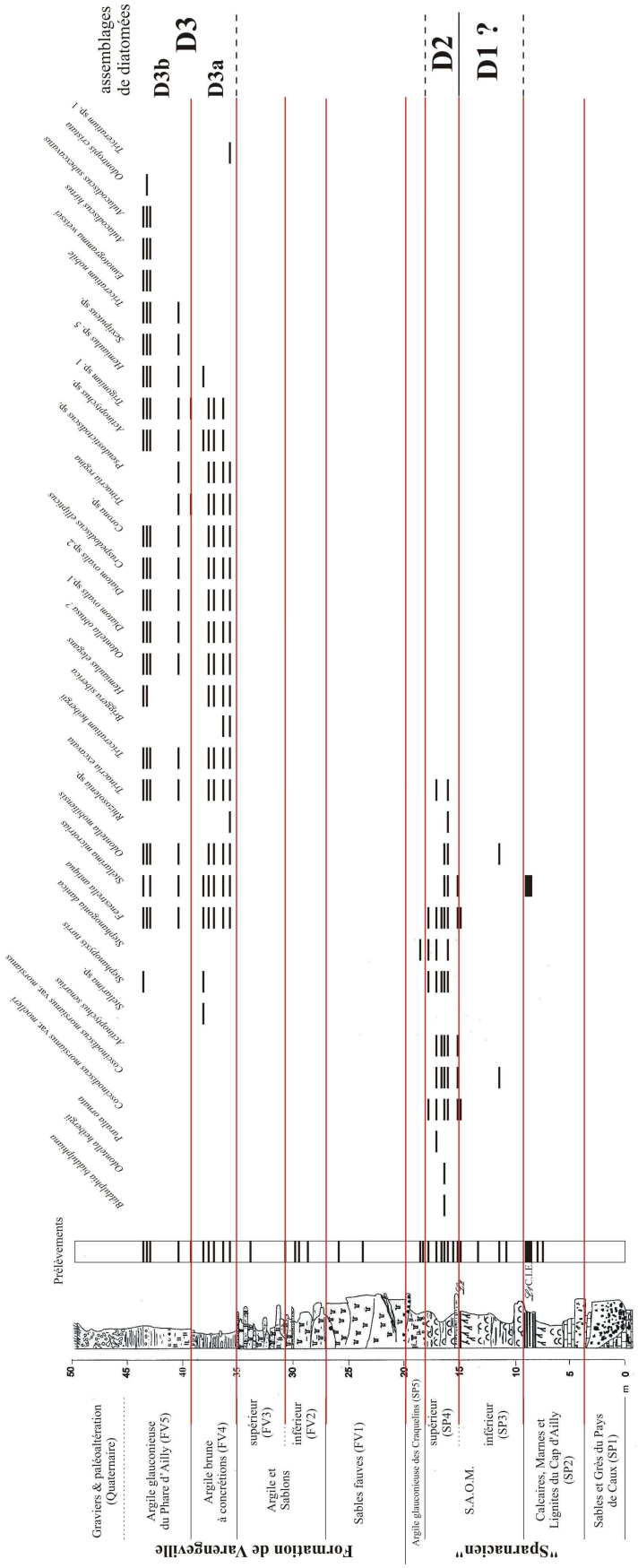


Figure 5.5 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les faciès ″sparnaciens″ et la Formation Varengeville au Cap d'Ailly. (lignes rouges = limites des unités lithostratigraphiques)

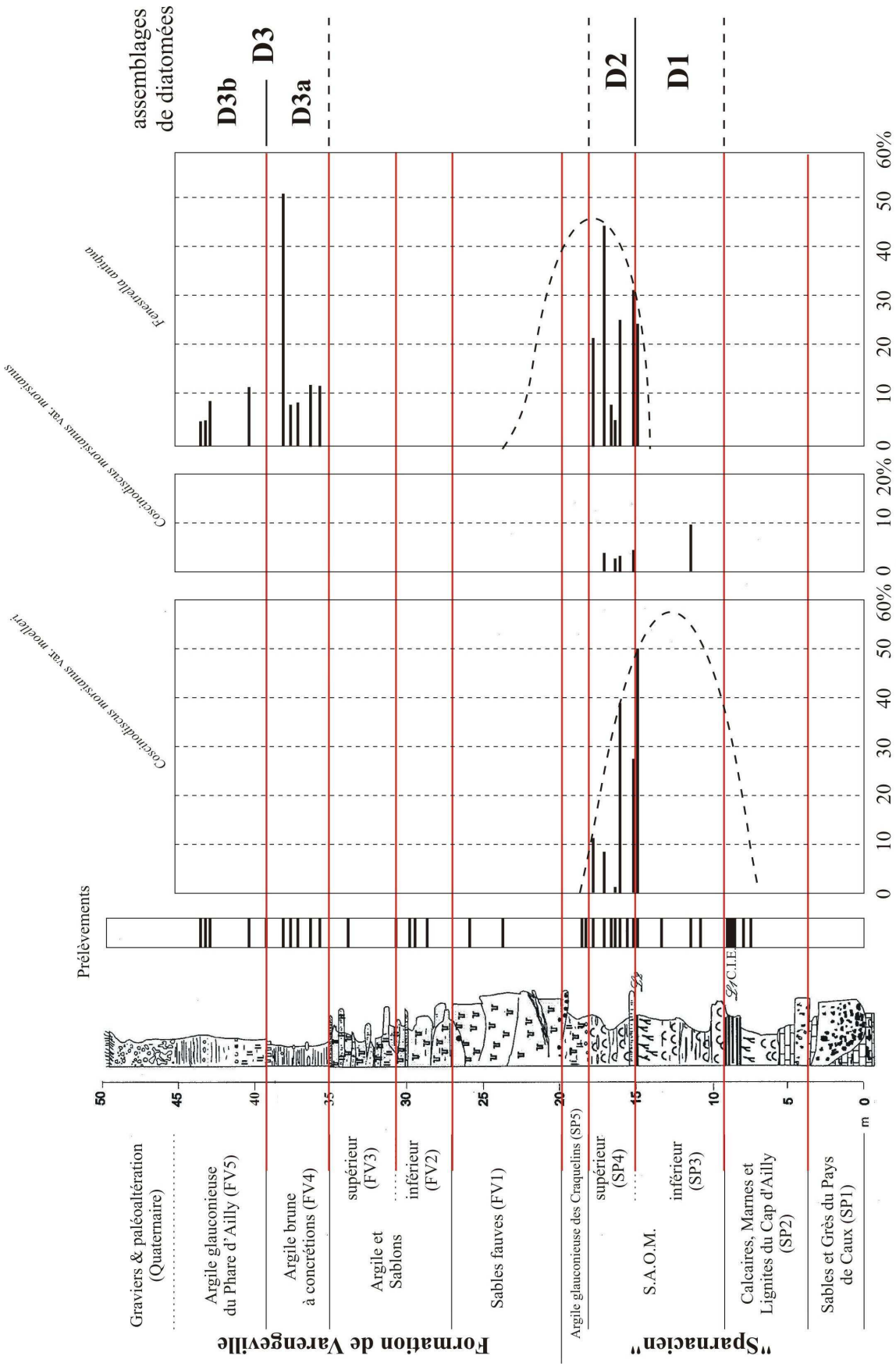


Figure 5.6 : Distribution stratigraphique des abondances relatives des taxons présents dans les faciès ″sparnaciens″ et la Formation Varengeville au Cap d'Ailly. (lignes rouges = limites lithostratigraphiques)

5.2.5.1. Assemblages et zones de diatomées

Zone D1

La zone de diatomées D1, définie par l'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et reconnue au Danemark dans le Membre Haslund (p. 120), est observée dans l'Unité SP3, dans les échantillons de 2002. L'abondance de l'espèce caractéristique est de 15,4 et 13,6 % respectivement dans les échantillons 02Ailly02 et 02Ailly01. Elle domine nettement l'abondance (7,7 et 2,9 %) de l'espèce, *Fenestrella antiqua*, caractéristique de la zone D2 plus jeune.

Zone D2

La zone de diatomées D2, définie par l'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua* et reconnue au Danemark dans le Membre Værum (p. 120), est observée dans l'Unité SP4. Dans cette dernière, l'abondance de l'espèce caractéristique s'étend de 5,3 à 45,1 %. Deux pics d'abondance sont mis en évidence (un seul au Danemark). Le premier, de l'ordre de 31 %, est situé entre les échantillons 92A39 et 92A01. Le second se trouve au niveau de l'échantillon 92A09 dans lequel l'espèce *Fenestrella antiqua* atteint son maximum d'abondance relative (45,1 %).

Deux autres taxons sont encore présents dans certains niveaux de cette zone. Il s'agit de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* (de 38,9 à 1,1 % dans les deux échantillons représentatifs les plus riches) et *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* (de 3,3 à 2,6 %) qui tendent tous deux à disparaître.

L'espèce *Actinoptychus senarius* n'est pas à prendre en compte dans l'étude biostratigraphique étant donné qu'elle est liée à des conditions paléoenvironnementales particulières. Cette espèce est en effet caractéristique de milieu saumâtre (Van der Werff & Huls, 1976). Les autres taxons, *Biddulphia biddulphiana*, *Odontella heibergii*, *Paralia ornata*, *Stephanopyxis turris*, *Stellarima microtrias*, *Odontella mobiliensis*, *Rhizosolenia* sp. et *Trinacria excavata* sont présents de manière irrégulière ou/et en faible quantité dans l'assemblage de la zone D2. Etant donné qu'ils n'ont d'après la bibliographie aucune importance stratigraphique, ils sont considérés comme accessoires et ne sont pas représentés à la figure 5.6. Par contre, leurs présences sont indiquées à la figure 5.5 et leurs nombres d'individus comptés et leurs abondances sont précisés dans les tableaux 5.1 à 5.4.

Zones D3a et D3b

Un assemblage de composition différente de celui qui caractérise la zone D2 est observé dans les Unités FV4 et FV5. Cet assemblage en pyrite observé dans le Bassin de Dieppe-Hampshire ne possède pas d'équivalent latéral dans le Bassin Danois. Dans le cadre de mon étude biostratigraphique des diatomées pyritisées, cet assemblage est considéré comme une zone d'association (Thierry, dans Rey (1997)). Je propose de la dénommer provisoirement D3. Elle est caractérisée par l'occurrence diversifiée de

diatomées ovales (*Craspedodiscus oblongus*, *Diatom ovalis sensu* Bidgood et al. (1999) sp. 1 et sp. 2 ; ces deux dernières espèces appartenant probablement au genre *Craspedodiscus*), circulaires (*Corona* sp., *Pseudostictodiscus* sp. et *Aulacodiscus* spp.), triangulaires (*Triceratium*, *Trigonium* et *Trinacria*) et bipolaires (*Hemiaulus* et *Odontella*). L'assemblage D3 est le plus diversifié rencontré lors de ce travail. Il est aussi caractérisé par la diminution régulière nette de l'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua* dont l'abondance passe de 12,4 à 5,1 % de la base de l'Unité SP4 au sommet de l'Unité SP5. Le pic à 51,6 % de l'échantillon 92A61 (sommet de l'Unité SP4) est un artefact du à sa faible diversité et au nombre réduit de spécimens comptés.

Une division de la zone D3 entre deux sous-zones distinctes peut être envisagée. En effet cinq taxons, absents dans l'Unité FV4, apparaissent et réalisent une présence régulière dans l'Unité FV5. Ces cinq taxons sont *Sextiputeus* sp., *Triceratium nobile*, *Eunotogramma weissei*, *Aulacodiscus hirtus* et *Aulacodiscus subexcavatus*. La présence de ces cinq taxons permet de distinguer la sous-zone D3b de la sous-zone D3a dans laquelle ils sont absents.

5.2.5.2. Corrélations stratigraphiques

Les assemblages du Bassin de Dieppe-Hampshire à Ailly, qui m'ont permis de reconnaître trois biozones (D1, D2 et D3) et deux sous-zones (D3a et D3b), sont similaires à ceux observés dans les dépôts du Bassin de la Mer du Nord (King, 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner, 1994, 1996). Dans la figure 5.7, je propose un parallèle entre les biozones de diatomées établies à Ailly et les biozonations de King (1983), adaptées par Mitlehner (1994, 1996) et de Martini (1971). La zone NSP4 de King (1983), définie à sa base par la première apparition de *Fenestrella antiqua* et à son sommet par l'acmé de la même diatomée, est identifiée à Ailly. Elle regroupe les zones D1 et D2 et se situe dans les Unités S.A.O.M. inférieure et supérieure. Mitlehner (1994, 1996) a caractérisé les zones NSP4a par l'abondance élevée et le premier acmé de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et NSP4b par l'abondance élevée et le premier acmé de *Fenestrella antiqua*. Etant donné la distribution de ces deux espèces (Fig. 5.6 et Tableau 5.4) à Ailly, les Unités S.A.O.M. inférieure et supérieure peuvent être attribuées respectivement aux zones NSP4a et NSP4b. De plus, ces flores de diatomées sont caractéristiques des Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord (King, 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner, 1994, 1996) (chapitre 1). Les corrélations stratigraphiques à longue distance entre certaines unités lithostratigraphiques de la coupe du Cap d'Ailly et les Formations Sele et Balder peuvent ainsi être précisées. Etant donné la prédominance dans la zone D1 de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, l'Unité S.A.O.M. inférieure correspond latéralement à la Formation Sele du Bassin de la Mer du Nord. A Ailly, deux pics d'abondances de *Fenestrella antiqua* sont enregistrés dans l'Unité S.A.O.M. supérieure ; le premier pic d'abondance (31,8 %) et le deuxième (45,1 %), sont situés respectivement aux niveaux des échantillons 92A39 et 92A69. Un des deux pics correspond plus que probablement au premier acmé de l'espèce *Fenestrella*

antiqua. Par conséquent, l'Unité S.A.O.M. supérieure correspond latéralement à la Formation Balder.

Le bio-événement M6 de Mudge & Copestake (1992) est aussi perceptible à Ailly. Il coïncide avec à la limite entre les zones D1 et D2. Cela implique et confirme que la Formation Sele peut être corrélée avec l'Unité S.A.O.M. inférieure (SP3) et la Formation Balder à l'Unité S.A.O.M. supérieure (SP4). Par contre le bio-événement M7 de Mudge & Copestake (1992a), correspondant à la limite supérieure de la zone NSP4 de King (1983) n'est pas mis en évidence dans la coupe du Cap d'Ailly car il est situé dans l'intervalle dépourvu de diatomées entre les zones D2 et D3.

La zone D3 de diatomées pyritisées de la Formation Varengeville à Ailly sont similaires aux assemblages de diatomées en silice et en pyrite observés dans les dépôts yprésiens d'Allemagne (Benda, 1965) et du Danemark (Benda, 1972). Les mêmes espèces sont observées ; notamment *Eunotogramma weissei*, *Aulacodiscus hirtus*, *Aulacodiscus subexcavatus*, *Triceratium nobile* et *Stephanopyxis turris*. De plus certaines espèces cosmopolites, comme *Craspedodiscus oblongus*, présentes dans les sédiments de l'Eocène inférieur de l'Atlantique (Gombos, 1982) sont aussi présentes dans la zone D3 du Bassin de Dieppe-Hampshire à Ailly.

Concernant la limite P/E, la C.I.E. a été mise en évidence dans une unité dépourvue de diatomées pyritisées. Elle se situe clairement dans la base de la zone D1 en-dessous des pics d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* observés dans l'Unité S.A.O.M. inférieure. L'étude des diatomées du Cap d'Ailly ne permet donc pas de localiser de manière indirecte la C.I.E.

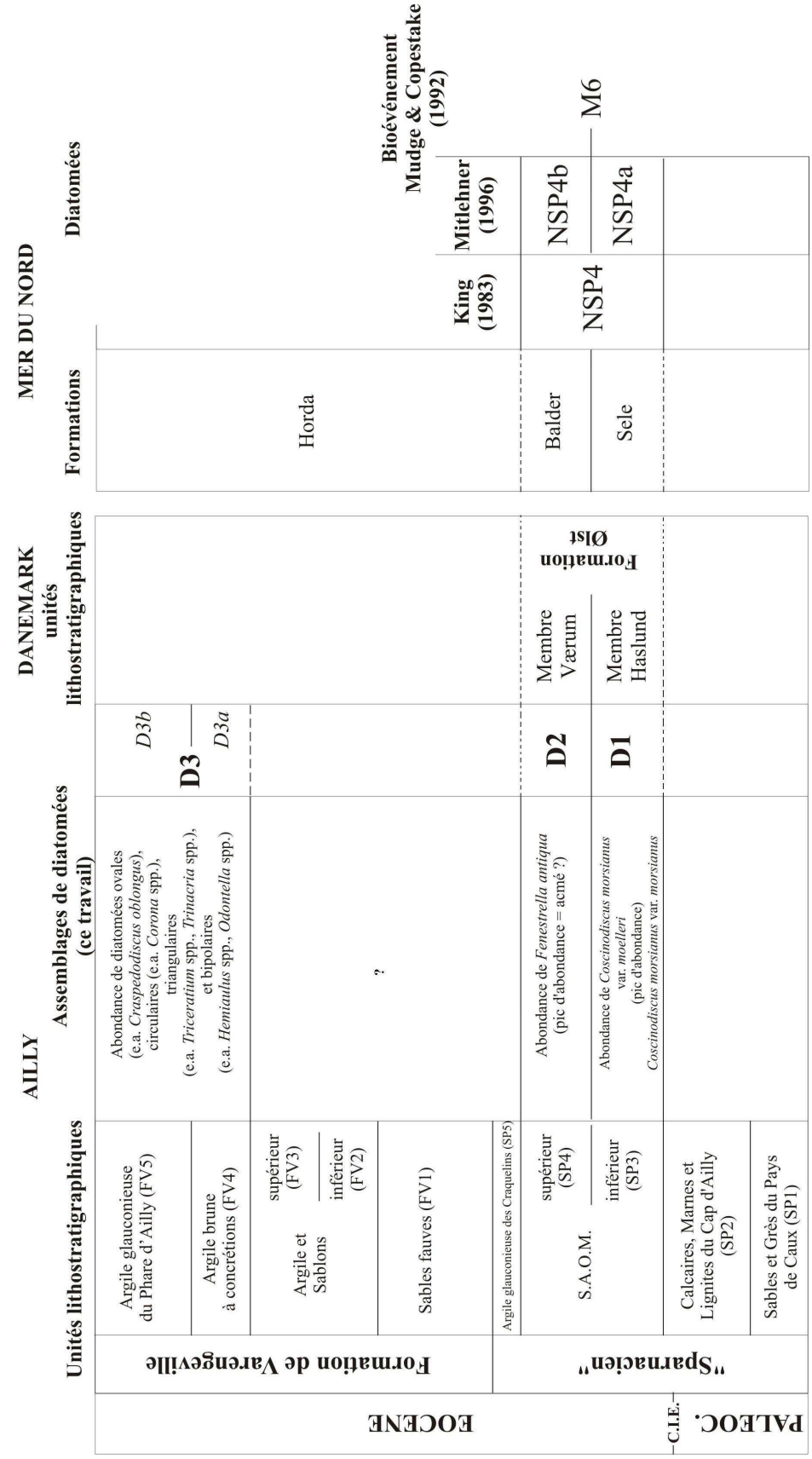


Figure 5.7 : Assemblages de diatomées observées dans le cadre de cette étude dans les unités lithostratigraphiques du Cap d'Ailly. Corrélations avec les formations de la Mer du Nord, les biozones de diatomées de King (1983) et Mitlehner (1996) et le bio-événement M6 (Mudge & Copestake, 1992a). (PALEOC. = PALEOCENE, C.I.E. = Excursion isotopique du carbone)

5.2.6. Paléoenvironnements

Dans le cours de l'étude des sédiments sparnaciens du Cap d'Ailly, aucune diatomée d'eau douce n'a jamais été observée même dans les chenaux fluviatiles qui constituent les milieux les plus continentaux ayant été étudiés. Il semble que certains taxons, dont principalement *Actinoptychus senarius*, ont des occurrences paléogéographiques limitées en lien avec les conditions physico-chimiques des paléoenvironnements. En effet, l'espèce *Actinoptychus senarius* est toujours présente dans les paléoenvironnements saumâtres à Ailly et est rare dans le Bassin de la Mer du Nord. Cette espèce est également abondante dans la partie inférieure de la Formation Fur en association avec d'abondantes diatomées pennées (Mitlehner, 1996), suggérant des milieux de très faible profondeur d'eau. Des informations paléoenvironnementales convergentes obtenues par des études palynologiques (e.a. Heilmann-Clausen, 1985 ; Schröder, 1992) indiquent un paléoenvironnement saumâtre pour ces niveaux riches en diatomées pennées de la Formation Fur. Dans ces niveaux particuliers, un nouveau genre de diatomées, *Cylindrospira*, décrit par Mitlehner (1995) a aussi été trouvé. La morphologie de ce genre présente de nombreuses similarités avec plusieurs taxons tubulaires d'eau douce, dont le genre *Aulacoseira* observé dans des environnements lacustres de l'Eocène inférieur, et suggère des salinités faibles. Aussi l'espèce *Actinoptychus senarius* indique-t-elle un milieu saumâtre de faible salinité.

Les assemblages de diatomées trouvées dans les Unités S.A.O.M. inférieure et supérieure contiennent des diatomées caractéristiques de milieux saumâtres et marins. La partie supérieure de la Formation Varengeville montre un changement majeur dans les assemblages de diatomées caractérisé par la prolifération de diatomées bipolaires, triangulaires et ovales. Ceci souligne, si besoin était, le renforcement de l'influence marine à Ailly durant l'Yprésien, comme l'a montré Mitlehner (1996) pour le Bassin de la Mer du Nord.

5.3. SONDAGE DE SAINT-JOSSE

5.3.1. Localisation et contexte géologique

Le sondage carotté CC82 de Saint-Josse (coordonnées : X= 555 000, Y = 307 324 et Z = 56,9 m), réalisé en 1993 dans le cadre des travaux préparatoires de l'autoroute A6, par le laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Lille, se situe à 110 km au nord-est de Dieppe et à 190 km au sud-ouest de Knokke (Fig. 5.2).

Une synthèse stratigraphique de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur dans le sondage de Saint-Josse est proposée en figure 5.8 (Dupuis, inédit). Les dépôts traversés sont attribués aux Groupes de Thanet, du Mont-Bernon et de Ieper. Au Thanétien (Paléocène supérieur), la transgression se développe à partir du nord-est et progresse vers le sud. Cette transgression est divisée en deux phases séparées par le

dépôt d'une unité plus continentale, l'Unité Sorrus dans laquelle le sondage de Saint-Josse a été arrêté. Elle contient des niveaux de lignite qui atteste son caractère continental. La sédimentation des sables glauconieux, appartenant à l'Unité La Calotterie, s'est produite lors de la phase transgressive thanétienne la plus jeune. Les sédiments "*sparnaciens*" (Mont-Bernon) se sont déposés dans le Bassin de Dieppe-Hampshire qui apparaît comme la partie la plus méridionale du Bassin de la Mer du Nord sous la forme d'une digitation, ou d'une petite baie contournant l'Artois par l'ouest (Fig. 5.2). Les premiers sédiments du "*Sparnacien*" sont les sables de l'Unité Bois Gorguette (Fig. 5.8). Ils comblent des chenaux très marqués qui résultent d'une importante baisse du niveau marin connue à de nombreux endroits (comme au Cap d'Ailly (ce chapitre) et qui s'est produite, dans nos régions au moins, au Paléocène terminal. Le comblement fluviatile marque le début de la remontée du niveau marin qui va se confirmer par l'envahissement des régions basses par les lagunes continentales et saumâtres du "*Sparnacien*". Les dépôts sont constitués à la base d'argile litée un peu sableuse (Unité Le Goulet) et se poursuivent par une alternance de niveaux d'argiles, de marnes et de lumachelles qui constituent l'Unité Saint-Aubin (Fig. 5.8).

Au début de l'Yprésien, une légère chute du niveau marin ramène les faciès littoraux des sables du Mont-Hulin. Dès lors le horst de l'Artois semble effacé (Dupuis et al. 1998) et les fluctuations positives du niveau marin vont amener le développement de la sédimentation argileuse yprésienne. L'Argile du Château de la Bruyère représente la base de celle-ci dans le sondage de Saint-Josse (Dupuis & Thiry, 1998).

Une corrélation avec les biozones de Martini a été suggérée pour l'intervalle étudié. Par corrélations croisées (Dupuis & Thiry, 1998), la position des zones NP9 et NP10 a été approximée, leurs limites étant imprécises (Fig. 5.8). En revanche, la biozone NP11 a été reconnue directement dans l'Argile du Château de la Bruyère qui livre aussi des dinokystes de l'Yprésien basal (Dupuis & Thiry, 1998). En conclusion, les sédiments étudiés appartiennent à l'intervalle NP9-NP11, les zones NP9-NP10 n'étant pas reconnues directement (Dupuis & Thiry, 1998).

La C.I.E. n'est pas positionnée directement dans le sondage de Saint-Josse. Par contre, elle est positionnée précisément dans l'Unité des Silts à *Unios* et *Cyrena* (*Polymesoda cordata*) de la coupe de Saint-Aubin (Magioncalda, 2004). Cette Unité des Silts à *Unios* et *Cyrena*, absente à Saint-Josse, est intercalée entre les Unités Bois Gorguette et Le Goulet (Dupuis & Riveline, inédit). L'Unité des Silts à *Unios* et *Cyrena* est peut être également un équivalent latéral de l'Unité Bois Gorguette (Dupuis & Riveline, inédit). La partie supérieure de l'Unité des Silts à *Unios* et *Cyrena*, intervalle 4-4,40 m, peut être corrélée à l'Unité Le Goulet. Ces corrélations sont en partie hypothétiques car étant basées sur des informations tirées de sondages. En conclusion, dans le sondage de Saint-Josse, la C.I.E. est localisée par corrélation dans l'hiatus entre les Unités Bois Gorguette et Le Goulet.

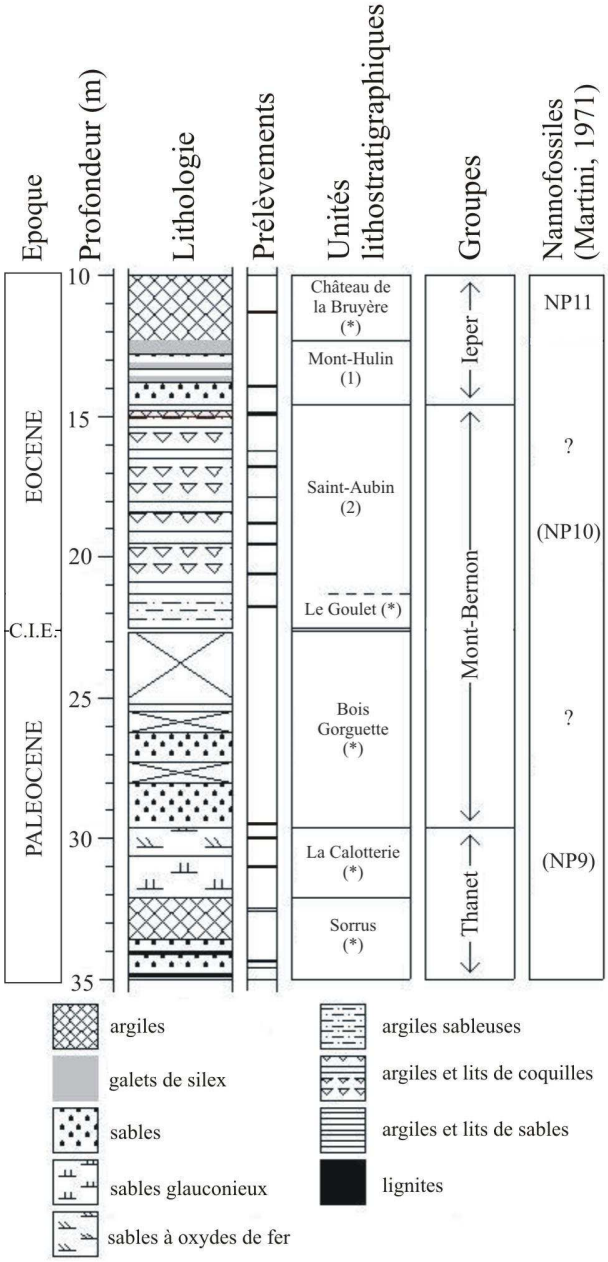


Figure 5.8 : Stratigraphie simplifiée du sondage de Saint-Josse. ((1) Gosselet, 1901, (2) Dubois, 1921, (*) Dupuis, en cours) (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005)

5.3.2. Prélèvements

Les prélèvements ont été réalisés dans les sédiments de toutes les unités traversées par le sondage CC82. Leur fréquence a été augmentée dans les sédiments à priori favorables à la conservation de la pyrite. Quatre échantillons (deux argileux, deux sableux) ont été prélevés dans l'Unité Sorrus (Fig. 5.8). Trois prélèvements ont été effectués dans les sables des Unités Calotterie (deux échantillons) et Bois Gorguette (un échantillon à la base). Un seul échantillon a été prélevé dans l'argile sableuse litée de l'Unité Le Goulet. Au contraire, l'Argile de Saint-Aubin a été prélevée de manière

régulière et sept échantillons ont été étudiés (Fig. 5.8), six dans des argiles ou des lumachelles et le septième, au sommet, dans une argile compacte. Un échantillon a été prélevé dans le Sable du Mont-Hulin (Fig. 5.8). Un dernier prélèvement a été réalisé dans l'Argile du Château de la Bruyère. Au total, les 17 échantillons proviennent de sédiments divers tels des argiles compactes, des argiles sableuses litées, des lumachelles et des sables.

5.3.3. Résultats

5.3.3.1. Nature des résidus

Après traitement des prélèvements, les fractions denses (densité supérieure à 2,82-2,87) inférieures à 250 µm ont livré, avec des fréquences variables, d'une part des fossiles pyritisés : diatomées, dinoflagellés, spicules d'éponges, et d'autre part, des grains de pyrite et de galène. D'autres minéraux ont parfois été observés en très faible quantité : anatase, rutile et tourmaline.

5.3.3.2. Diatomées

Les résultats des comptages sont donnés dans les tableaux 5.5 (nombre d'individus et diversité spécifique) et 5.6 (abondances relatives). Les références des auteurs des taxons identifiés sont reportées dans la liste des taxons (pages 89-90). Sur les sept unités étudiées, quatre (Sorrus, Le Goulet, Saint-Aubin et Mont-Hulin) contiennent des diatomées pyritisées (12 échantillons sur 17) mais leur nombre varie fortement (Tableau 5.5). Seules les Unités Le Goulet et Saint-Aubin contiennent suffisamment de diatomées autorisant des interprétations biostratigraphique et paléoenvironnementale.

Au contraire d'études antérieures sur les diatomées pyritisées du Paléocène et de l'Eocène dans le Bassin de la Mer du Nord (e.a. King, 1983, 1990 ; Mitlehner 1994) qui mentionnent de trois à quatre taxons et quelques dizaines de diatomées pyritisées par échantillons, les assemblages observés contiennent régulièrement plus de 200 individus répartis en un minimum de 8 taxons différents (Tableau 5.1). Ceci est principalement attribuable à la technique d'extraction mise au point et utilisée (chapitre 2). L'échantillon le plus riche (19,50-19,60), prélevé dans l'Unité Saint-Aubin, contient 15 taxons différents reconnus lors du comptage de 342 individus.

La préservation des diatomées varie fortement dans les différents sédiments. Les diatomées sont préservées dans les sédiments argileux et les lumachelles. Elles sont rares ou absentes dans les silts et les sables. Ces roches perméables sont le siège de circulations d'eaux qui favorisent l'oxydation et la destruction de la pyrite au contraire des sédiments argileux. Les diatomées présentes dans l'Unité argileuse de Saint-

Aubin sont des valves entières préservées par épigénie ou des moulages internes généralement avec des fragments du frustule préservé par épigénie. Elles ne présentent aucune trace d'une oxydation quelconque. Les quelques diatomées observées dans les autres unités plus silteuses et sableuses sont préservées de la même manière. En comparaison avec les assemblages de diatomées pyritisées oxydées observées dans les niveaux sparnaciens équivalents des coupes du Cap d'Ailly, ces assemblages sont de meilleure qualité et démontrent l'intérêt de disposer d'un sondage carotté par rapport aux affleurements.

Unité Sorrus

Trois des quatre échantillons contiennent des diatomées pyritisées, le nombre d'individus allant de 3 à 25. Les sables contiennent beaucoup de minéraux denses (galène, anatase, rutile, …) et peu de diatomées pyritisées (Tableau 5.5). De plus, elles sont très fragmentées et une partie de celles-ci (jusque 50 % pour l'échantillon 34,31-34,45) ne sont pas identifiables.

L'échantillon le plus intéressant est situé au niveau 32,55-32,60 ; il contient trois diatomées, très bien conservées par épigénie, appartenant à la même espèce. Il s'agit de *Paralia siberica* var. *laevis*, caractéristique d'environnements estuariens et côtiers (Oreshkina, 2000 ; Van der Werff & Huls, 1976 ; Zong, 1997).

Unités La Calotterie et Bois Gorguette

Les échantillons de l'Unité La Calotterie ne contiennent ni pyrite ni diatomées, même en silice. Les sédiments de cette unité sont des sables glauconieux à oxydes de fer abondants. Par conséquent, si des diatomées pyritisées étaient présentes dans cette unité, elles ont été détruites par cette oxydation marquée. Etant donné que l'Unité Bois Gorguette est une unité continentale composées de sables fluviatiles, il était attendu de ne pas y trouver de diatomées. En effet, les diatomées d'eau douce sont connues pour être apparues seulement à l'Eocène supérieur (Lohmann & Andrews, 1968 ; Strel'nikova & Lastikva, 1999).

Unités Le Goulet et Saint-Aubin

Ces unités sont les plus riches en terme d'abondance de diatomées (plus de 220 individus dans chaque échantillon composé d'argile et de coquilles) et en terme de diversité des espèces (de 9 à 15). Les assemblages de diatomées pyritisées enregistrés dans ces deux unités sont semblables. Les diatomées abondantes sont *Fenestrella antiqua*, *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri, Actinoptychus senarius*, *Odontella mobiliensis*, *Biddulphia* sp. 1 et *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*. Les abondances de *Fenestrella antiqua* et *Actinoptychus senarius* augmentent vers le sommet de l'Unité Saint-Aubin à l'inverse de la *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*. L'*Odontella mobiliensis* est localisée essentiellement dans l'échantillon 20,55-20,65. Dans le sommet de l'Unité Saint-Aubin, l'espèce *Coscinodiscus*

morsianus var. *moelleri* disparaît. Il est à noter que l'échantillon du sommet prélevé dans une argile compacte ne livre que deux diatomées non identifiables.

Tableau 5.5 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans le sondage CC82 de Saint-Josse.

Echantillons	Unités	Abondance des diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Stellarima* sp.	*Paralia sibérica* var. *laevis*	*Paralia ornata*	*Coscinodiscus communatus*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus radiatus*	*Coscinodiscus* sp.	*Actinopychus senarius*	*Fenestrella antiqua*	*Rhizosolenia* sp.	*Triceratium* sp.	*Biddulphia* sp. 1	*Stellarima microtrias*	*Odontella mobiliensis*	*Stephanogonia danica*	*Stephanopyxis turris*	*Coscinodiscus granii*	*Melosira clavigera*	*Trinacria regina*	*Odontella obtusa ?*	*Odontella heibergii*	*Hemiaulus polycystinorum*	*Coscinodiscus perforatus*	*Biddulphia biddulphiana*	*Pterotheca ?* sp.	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
11,27-11,35	CDLB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
13,90-14,00	MH	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
14,85-15,00		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	2	1
16,20		A	ME	-	-	-	-	-	-	-	-	80	133	2	8	25	5	12	3	2	9	7	-	-	-	-	-	-	-	8	4	298	11
16,75-16,82		A	ME	-	-	-	-	13	134	-	7	60	142	-	-	1	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1	19	2	381	9
17,87	SA	A	ME	-	-	-	2	5	-	-	26	166	-	-	-	1	-	1	-	5	-	-	-	-	-	-	-	5	-	8	6	225	8
18,75-18,85		A	ME	-	-	-	7	83	-	-	13	107	1	9	38	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	2	270	9
19,50-19,60		A	ME	-	-	-	2	34	113	-	8	78	23	10	5	7	-	1	9	3	-	-	1	-	-	1	2	-	-	45	-	342	15
20,55-20,65		A	M	-	-	-	-	9	69	-	-	3	23	1	-	-	5	117	-	-	-	-	-	1	14	-	-	-	-	3	3	248	9
21,75-21,83	LG	A	M	-	-	1	12	31	61	*	19	2	19	2	4	30	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	38	-	222	13
29,50	BG	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-
30,00	LC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
31,00		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
32,50-32,55		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
32,55-32,60	SO	R	E	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	1
34,31-34,45		R	M	1	-	-	2	-	5	-	-	3	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	2	25	5
34,57-34,60		R	P	2	-	-	2	2	1	-	-	2	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	14	7
				3	3	1	18	98	471	*	34	267	613	18	27	101	14	131	14	10	10	7	3	1	14	1	2	5	1	144	20	2031	

CDLB=Château de la Bruyère MH=Mont Hulin SA=Saint-Aubin LG=Le Goulet BG=Bois Gorguette LC=La Calotterie SO=Sorrus
* : espèce non observée lors du comptage mais observée au microscope électronique

Tableau 5.6 : Abondances relatives des différents taxons observés dans le sondage CC82 de Saint-Josse.

Echantillons	Unités	Abondance des diatomées pyritisées		Préservation des diatomées pyritisées	*Stellarima* sp.	*Paralia sibirica* var. *laevis*	*Paralia ornata*	*Coscinodiscus communatus*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus radiatus*	*Coscinodiscus* sp.	*Actinoptychus senarius*	*Fenestrella antiqua*	*Rhizosolenia* sp.	*Triceratium* sp.	*Biddulphia* sp. 1	*Stellarima microtrias*	*Odontella obtusa*	*Stephanogonia danica*	*Stephanopyxis turris*	*Coscinodiscus granii*	*Meloisira clavigera*	*Trinacria regina*	*Odontella obtusa ?*	*Odontella heibergii*	*Hemiaulus polycystinorum*	*Coscinodiscus perforatus*	*Biddulphia biddulphiana*	*Pterotheca ?* sp.	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
11,27-11,35	CDLB	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
13,90-14,00	MH	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
14,85-15,00		R	P		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50,0	50,0	100	1
16,20		A	ME		-	-	-	-	-	-	-	-	26,8	44,6	0,7	2,7	8,4	2	4,0	1,0	1	3,0	2	-	-	-	-	-	-	-	-	2,7	1,3	100	11
16,75-16,82		A	ME		-	-	-	-	3,4	35,2	-	1,8	15,7	37,3	-	-	0,3	0	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	0	5,0	0,5	100	9
17,87	SA	A	ME		-	-	-	-	0,9	2,2	-	-	11,6	73,8	-	-	-	0	0,44	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	3,6	2,7	100	8
18,75-18,85		A	ME		-	-	-	-	2,6	30,7	-	-	4,8	39,6	0,4	3,3	14,1	0	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,6	0,7	100	9
19,50-19,60		A	ME		-	-	-	0,6	9,9	33,0	-	2,3	22,8	6,7	2,9	1,5	2,0	-	0,29	3	1	-	-	0	-	-	0	1	-	-	13,2	-	100	15
20,55-20,65		A	M		-	-	-	-	3,6	27,8	-	-	1,2	9,3	0,4	-	-	2,0	47,2	-	-	-	-	-	0	6	-	-	-	-	-	1,2	1,2	100	9
21,75-21,83	LG	A	M		-	0,5	5,4	14,0	27,5	*	8,6	0,9	8,6	0,9	1,8	13,5	0	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	17,1	-	100	13
29,50	BG	R	P		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	100	-
30,00	LC	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
31,00		-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
32,50-32,55		-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
32,55-32,60	SO	R	E		-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	1
34,31-34,45		R	M		4,0	-	-	8,0	-	20,0	-	-	12,0	-	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44,0	8,0	100	5
34,57-34,60		R	P		14,3	-	-	14,3	14,3	7,14	-	-	14,3	-	7,1	7,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21,4	-	100	7

CDLB=Château de la Bruyère MH=Mont Hulin SA=Saint-Aubin LG=Le Goulet BG=Bois Gorguette LC=La Calotterie SO=Sorrus

* : espèce non observée lors du comptage mais observée au microscope électronique

Unité Mont-Hulin

L'échantillon (13,90-14,00) de sable analysé est caractérisé par l'absence de diatomées pyritisées, plus généralement de tout corpuscule pyritisé et par l'abondance de minéraux denses : galène, anatase, rutile, brookite, tourmaline, …

Unité Château de la Bruyère

L'Unité Château de la Bruyère est constituée d'argiles, sédiments favorables à la préservation de la pyrite. L'échantillon prélevé dans cette unité n'a livré aucune diatomée pyritisée mais contient de nombreux corpuscules pyritisés fortement oxydés. En fait, cette partie supérieure du sondage CC82 est fortement altérée. L'Unité Château de la Bruyère possède un équivalent latéral non-altéré à Fromessent. Des échantillons additionnels ont été prélevés à Fromessent. Leur étude est détaillée p. 172-173.

5.3.4. Biostratigraphie

Toutes les unités de Saint-Josse ne livrent pas suffisamment de diatomées pour autoriser des interprétations biostratigraphiques. Seuls les assemblages de diatomées des Unités de Le Goulet et de Saint-Aubin sont composés de suffisamment d'individus pour reconnaître des zones de diatomées et ensuite établir des corrélations stratigraphiques. Les résultats permettant des interprétations biostratigraphiques sont exprimés d'une part dans la figure 5.9 donnant la distribution verticale des taxons. D'autre part, les distributions verticales des abondances relatives de certains taxons sont illustrées à la figure 5.10. Les taxons sélectionnés pour construire la figure 5.10 ont été choisi pour leur intérêt stratigraphique, qu'il soit avéré dans la bibliographie (e.a. King, 1983, 1990, Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner 1994, 1996 ; Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; Van Eetvelde et al., 2004) ou établi au cours de ce travail, ainsi que pour leur intérêt paléoenvironnemental. Ces taxons sont entre autres *Actinoptychus senarius, Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus, Fenestrella antiqua* et *Paralia siberica*.

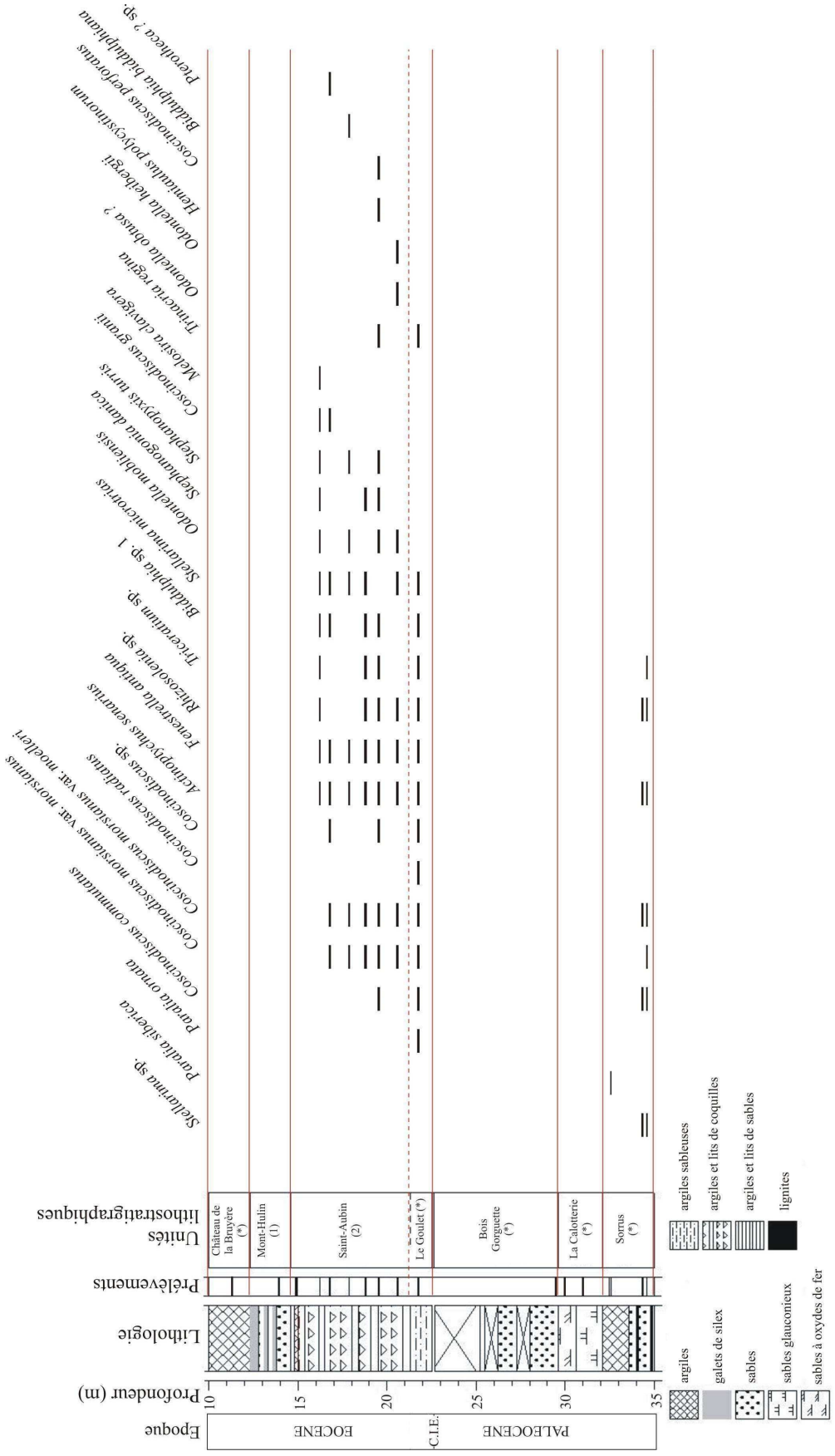


Figure 5.9 : Distribution stratigraphique des taxons présents dans le sondage de Saint-Josse. (*, unité informelle ; 1, Gosselet (1901) ; 2, Dubois (1921))

5.3.4.1. Zones de diatomées

Dans le sondage de Saint-Josse, deux assemblages distincts de diatomées ont été distingués dans les Unités Le Goulet et Saint-Aubin (Figure 5.10). Ces assemblages sont de composition similaires aux assemblages, observés au Cap d'Ailly et à Ølst, attribués aux zones D1 et D2 (cfr. chapitres 4 et 5) de type abondance (Thierry dans Rey (1997)). En raison de l'absence ou de la rareté des diatomées dans les autres unités du sondage, aucune zone de diatomées n'y a pu être identifiée.

La zone de diatomées D1, définie et reconnue au Danemark dans le Membre Haslund (ce travail) et observée dans l'Unité S.A.O.M. inférieure à Ailly (ce travail), est observée dans l'Unité Le Goulet et la partie inférieure de l'Unité Saint-Aubin. L'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* caractéristique de la zone D1 est observée dans les échantillons 21,75-21,83 (27,5 %), 20,55-20,65 (27,8 %), 19,50-19,60 (33,0 %) et 18,75-18,85 (30,7 %). Elle domine nettement l'abondance (8,6, 9,3 et 6,7 %) de l'espèce *Fenestrella antiqua*, dont l'abondance est caractéristique de la zone D2 plus jeune. L'échantillon 18,75-18,85 marque la limite entre l'assemblage D1 et l'assemblage D2. C'est à ce niveau que *Fenestrella antiqua* devient plus dominante (39,6 %) par rapport à *Coscinodiscus morsianus var. moelleri* (30,7 %). Dans les échantillons plus jeunes 17,87, 16,75-16,82 et 16,20, les associations de diatomées sont dominées par *Fenestrella antiqua* (respectivement 73,8, 37,3 et 44,6 %) et son probable premier acmé (73,8 % au niveau de l'échantillon 17,87). Par contre l'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* diminue dans ces échantillons. Par conséquent, l'intervalle 18,75-18,85/16,20, partie supérieure de l'Unité Saint-Aubin, est attribué à la zone D2, définie et reconnue au Danemark dans le Membre Værum (ce travail) et également observée dans l'Unité S.A.OM. supérieure à Ailly (ce travail).

Les espèces *Actinoptychus senarius* et *Paralia siberica* ne sont pas à prendre en compte dans l'étude biostratigraphique étant donné qu'elles sont étroitement liées à des conditions paléoenvironnementales particulières. *Actinoptychus senarius* est en effet caractéristique de milieu saumâtre (Van der Werff & Huls, 1976) et *Paralia siberica* de milieux estuariens (Van der Werff & Huls, 1976 ; Zong, 1997 ; Oreshkina, 2000). Les autres taxons, *Biddulphia* sp. 1, *Biddulphia biddulphiana*, *Coscinodiscus commutatus*, *Coscinodiscus granii*, *Coscinodiscus perforatus, Coscinodiscus radiatus*, *Hemiaulus polycystinorum*, *Melosira clavigera*, *Odontella heibergii*, *Odontella mobiliensis*, *Odontella obtusa ?*, *Paralia ornata*, *Pterotheca sp ?*, *Stephanogonia danica*, *Stephanopyxis turris*, *Stellarima microtrias*, *Stellarima* sp., , *Rhizosolenia* sp., *Triceratium* sp. et *Trinacria excavata* sont présents de manière irrégulière ou/et en faible quantité dans les Unités Le Goulet et Saint-Aubin. Etant donné qu'ils n'ont, d'après la bibliographie et ce travail, aucune importance stratigraphique, ils sont considérés comme accessoires et ne sont pas représentés à la figure 5.10 à l'exception des espèces présentant un intérêt paléoenvironnemental (voir pages 170-171).

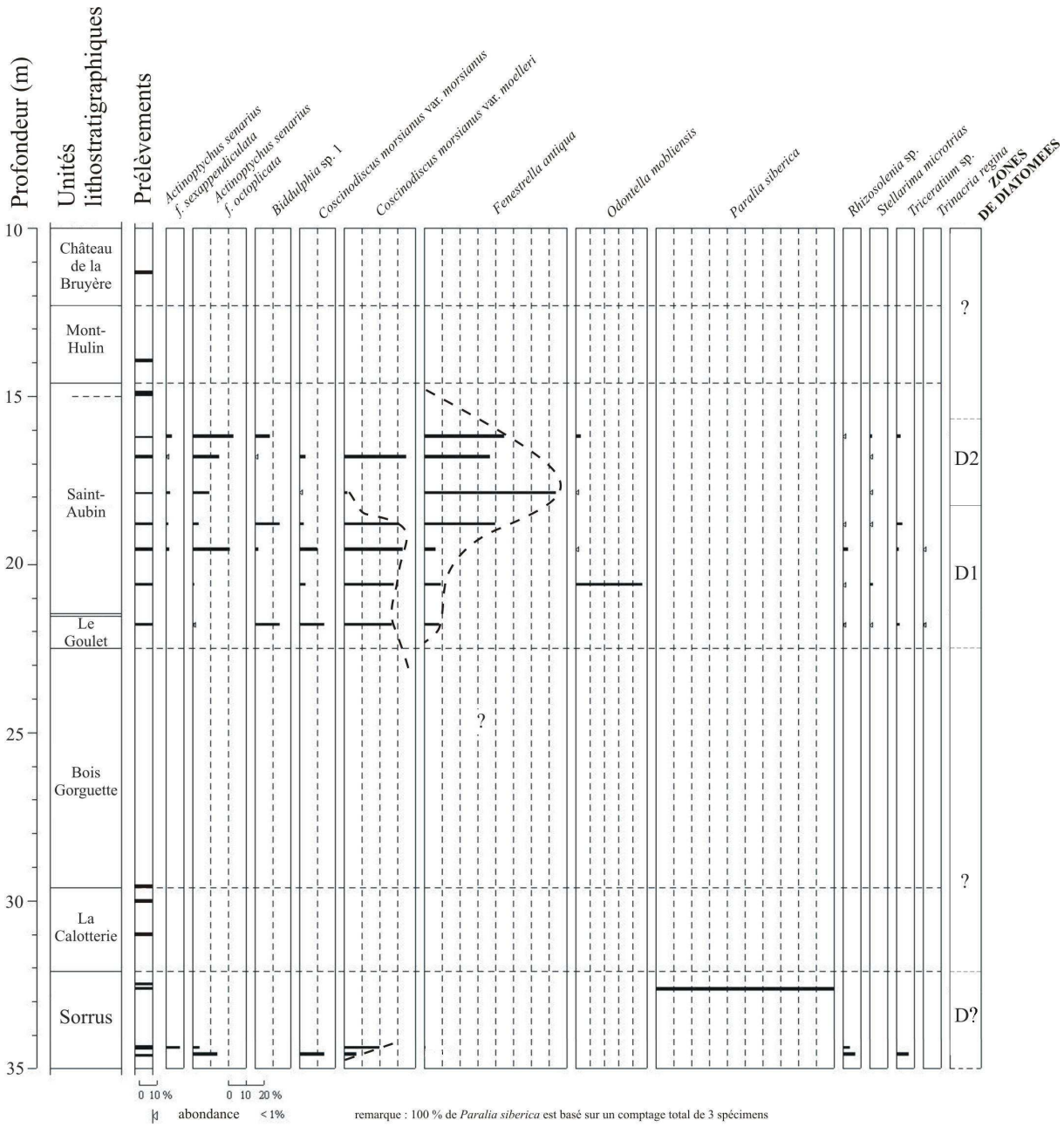


Figure 5.10 : Distribution verticale et abondances relatives des diatomées dans le sondage de Saint-Josse (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005).

5.3.4.2. Corrélations stratigraphiques

Les assemblages décrits ci-dessus contiennent les deux espèces, *Fenestrella antiqua* et *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, qui ont un intérêt certain dans la stratigraphie du Bassin de la Mer du Nord (King, 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner, 1994, 1996). Elles sont utilisées pour établir des corrélations stratigraphiques des unités de Saint-Josse avec les Formations Sele et Balder du Bassin de la Mer du Nord.

Dans la figure 5.11, je propose un parallèle entre les zones de diatomées, observées dans le sondage CC82, et les biozonations de King (1983, 1990), adaptées par Mitlehner (1994, 1996) et de Martini (1971). Pour rappel, la biozone NSP4 de King (1983) est définie à sa base par la première apparition de la *Fenestrella antiqua* et à son sommet par l'acmé de la même diatomée. Mitlehner (1996) a divisé cette biozone en deux parties : NSP4a et NSP4b (Fig. 1.15). La sous-zone NSP4a est caractérisée par l'abondance et l'acmé de la *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*. La sous-zone NSP4b est définie par l'abondance et l'acmé de *Fenestrella antiqua*. Etant donné la distribution de ces deux espèces (Fig. 5.10) dans le sondage CC82, les Unités Le Goulet et la partie inférieure de Saint-Aubin sont attribuées à la zone NSP4a, la partie supérieure de l'Unité de Saint-Aubin à la sous-zone NSP4b.

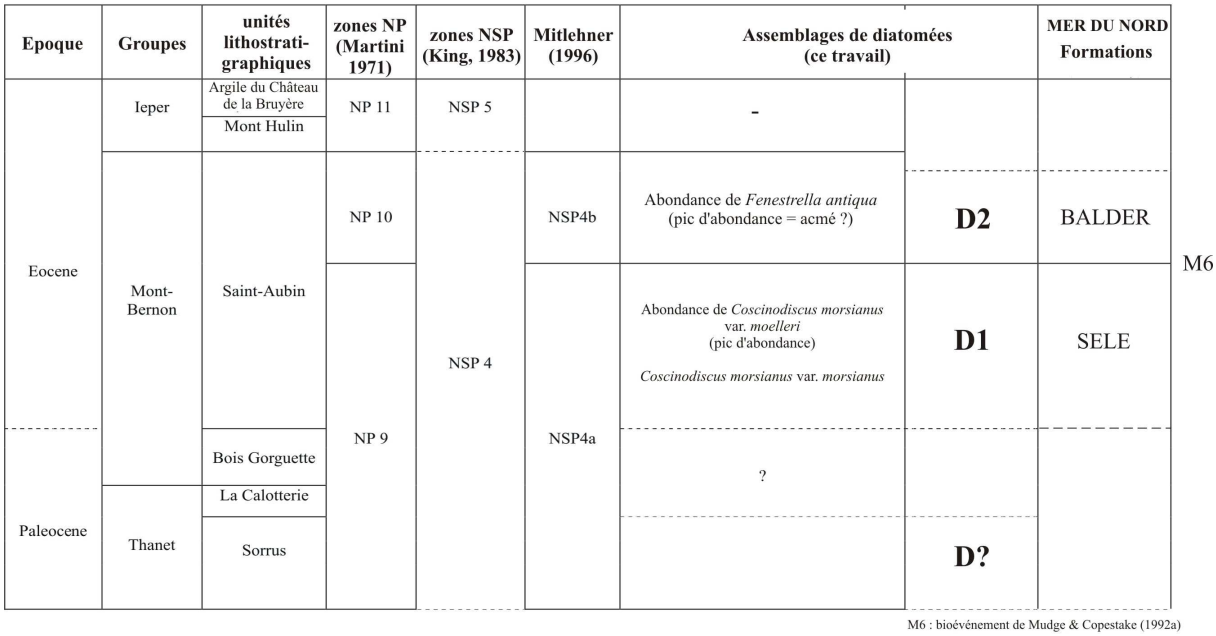


Figure 5.11 : Assemblages de diatomées pyritisées du sondage de Saint-Josse, corrélations avec les zonations de King et de Martini et les formations du Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005)

Ces observations permettent d'établir des corrélations entre les différentes unités de Saint-Josse et les formations de la Mer du Nord. Ces corrélations sont illustrées dans la figure 5.11. Etant donné la prédominance dans l'assemblage D1 de la *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, les Unités Le Goulet et la partie inférieure de Saint-Aubin (jusque l'intervalle 18,75-17,87) correspondent latéralement à la Formation Sele du Bassin de la Mer du Nord. L'abondance élevée et l'acmé de *Fenestrella antiqua* se situent dans la Formation Balder du Bassin de la Mer du Nord (King, 1983 ; Mitlehner, 1996). A Saint-Josse, l'abondance de *Fenestrella antiqua* est enregistrée dans la partie supérieure de l'Unité de Saint-Aubin (intervalle 17,87-16,20) ; le pic d'abondance (73,8 %), pouvant être l'acmé, est situé au niveau 17,87. La partie supérieure (17,87-16,20) de l'Unité de Saint-Aubin correspond donc latéralement à la Formation Balder.

Afin de préciser les limites des biochrons NP9 et NP10 de Martini (1971), j'ai utilisé les corrélations (King, 1983) entre ces biozones et la zonation NSP de King (1983). La limite entre les biochrons NP9 et NP10 est située dans l'intervalle 18,75-17,87 et la limite entre les biochrons NP10 et NP11 au niveau du contact entre les Unités de Saint-Aubin et du Mont-Hulin.

Le bio-événement M6 de Mudge & Copestake (1992a) est identifiable à Saint-Josse. Il correspond à la limite entre les zones D1 et D2. Cela implique et confirme que la Formation Sele peut être corrélée avec les Unités Le Goulet et Saint-Aubin (partie inférieure) et la Formation Balder à la partie supérieure de l'Unité de Saint-Aubin. Par contre le bio-événement M7 de Mudge & Copestake (1992a), correspondant à la limite supérieure de la zone NSP4 de King (1983) n'est pas décelable dans la succession de sédiments du Cap d'Ailly.

Concernant la limite P/E, la C.I.E. est positionnée au niveau de l'hiatus entre les Unités Bois Gorguette et Le Goulet (Magioncalda, 2004). Elle se situe dans la partie inférieure de la zone d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et nettement en-dessous du pic d'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua*. Cumulant les observations réalisées à ce sujet à Ølst, au Cap d'Ailly et à Saint-Josse, il s'avère que la C.I.E. se situe à la base de la zone D1 et en-dessous du pic d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*. Par conséquent, la base de l'Eocène est reconnue au moyen de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et pas à l'aide de la *Fenestrella antiqua* comme l'avait suggéré Mitlehner (1996).

5.3.5. Paléoenvironnements

Au cours de cette étude des sédiments sparnaciens de Saint-Josse, des diatomées d'eau douce n'ont jamais été observées même dans les unités continentales contenant des chenaux fluviatiles. Les Unités Sorrus, Le Goulet et de Saint-Aubin livrent suffisamment de diatomées pour autoriser des interprétations paléoenvironnementales. Au contraire, aucune interprétation ne peut être tirée pour les Unités de la Calotterie, du Bois Gorguette, du Mont-Hulin et du Château de la Bruyère, les diatomées étant trop rares ou absentes.

5.3.5.1. Faciès continentaux à influences marines épisodiques – Unité Sorrus

La base de l'Unité Sorrus (échantillons 34,31-34,45 et 34,57-34,60) contient des diatomées caractéristiques de milieux saumâtres et marins. Parmi celles-ci, d'une part *Fenestrella antiqua*, *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Rhizosolenia* sp. sont caractéristiques de milieux marins. D'autre part, *Actinoptychus senarius* et *Coscinodiscus commutatus* sont typiques de milieux saumâtres. En revanche, les sédiments de cette unité présentent des caractéristiques de milieux continentaux avec notamment la présence de deux niveaux de lignite. L'environnement de dépôt

probablement littoral ou estuarien devait certainement être en communication avec des milieux lagunaires ou marins et accueillir des incursions marines ou au moins partiellement saumâtres porteuses de diatomées. Ces assemblages de diatomées se seraient dès lors fossilisés dans un autre milieu que le leur et seraient allochtones.

En revanche, le niveau 32,55-32,60 contient un assemblage monospécifique de *Paralia siberica,* espèce caractéristique des milieux estuariens (Van der Werff & Huls, 1976 ; Zong, 1997 ; Oreshkina, 2000) et à défaut de véritables diatomées d'eau douce, correspond à l'environnement le plus continental du sondage.

5.3.5.2. Environnements saumâtres et marins – Unités Le Goulet et Saint-Aubin

Les diatomées des Unités Le Goulet et Saint-Aubin, très diversifiées (jusqu'à 15 espèces différentes), sont toutes saumâtres ou marines (aucune diatomée d'eau douce n'a été identifiée). Les espèces saumâtres prises en compte sont : *Actinoptychus senarius*, *Coscinodiscus commutatus* et *Stellarima microtrias*. Les espèces marines sont : *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, *Fenestrella antiqua*, *Odontella heibergii*, *Rhizosolenia* sp., *Trinacria regina* et *Odontella mobiliensis*. Leur distribution est donnée à la figure 5.10. Les espèces dont le milieu de vie est variable ou n'est pas déterminé dans la bibliographie, par exemple *Hemiaulus polycystinorum*, n'ont pas été considérées pour la construction de la figure 5.12.

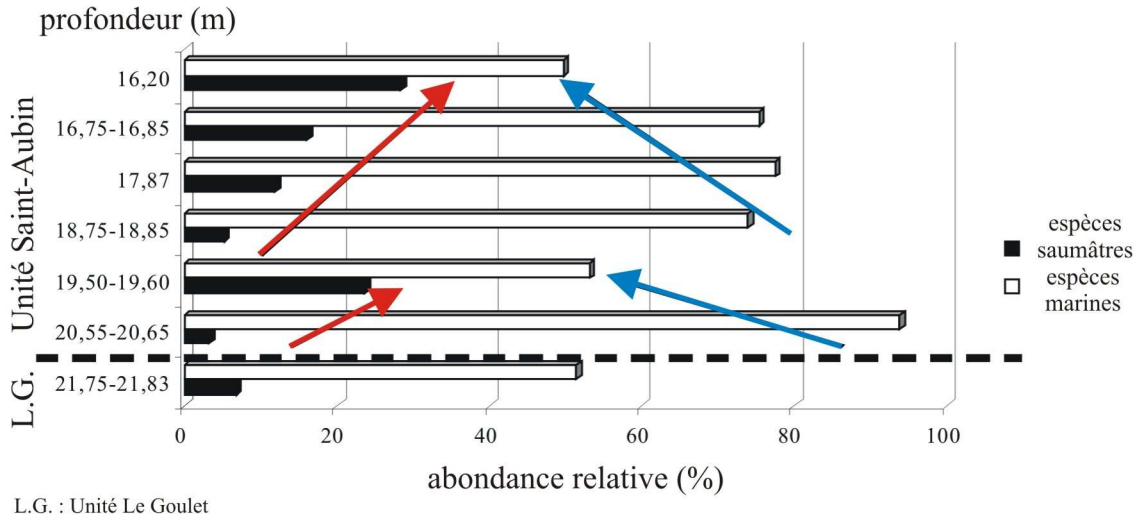


Figure 5.12 : Distribution des espèces saumâtres et marines dans l'Unité Saint-Aubin (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005). (flèches rouges : tendances saumâtres, flèches bleues : tendances marines)

La figure 5.12 montre d'une part, une augmentation progressive, en deux influx (flèches rouges), de l'assemblage des diatomées saumâtres ; et d'autre part, une abondance des diatomées marines toujours supérieure à 40 %. Ces assemblages témoignent d'une augmentation des conditions saumâtres vers le sommet de l'Unité Saint-Aubin qui garde, néanmoins, un caractère marin bien marqué.

5.4. FROMESSENT ET SAINT-OMER

Deux sites complémentaires ont été étudiés. Cinq échantillons prélevés en sondage dans l'Unité Château de la Bruyère à Fromessent ont été analysés pour combler le manque de résultats obtenus dans son équivalent latéral à Saint-Josse. Deux échantillons prélevés dans l'Unité Argile de Louvil à Saint-Omer (Thanétien, NP7-8 d'après Steurbaut (1998)) ont été analysés afin d'élargir notre intervalle stratigraphique d'étude et d'évaluer le potentiel biostratigraphique des diatomées dans le Paléocène supérieur.

5.4.1. Fromessent

Les échantillons de l'Unité Château de la Bruyère à Fromessent livrent des assemblages de diatomées pyritisées. Les résultats sont donnés dans le tableau 5.8. De 4 à 79 diatomées pyritisées ont été comptées et jusqu'à 9 taxons différents ont été reconnus. Les quatre échantillons supérieurs sont inexploitables en raison du faible nombre de diatomées pyritisées comptées et identifiées. Par contre l'échantillon 11,8-12,20 donne un résultat partiel intéressant. En effet, l'assemblage de diatomées présent dans cet échantillon est caractérisé par l'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua* et la présence des espèces *Craspedodiscus ellipticus*, *Diatom ovalis sensu* Bidgood et al. (1999) sp. 1 et sp. 2. Ces deux dernières sont probablement attribuables au genre *Craspedodiscus*. Ces observations constituent autant de critères de reconnaissance de ma zone D3 définie et reconnue dans les Unités FV4 et FV5 du Cap d'Ailly. Par conséquent, l'Unité Château de la Bruyère est corrélable aux Unités FV4 et FV5 de la Formation Varengeville du Cap d'Ailly. De plus la présence de nombreux spicules d'éponges pyritisés a été relevée dans l'Unité Château de la Bruyère à Fromessent ce qui n'est pas le cas dans les Unités FV4 et FV5. Cela montre que le contexte paléoenvironnemental de dépôt de l'Unité Château de la Bruyère était probablement moins profond et plus proximal que celui prévalant pendant la sédimentation des Unités FV4 et FV5.

Tableau 5.7 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans les échantillons de l'Unité du Château de la Bruyère à Fromessent.

Echantillons	Unités	Abondance diatomées pyritisées	Préservation des diatomées pyritisées	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Craspedodiscus ellipticus*	*Diatom ovalis* sp. 1	*Diatom ovalis* sp. 2	*Fenestrella antiqua*	*Hemiaulus elegans*	*Hemiaulus* sp.	*Triceratium heibergii*	*Triceratium* sp.	*Trinacria excavata*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
9,0-9,5		R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	3	-	4	?
10,70-10,75		R	M	-	-	1	-	3	-	-	-	-	-	-	-	6	-	10	>2
11,15-11,20	CLDB	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	9	-	11	>1
11,75-11,78		R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-	26	?
11,8-12,20		F	M	2	3	11	4	-	43	2	4	1	3	-	5	1	2	79	>9
				2	3	12	4	3	43	2	4	1	3	2	6	45	2	130	

CDLB= Argile du Château de la Bruyère

5.4.2. Saint-Omer

L'étude de deux échantillons prélevés dans les sédiments du Paléocène supérieur de l'Unité de Louvil à Saint-Omer n'a livré aucun résultat concret. Les deux échantillons contiennent de la pyrite légèrement oxydée mais aucune diatomée que ce soit en silice ou en pyrite n'a été mise en évidence. L'objectif consistant en l'évaluation du potentiel stratigraphique des diatomées pyritisées dans un intervalle stratigraphique étendu au Paléocène supérieur n'est donc pas atteint faute de matériel adéquat.

5.5. CONCLUSIONS : CORRELATIONS ENTRE LE BASSIN DE DIEPPE-HAMPSHIRE ET LES BASSINS DANOIS ET BASSINS DE LA MER DU NORD ET APPORTS PALEOENVIRONNEMENTAUX

Les dépôts "*sparnaciens*" sont notoirement réputés pour leur difficulté de corrélation, même à des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres, en raison des changements rapides de faciès latéraux et verticaux (Aubry, 1998). Les corrélations sont dès lors initialement établies sur base de similarité lithologique et améliorées lors de nouvelles découvertes biostratigraphiques. C'est ainsi que les premières corrélations entre les dépôts du Cap d'Ailly et de Saint-Josse ont été réalisées (Fig. 5.13). Ce travail montre que les sédiments de l'intervalle Paléocène-Eocène du sud-est du Bassin de Dieppe-Hampshire (Ailly et Saint-Josse) livrent des diatomées pyritisées bien conservées entre autre par épigénie et en quantité suffisante autorisant des études biostratigraphiques.

Trois zones de diatomées pyritisées ont été observées dans les sédiments de la coupe du Cap d'Ailly et des sondages de Saint-Josse et de Fromessent. Définie dans le Membre Haslund au Danemark, la zone D1, caractérisée par l'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri,* a été observée dans l'Unité S.A.O.M. inférieure à Ailly et dans la partie inférieure de l'Unité Saint-Aubin à Saint-Josse. La zone D2, caractérisée par l'abondance et l'acmé de l'espèce *Fenestrella antiqua,* a été définie et reconnue dans le Membre Værum au Danemark. Dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, elle est reconnue dans l'Unité S.A.O.M. supérieure à Ailly et dans la partie supérieure de l'Unité Saint-Aubin à Saint-Josse. Une troisième zone, D3, non reconnue au Danemark a été définie à Ailly. Cette zone est caractérisée par la présence diversifiée de diatomées ovales (*Craspedodiscus* spp.), circulaires (e.a. *Corona* sp., *Aulacodiscus* spp.) triangulaires (*Triceratium* spp., *Trigonium* spp. et *Trinacria* spp.) et bipolaires (*Hemiaulus* spp. et *Odontella* sp.). Elle a été observée dans les Unités FV4 et FV5 à Ailly et dans l'Unité Argile du Château de la Bruyère à Fromessent (équivalent latéral de Saint-Josse).

D'une part, ces zones de diatomées pyritisées supportent des corrélations entre les dépôts des coupes du Cap d'Ailly et de Saint-Josse. Elles confirment certaines corrélations basées sur la lithologie (Fig. 5.13). En effet, les zones de diatomées montrent que les Unités S.A.O.M. inférieure (Ailly) et S.A.O.M. supérieure sont respectivement corrélables aux parties inférieure (intervalle 21,83-18,85) et supérieure (intervalle 18,85-16,20) de l'Unité Saint-Aubin (Saint-Josse) (Fig. 5.15). On remarque que la division des S.A.O.M. en deux parties séparées par un paléosol indiquant une régression n'a pas lieu d'être faite à Saint-Josse. Je pense qu'il s'agit d'une influence tectonique locale probablement liée à l'activité de l'axe du Bray proche de la section du Cap d'Ailly. Mais cette coupure pourrait avoir une importance plus globale dans la mesure où elle coïncide, compte tenu de mes corrélations, avec la limite entre les Formations Sele et Balder en Mer du Nord. L'étude de ces zones de diatomées montre également que l'Unité Argile du Château de la Bruyère (Saint-Josse) est corrélable aux Unités FV4 et FV5 et probablement plus précisément à l'Unité FV4. En effet, l'Unité Argile du Château de la Bruyère contient également des concrétions carbonatées (Dupuis, comm. pers.), caractéristique lithologique de l'Unité FV4 (Argile brune à concrétions).

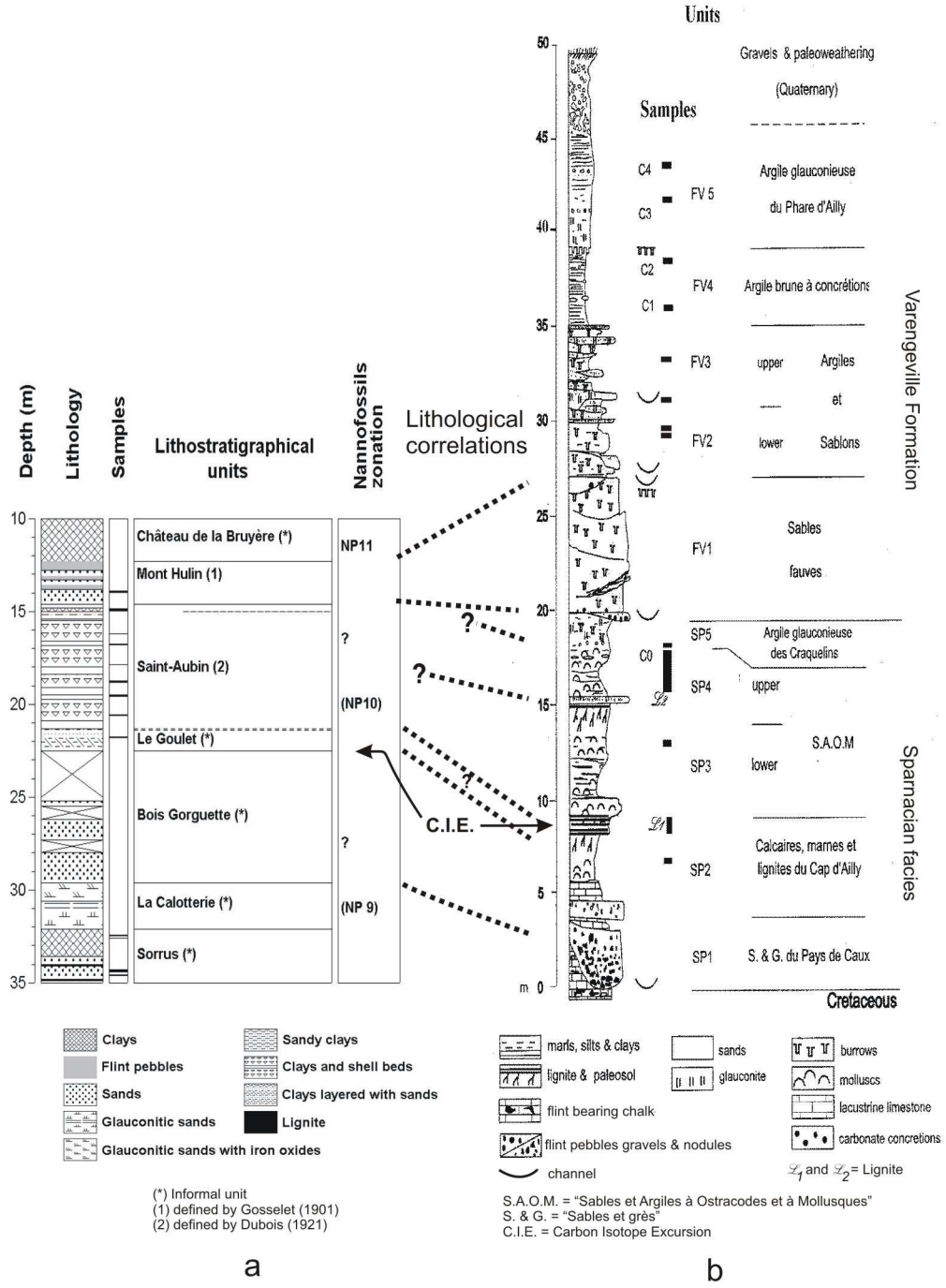


Figure 5.13 : Corrélations lithologiques entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Saint-Josse (a) et des coupes du Cap d'Ailly (b) (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2004).

D'autre part, ces zones de diatomées sont corrélables aux biozonations de King (1983), adaptées de Mitlehner (1996) et par croisement aux biozones de Martini (1971) fondées sur le nannoplancton calcaire (Fig. 5.14), ce qui précise la stratigraphie du sondage de Saint-Josse et des coupes du Cap d'Ailly. Les Unités Le Goulet (Saint-Josse), partie inférieure de Saint-Aubin (Saint-Josse) et S.A.O.M. inférieure (Ailly) sont corrélées aux zones NSP4 de King (1983), NSP4a de Mitlehner (1996) et NP9 de Martini (1971). Les Unités S.A.O.M. supérieure (Ailly) et partie supérieure de Saint-Aubin (Saint-Josse) sont corrélables aux zones NSP4 de King (1983), NSP4a de

Mitlehner (1996) et NP10 de Martini (1971). Ces résultats permettent de corréler les unités lithostratigraphiques du nord de la France aux Formations Sele et Balder de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (Fig. 5.15). Les Unités Le Goulet, partie inférieure de Saint-Aubin et S.A.O.M. inférieure peuvent être corrélées à la Formation Sele ; la partie supérieure de l'Unité Saint-Aubin et l'Unité S.A.O.M. supérieure étant corrélée à la Formation Balder.

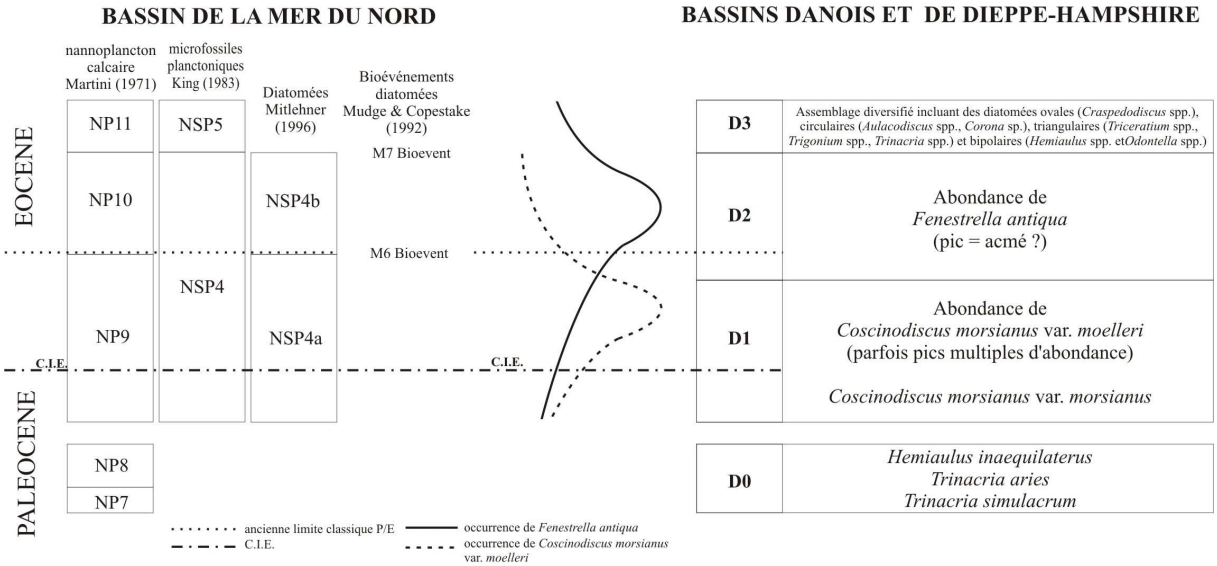


Figure 5.14 : Corrélations entre les zones de diatomées établies au cours de ce travail dans les sédiments Paléocène supérieur et Eocène inférieur des Bassins Danois et de Dieppe-Hampshire et les bioévénements de Mudge et Copestake (1992a) et les biozonations de Martini (1971), King (1983) et Mitlehner (1996).

Les zones D1 et D2 autorisent également les corrélations entre le Bassin de Dieppe-Hampshire et le Bassin danois (Fig. 5.15) étant donné qu'elles ont été observées dans les sédiments de ces deux bassins. Les Unités Le Goulet, partie inférieure de Saint-Aubin et S.A.O.M. inférieure peuvent être corrélées au Membre Haslund de la Formation Ølst (Fig. 5.15); la partie supérieure de l'Unité Saint-Aubin et l'Unité S.A.O.M. supérieure étant corrélée au Membre Værum de la Formation Ølst (Fig. 5.15). Si la zone D0 (Thanétien), établie et reconnue au Danemark, n'est pas observée dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, la zone D3 (observée à Ailly) présente des similarités avec les assemblages présents dans la Formation Røsnæs (Danemark) (Fig. 5.15). Par contre, la distinction entre les sous-zones D3a et D3b, établies dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, n'a pas pu être reconnue dans le Bassin Danois.

L'étude de la coupe du Cap d'Ailly et du sondage de Saint-Josse conduit à situer la position de la C.I.E. (mise en évidence directement dans les deux sites) par rapport aux zones de diatomées. En effet, la C.I.E. se situe dans la partie inférieure de la zone d'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus var. moelleri* et probablement en-dessous du(des) pic(s) d'abondance de cette dernière (Fig. 5.14). Cette zone est plus ancienne que celle caractérisée par l'abondance et l'acmé de *Fenestrella antiqua*. Par conséquent, l'acmé de l'espèce *Fenestrella antiqua* ne peut pas être utilisé pour reconnaître la base de l'Eocène comme le suggérait Mitlehner (1994, 1996).

L'intérêt paléoenvironnemental des diatomées pyritisées a été montré par l'étude du sondage de Saint-Josse et de la section du cap d'Ailly. Les diatomées pyritisées précisent les paléoenvironnements de l'intervalle Paléocène-Eocène du sondage de Saint-Josse. L'Unité Sorrus correspond à un paléoenvironnement continental soumis à une influence marine-saumâtre et l'Unité Saint-Aubin à un environnement lagunaire dont le caractère saumâtre augmente tout en restant soumis à des influences marines persistantes. A Ailly, l'augmentation marquée de l'influence marine durant l'Yprésien est confirmée par un changement majeur dans les assemblages de diatomées dans la partie supérieure de la Formation de Varengeville. Ce changement est caractérisé par la prolifération de diatomées bipolaires, triangulaires et ovales.

Aucune diatomée d'eau douce n'a été observée dans les sédiments d'Ailly et de Saint-Josse et ce, même dans les niveaux continentaux. Cela tend à montrer que les diatomées d'eau douce sont apparues après l'Eocène inférieur et non dans les lagunes "*sparnaciennes*" comme l'avait suggéré Bignot (1983). En fait, aucune espèce signalée par Bignot (1983) n'est une forme d'eau douce. Ses espèces, *Coscinodiscus morsianus* et *Fenestrella antiqua,* sont au contraire des espèces typiquement marines.

En conclusion, les diatomées pyritisées prouvent leur utilité au niveau stratigraphique et paléoenvironnemental dans les sédiments du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. Dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, les diatomées pyritisées contribuent à améliorer les corrélations stratigraphiques entre les différents dépôts *"sparnaciens"* et yprésiens du Bassin de Dieppe-Hampshire. L'étude des sédiments du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieure du Bassin de Dieppe-Hampshire vient compléter celle du Bassin Danois (chapitre 4) mettant ainsi en évidence la succession de quatre zones de diatomées ayant une utilité stratigraphique. A une échelle plus grande, les diatomées contribuent également à confirmer et améliorer les corrélations stratigraphiques entre les dépôts du Bassin de Dieppe-Hampshire et leurs équivalents latéraux des Bassins Danois et de la Mer du Nord.

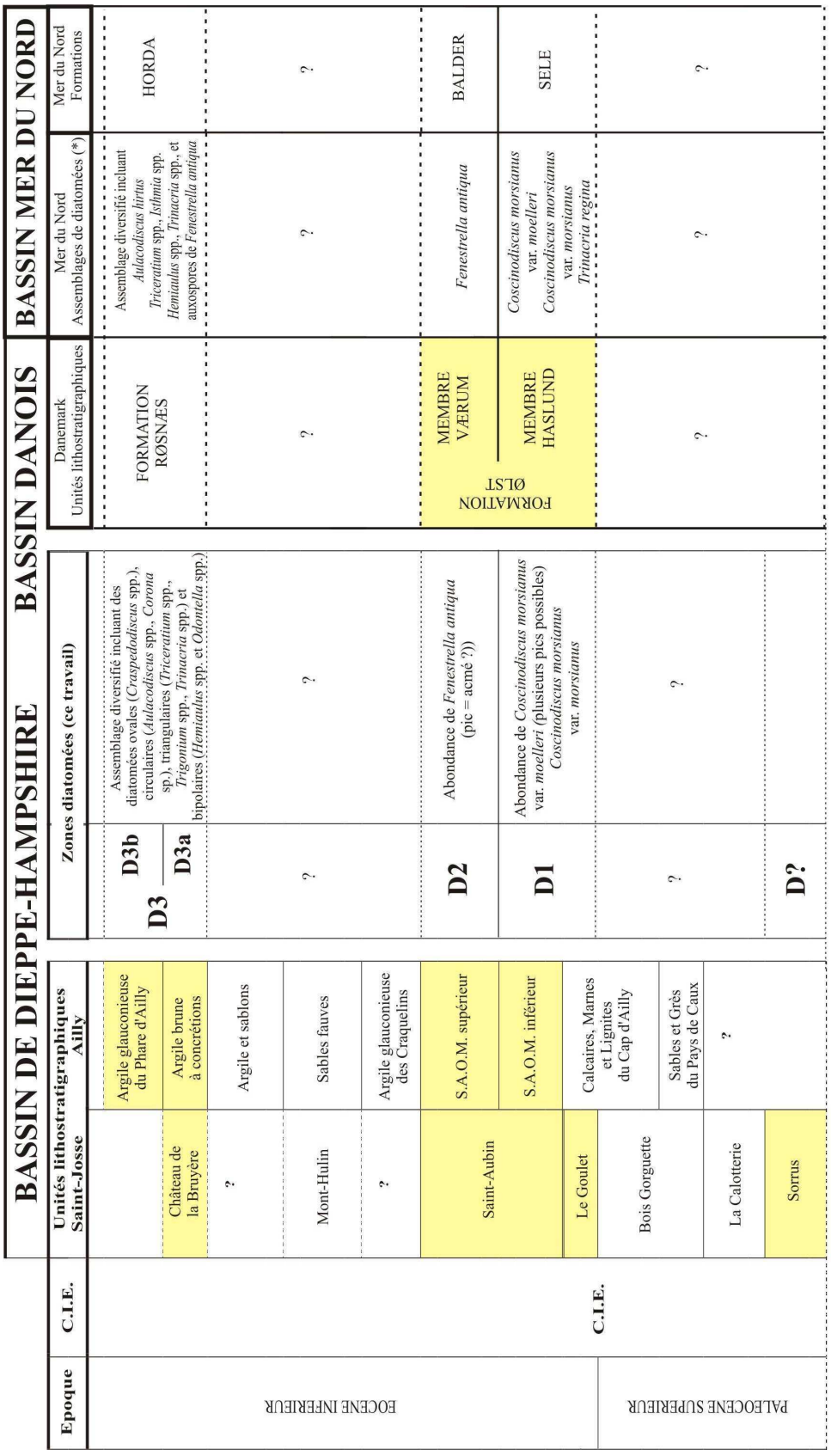


Figure 5.15 : Corrélations des unités lithostratigraphiques du Bassin de Dieppe-Hampshire (Saint-Josse et Ailly) avec les formations et membres du Bassin Danois et de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. Comparaisons des zones des assemblages de diatomées du Bassin de Dieppe-Hampshire et de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. (en jaune : unités, étudiées dans ce travail, riches en diatomées)

CHAPITRE 6 : ETUDE COMPLEMENTAIRE DU SONDAGE DE KNOKKE

6.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN BELGE, SUCCESSION DE l'EOCENE INFERIEUR ET OBJECTIFS

6.1.1. Le Bassin Belge

Durant le Paléogène, jusqu'à 600 m de sédiments se sont déposés dans le Bassin Belge qui constitue une extension, similaire à une baie, de la partie la plus méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Fig. 1.12). Les environnements de dépôt du Bassin Belge au Paléogène sont principalement marins de plateforme externe à côtier. Le Bassin Belge est entouré par une série de ″massifs anciens″ tels que le *Welsh-Anglian High* à l'ouest, le Massif Armoricain au sud et les Ardennes au sud-est. Le Bassin Belge, par le Bassin de la Mer du Nord, est en connexion permanente avec l'Océan Nord Atlantique et, via le nord de l'Allemagne et la Pologne, en connexion indirecte avec la Téthys (Fig. 1.12). Il est aussi temporairement connecté à l'Océan Atlantique par la Manche.

La stratigraphie du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur du Bassin Belge est illustrée à la figure 6.1. En Belgique, la limite P/E a traditionnellement été placée à la base de l'Yprésien, récemment redéfinie comme base du Membre Mont-Héribu Clay (Steurbaut, 1998) (Fig. 6.1). En termes de biostratigraphie des kystes de dinoflagellés, cette limite correspond plus ou moins à la première occurrence (F.O.) des représentants du genre *Wetzeliella*. La succession sous-jacente essentiellement fluvio-lagunaire, traditionnellement connue comme la Formation de Landen et récemment redéfinie comme la Formation Tienen (Steurbaut, 1998), était complètement incluse dans le Paléocène. Ces assignements traditionnels sont commentés par Steurbaut (1993, 1998), qui suggère que la limite P/E est placée plus bas à la base du Membre Zoute Silt, localement préservé, ou même encore plus bas à la base de la Formation Tienen.

De récentes analyses isotopiques du carbone dans les terrains lagunaires de l'intervalle Paléocène-Eocène ont montré que la limite entre la Formation Hannut et la Formation Tienen, sus-jacente, correspond à un important *shift* de -2‰ des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ de -25,8 ‰ à -28 ‰. D'après Steurbaut et al. (2003b), ce *shift* représente le début de l'excursion isotopique du carbone (C.I.E.). La base de cette dernière sert de critère de reconnaissance de la limite P/E (Luterbacher et al., 2000). Par conséquent, la totalité de la Formation Tienen et probablement aussi le Membre Dormaal Sand, et sa célèbre faune de mammifères observée dans des contextes plus proximaux continentaux (Steurbaut et al., 1999), doivent être incorporés à l'Eocène.

Ici, le début de la C.I.E. coïncide précisément avec une chute majeure du niveau marin, qui a mené au développement de paléovallées dans le Bassin Belge (Steurbaut et al., 2003b) et de larges chenaux sous-marins de faible amplitude (maximum 4 m) au GSSP de Dababiya en Egypte (Dupuis et al., 2003) et également dans la coupe de référence régionale du Cap d'Ailly. Cette chute du niveau marin correspond à une période de non-dépôt associée à une érosion substantielle dans le NW de l'Europe. Dans le Bassin Belge comme ailleurs, un événement majeur transgressif complexe s'est ensuite développé, consistant en plusieurs phases marquées par plusieurs arrêts de sédimentation. Il enchaîne par une sédimentation lagunaire-continentale (Formation Tienen), suivie d'une accumulation de silts de plateforme interne (Membre Zoute Silt) et d'argiles de plateforme externe (Formation Kortrijk).

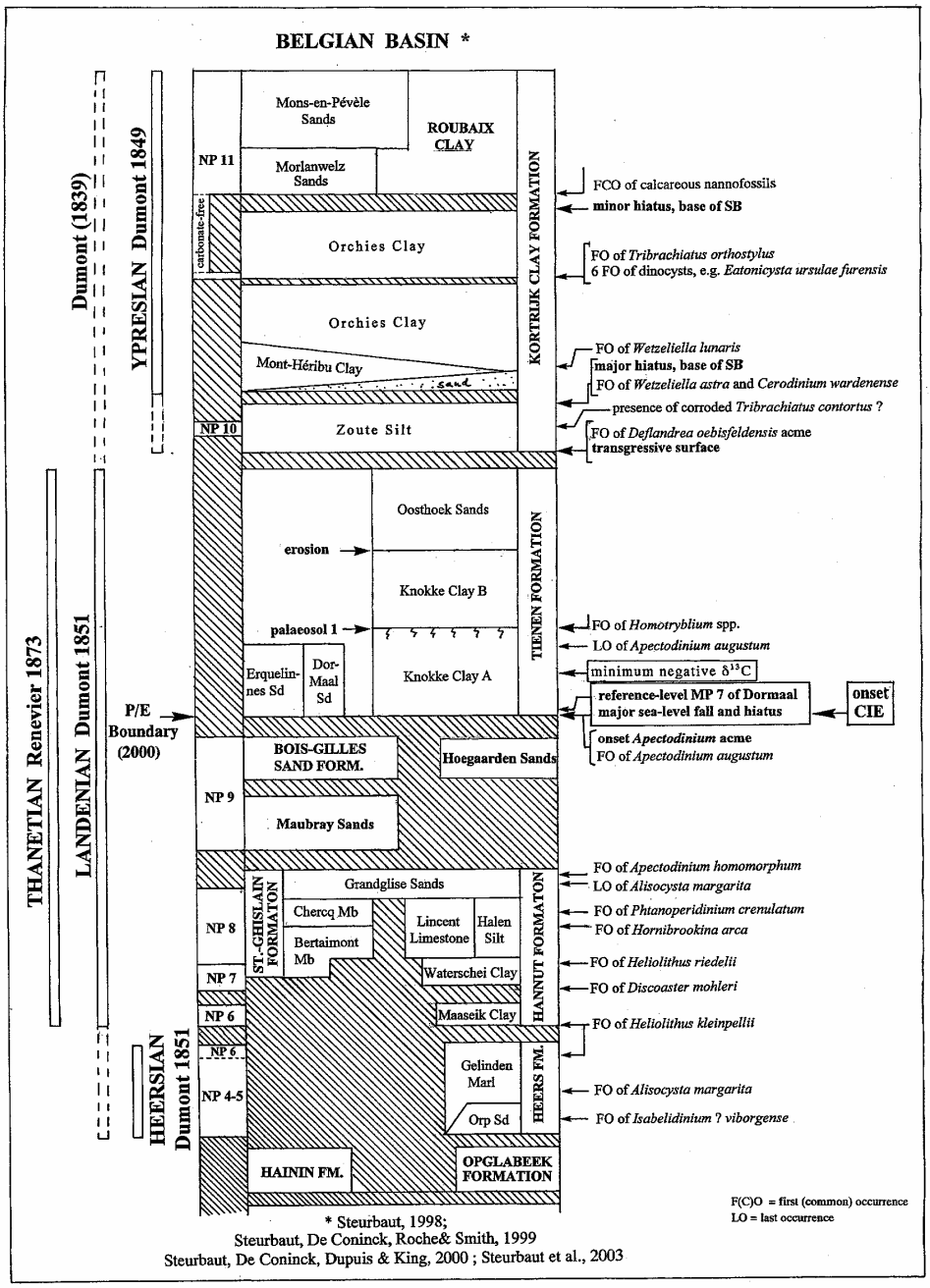


Figure 6.1 : Stratigraphie du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur du Bassin Belge (Steurbaut et al., 2003a).

6.1.2. Succession stratigraphique de l'Eocène inférieur

6.1.2.1. Formation Tienen

La Formation Tienen est une unité continentale à lagunaire, composée d'argiles à lignites, de lignites, de sables blancs, de marnes pâles et de lits de coquilles (Laga et al., 2001). Localement, des fragments de bois silicifiés, des traces de racines et des quartzites sont observables. La Formation de Tienen est subdivisée en cinq membres. Il s'agit des Membres Erquelinnes Sand (Hainaut), Knokke Clay (NW de la Belgique), Oosthoek Sand (NW de la Belgique), Loksbergen (NE de la Belgique) et Dormaal Sand (Hesbaye) (Laga et al., 2001). En fait, le Membre Knokke Clay (constitué d'argiles et de coquilles) essentiellement lagunaire passe latéralement, jusqu'au bord est et sud du Bassin, à des sables fluviatiles (le Membre Dormaal Sand au NE, le Membre Erquelines Sand au SW), des argiles fluviatiles à lignite (Leval Clays au SW) et un complexe fluviatile sablo-argileux (Membre Loksbergen au NE) (Steurbaut et al., 2003). Le Membre Knokke Clay est surmonté par le Membre Oosthoek Sand. Ce dernier est composé de sable, légèrement glauconieux, déposé dans un contexte probablement littoral de type barre sableuse (Steurbaut, 1998). Des faciès similaires sont présents tout le long de la marge méridionale du Bassin de la Mer du Nord, du sud de l'Angleterre (Formation Woolwich) jusque dans le nord de la France (faciès *"sparnaciens"*). Les limites inférieures et supérieures de la Formation Tienen correspondent à des arrêts majeurs de sédimentation. Cette formation s'est déposée durant le Biochron NP9 et contient un acmé d'*Apectodinium* (Steurbaut, 1998 ; Steurbaut et al., 1999, 2003b).

6.1.2.2. Formation Kortrijk Clay

La Formation Kortrijk Clay a été définie par Lyell (1852) et reprise par Steurbaut (1998). Il s'agit d'une unité à dominance argileuse d'âge Eocène inférieur (Fig. 6.1), formant la partie inférieure du Groupe d'Ieper (autrefois Formation Ieper) en Belgique. La séquence standard de cette formation est composée à la base d'un sable argileux induré et oxydé, avec des lentilles de sable pur (Laga et al., 2001). Cette base est surmontée par une alternance de sables argileux, ou argiles sableuses, glauconieuses laminées horizontalement, et d'argiles silteuses ou silts argileux compacts, localement bioturbés. Une série homogène d'argile silteuse très fine, avec quelques fines intercalations d'argile silteuse grossière ou de silt argileux très fins, la surmonte. Elle est suivie par une séquence moins homogène de silts argileux, grossiers à moyens avec certains niveaux riches en fossiles. L'ensemble de ces unités argileuses ou silteuses devient de plus en plus sableux vers le sud et l'est. Il est coiffé par une argile silteuse très fine clôturant la Formation Kortrijk Clay (Laga et al., 2001).

La Formation Kortrijk Clay s'est sédimentée dans des environnements marins néritiques dont les variations granulométriques répondent à de relativement hauts niveaux marins eustatiques durant l'Yprésien inférieur et moyen (Haq et al., 1988).

Elle passe latéralement vers le sud et l'est dans le SW de la Belgique et le N de la France à des sédiments à dominance sableuse, attribués à la Formation Mons-en-Pévèle (Steurbaut & Nolf, 1986 ; King, 1991 ; Steurbaut & King, 1994).

La Formation Kortrijk Clay dans le Bassin Belge est divisée en cinq membres successifs, définis principalement par Steurbaut & Nolf (1986) et Steurbaut (1998). Il s'agit dans l'ordre stratigraphique des Membres Zoute Silt, Mont-Héribu Clay (absent à Knokke), Orchies Clay, Roubaix Clay (Fig. 6.1) et Aalbeke Clay. Seuls les membres étudiés dans le cadre de ce travail sont présentés ci-dessous. Il s'agit des Membres Zoute Silt et Orchies Clay.

Membre Zoute Silt

Le Membre Zoute Silt est essentiellement silteux. De 4 m d'épaisseur, il a été d'abord observé dans le sondage de Knokke et appelé à titre d'essai Membre X (King, 1990). Ce Membre X a été officiellement renommé Membre Zoute Silt par Steurbaut (1998) et incorporé dans la Formation Kortrijk.

Le Membre Zoute Silt contient des assemblages de nannofossiles pauvrement préservés dépourvus d'espèces marqueurs. L'association de kystes de dinoflagellés présente dans cette unité est marquée par les pourcentages relativement élevés de *Spiniferites* spp., les pourcentages décroissants d'*Apectodinium* spp. et par l'absence de *Wetzeliella s*pp. (Steurbaut et al., 2003b). Des assemblages de moulages internes de diatomées pyritisées sont présents dans différents niveaux de ce membre (Moorkens et al., 2000). Le Membre Zoute Silt semble être restreint à l'extrémité NW de la Belgique et, jusqu'à présent, a seulement été rencontré dans son stratotype du sondage de Knokke (entre 284,1 et 288 m).

Membre Orchies Clay

Le Membre Orchies Clay est composé d'argiles compactes, relativement homogènes et non calcaires (Steurbaut, 1998). Ce membre contient des associations très diversifiées de dinokystes qui enregistrent plusieurs événements biostratigraphiques importants (De Coninck, 1991, 1999a & b). La microfaune est dominée par des assemblages de foraminifères agglutinés (Willems, 1982). Certains intervalles contiennent de rares foraminifères calcaires benthiques et quelques nannofossiles calcaires attribuables à la zone NP11 (Steurbaut, 1991). Le Membre Orchies Clay peut être observé dans toute la Belgique mais est rarement observable à l'affleurement. Il s'étend sur toute la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord, c'est-à-dire du sud de l'Angleterre jusque dans le nord de la France ("Argiles et Sablons", Dupuis et al., 1998).

6.1.3. Objectifs

Ce travail s'attache à démontrer le potentiel stratigraphique et paléoenvironnemental des diatomées pyritisées dans les faciès "*sparnaciens*" du Bassin de Dieppe-Hampshire (chapitre 5) dont l'équivalent latéral est traversé par le sondage de Knokke. Il s'agit de la Formation Tienen qui présente les mêmes caractéristiques lithologiques (principalement argiles et coquilles) et paléoenvironnementales (contexte lagunaire) que les sédiments des faciès "*sparnaciens*" (Dupuis et al., 1998). Il est dès lors étonnant que les travaux antérieurs n'aient jamais mis en évidence la présence de diatomées pyritisées dans la Formation Tienen (e.a. King, 1990 ; Moorkens et al., 2000). Par contre, la présence des diatomées pyritisées a déjà été montrée par King (1990) et Moorkens et al. (2000) dans la Formation Kortrijk. Par conséquent, un nouvel examen de la Formation de Tienen est entrepris à l'aide de la méthodologie développée au cours de ce travail. Quelques échantillons de la Formation Kortrijk seront également analysés.

La position géographique du sondage de Knokke justifie également le choix de son étude. En effet, il est situé dans une zone intermédiaire entre le nord de la France (Bassin de Dieppe-Hampshire) et les Bassins de la Mer du Nord (partie centrale) et Danois.

6.2. SONDAGE DE KNOKKE

Le sondage de Knokke est situé au nord-ouest de la Belgique. Ses coordonnées sont x=78.776, y =226.37 et z=+4.91 m. Foré en 1980, il a été décrit de manière détaillée par Laga & Vandenberghe (1990). L'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur a été réanalysé par Moorkens et al. (2000). Il comprend les Formations Tienen et Kortrijk qui constituent les objectifs de mon étude du sondage de Knokke. La lithologie et la biostratigraphie de cet intervalle sont présentées à la figure 6.2. La succession stratigraphique étudiée est détaillée ci-dessous.

6.2.1. Succession stratigraphique

6.2.1.1. Formation de Tienen

La Formation de Tienen est présente dans l'intervalle 311-288 m. Composée de sables, d'argiles et de lits de coquilles, elle forme l'équivalent latéral de la succession essentiellement non-marine *"sparnacienne"* du Bassin de Paris (Moorkens et al., 2000). Le sondage de Knokke traverse trois unités appartenant à la Formation de Tienen : l'Unité Unnamed (lagoonal) Sand (310-308 m), le Membre Knokke Clay (307-297 m) et le Membre Oosthoek Sand (297-288 m).

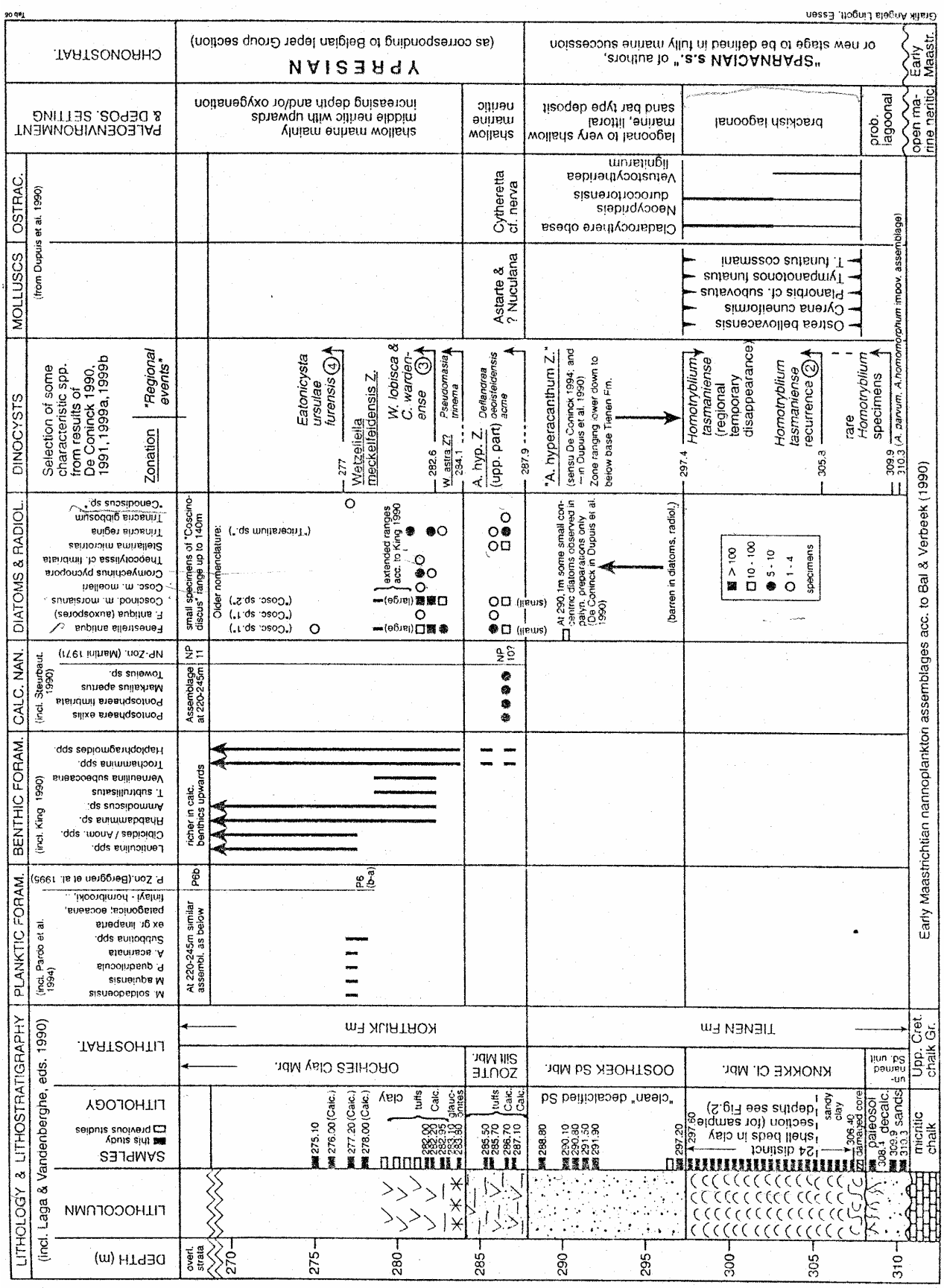


Figure 6.2 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de l'intervalle 310-270 du sondage de Knokke (Moorkens et al., 2000 ; d'après Laga & Vandenberghe (1990) et Steurbaut (1998)).

Unité Unnamed (lagoonal) Sand Unit

L'intervalle basal (310 à 308 m) est composé de sables non-carbonatés, de couleur pourpre à brune. Le sommet de cette unité se termine par un paléosol. Un assemblage pauvre en dinokystes, incluant *Apectodinium parvum* et *Apectodinium homomorphum*, est présent au niveau 309,9 m (Dupuis et al., 1990 ; De Coninck, 1999). Cet assemblage suggère un environnement lagunaire. La position stratigraphique de cet intervalle est difficile à établir étant donné l'extrême rareté de dinokystes et la totale absence d'autres microfossiles (Moorkens et al., 2000). Par corrélation lithologique, cet intervalle est attribué au faciès *"sparnacien"* du Bassin de Paris (Moorkens et al., 2000).

Membre Knokke Clay

Le Membre de Knokke Clay est reconnu dans l'intervalle 307-297 m. Il est composé d'argiles typiques de milieux lagunaires saumâtres et de 24 fins lits de coquilles. Cinq espèces de mollusques d'environnements saumâtres (dominance d'*Ostrea bellovacensis*) et six taxons d'ostracodes, également d'environnements saumâtres, ont été reconnus dans les lits de coquilles (Dupuis et al., 1990). Il s'agit de la seule matière calcaire observée dans la Formation de Tienen, les argiles entre les lits de coquilles étant non-carbonatées. L'étude des dinokystes montre que cet intervalle appartient à la zone *Apectodinium hypercanthum* (De Coninck, 1999).

Les corrélations entre la coupe du Cap d'Ailly et les sondages belges dont Knokke a déjà été réalisée par (Steurbaut et al, 1999 ; Moorkens et al., 2000). Ces corrélations ont été basées sur la triple subdivision du complexe continental-lagunaire, Formation de Tienen en Belgique et faciès *"sparnacien"* dans le nord de la France, et sur les supposées équivalences latérales de l'horizon de lignite L_1, des paléosols sus-jacents, des faciès argileux et coquilliers au dessus de L_1 et de l'influx majeur de kaolinite, juste en dessous du L_1 dans les deux régions (Steurbaut et al., 1999).

Des analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été réalisées dans le Membre Knokke Clay sur des coquilles d'huîtres (*Ostrea bellovacensis*) (Moorkens et al., 2000). Les variations isotopiques observées ne permettent pas de dire si l'argile du Membre Knokke Clay s'est formée au moment de la C.I.E. Dans les environnements marins marginaux, le $\delta^{13}C$ peut varier de manière significative à cause de la variation de la quantité de matière organique atteignant la mer par les eaux de rivières. De telles variations peuvent prendre le pas sur la baisse globale atmosphérique/océanique du $\delta^{13}C$. La datation à l'heure actuelle par les dinokystes de la Formation de Tienen (De Coninck, 1999) dans le sondage de Knokke suggère que l'intervalle 307-297 doit être plus jeune que l'événement $\delta^{13}C$, du moins à partir du moment où on accepte que la C.I.E. se produit durant la zone *Apectodinium augustum* (et l'acmé de l'espèce *Apectodinium homomorphum*), comme observé au Danemark et au nord-ouest de l'Autriche (Heilmann-Clausen, 1997 ; Egger, 1998).

Membre Oosthoek Sand

Présent dans l'intervalle 297-288 m, le Membre Oosthoek Sand est composé de sables non-carbonatés déposés dans un contexte probablement lagunaire ou littoral de type barre sableuse (Laga & Vandenberghe, 1990). Quelques dinokystes appartenant à la zone *Apectodinium hypercanthum* et quelques moulages internes de diatomées en pyrite, vus dans les préparations palynologiques, ont été observés dans cet intervalle (Dupuis et al., 1990).

Les dépôts de 308 à 288 m forment probablement un équivalent latéral de la partie la plus jeune du ″S*parnacien*″. L'intervalle 310-308 peut correspondre à la partie basale (post-C.I.E.) de la succession ″*sparnacienne*″ du Bassin de Paris (Moorkens et al., 2000).

6.2.1.2. Formation Kortrijk Clay

Membre Zoute Silt

Le Membre Zoute Silt est reconnu dans l'intervalle 287-284,15 m. Il est composé de silts argileux fins et contient un fin niveau silteux riche en cendres volcaniques. Les assemblages de dinokystes présents dans ce membre permettent de l'attribuer à la zone à *Apectodinium hyperacanthum*. Dans cet intervalle, une association pauvre de coccolithes est également observée (Moorkens et al., 2000). Elle ne contient pas d'espèces marqueurs mais des taxons comme *Pontosphaera exilis*, *Pontosphaera fimbriata*, *Markalius apertus* et *Toweius* sp. suggèrent une appartenance au Biochron NP10, comme attendu pour cet intervalle (Moorkens et al., 2000). Certains débris de moulages internes de diatomées pyritisées ont été observés (Moorkens et al., 2000). Ils correspondent à la flore de diatomées pyritisées fossilisée dans le sommet de la Formation Sele de la Mer du Nord (Moorkens et al., 2000).

Membre Orchies Clay

Le Membre Orchies Clay est présent dans l'intervalle 284,15-250 m. Etudié par Moorkens et al. (2000) entre 284,15 m et 257 m, ce membre est composé d'argiles, de silts, de cendres volcaniques et d'un niveau basal de 15 cm d'épaisseur de sable fin glauconieux (284,15-284 m). Ce membre est attribué à la zone NP10 (De Coninck, 1990 ; Dupuis et al., 1990 ; Steurbaut, 1990 ; Moorkens et al., 2000). La zone NP11 a été formellement reconnue à partir de 245 m mais la position précise de la limite NP10/NP11 dans le sondage n'est pas connue. Des assemblages relativement riches de moulages internes de diatomées en pyrite et de radiolaires sont présents dans l'intervalle 282,95-282 (Moorkens et al., 2000). Les diatomées sont de type Balder (*Fenestrella antiqua*, *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* et *Trinacria regina*) (Moorkens et al., 2000). De rares diatomées pyritisées sont présentes au niveau 277,2 m et sont généralement de type post-Balder (Moorkens et al., 2000). Il est nécessaire

de préciser que les flores de diatomées mentionnées par Moorkens et al (2000) réfèrent aux types Balder et/ou post-Balder sans aucune description des assemblages.

6.2.2. Prélèvements

Vingt prélèvements ont été réalisés dans les sédiments des unités traversées par le sondage dans l'intervalle 310,3-270 m, c'-est-à-dire de l'Unité Unnamed Sand (Formation de Tienen) à l'Unité Orchies Clay (Formation Kortrijk). Trois échantillons ont été prélevés dans l'Unité Unnamed Sand. Dix échantillons, dont deux dans une partie (intervalle 308-307,9 m) endommagée du sondage, ont été également prélevés dans les argiles et les niveaux à coquilles de l'Unité Knokke Clay. Respectivement un et trois prélèvements ont été effectués dans les Unités Oosthoek Sand et Zoute Silt. Trois derniers prélèvements ont été réalisés dans l'Unité Orchies Clay. La position de l'ensemble des échantillons est donnée à la figure 6.2. Sur cette figure, les six échantillons analysés par Moorkens et al. (2000) livrant un contenu en diatomées pyritisées sont également positionnés. Ils sont situés dans les Unités Oosthoek Sand (un échantillon), Zoute Silt (deux échantillons) et Orchies Clay (cinq échantillons).

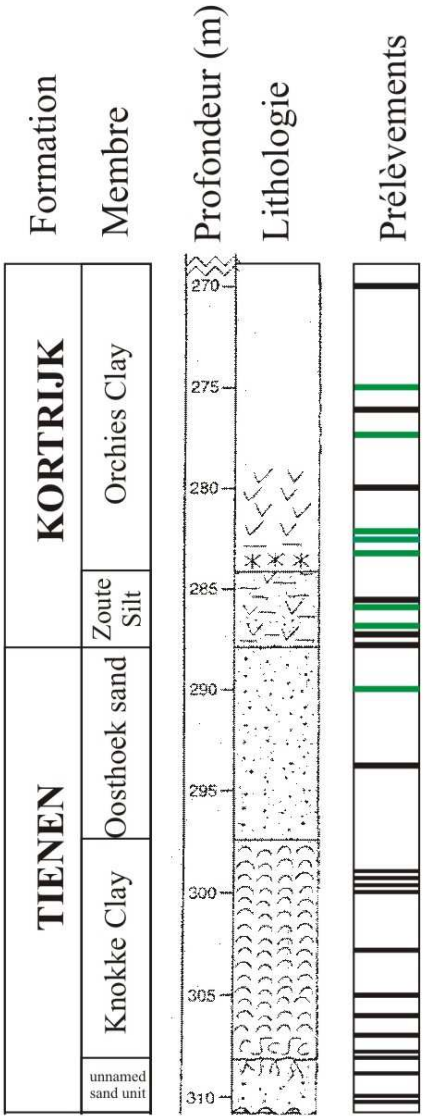


Figure 6.3 : Log lithostratigraphique du sondage de Knokke. Position des échantillons analysés (en noir : ce travail ; en vert : Moorkens et al., 2000))

6.2.3. Résultats

Sur les cinq unités étudiées, trois (Knokke Clay, Zoute Silt et Orchies Clay) contiennent des diatomées pyritisées (12 échantillons sur 20). Leur nombre varie fortement et s'étend de 8 à 307 individus répartis en un maximum de 14 taxons différents (Tableau 6.1). Les résultats des comptages sont donnés dans les tableaux 6.1 (nombre d'individus et diversité spécifique) et 6.2 (abondance relatives des taxons). Les références relatives aux taxons identifiés sont reportées dans la liste des genres et des espèces (pages 89-90). Les résultats de Moorkens et al. (2000) et de De Coninck (dans Dupuis et al., 1990) ont été ajoutés dans le tableau 6.1 (lignes grises).

6.2.3.1. Formation Tienen

Unité Unnamed Sand

Les trois échantillons prélevés dans les sables de l'Unité Unnamed Sand ne contiennent ni diatomées en pyrite ni diatomées en silice. Des corpuscules pyritisés ont été observés mais aucun d'entre eux n'est attribuable à un microfossile.

Unité Knokke Clay

Partie principale de mon analyse du sondage de Knokke, l'étude de l'Unité Knokke Clay donne des résultats variables. Les deux échantillons, 308 et 308-307,9, ne contiennent pas de diatomées pyritisées. Pour rappel, ces deux échantillons ont été prélevés dans une partie endommagée du sondage. Les huit autres échantillons contiennent des diatomées pyritisées, de 16 à 307 individus comptés répartis en 4 à 14 taxons différents. Les échantillons 305,8-305,88 et 305-305,1 sont les plus riches en terme d'abondance (respectivement 291 et 307 spécimens observés) et l'échantillon 299-299,1 est le plus diversifié (14 taxons reconnus). La préservation des diatomées pyritisées est assez faible. Il s'agit le plus souvent de moulages internes dépourvus de toute ornementation préservée par épigénie. De rares fragments du frustule sont parfois observés sur des moulages internes. De plus la pyrite constituant les moulages est légèrement à fortement oxydée.

Les deux diatomées les plus abondantes sont *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*. Les autres taxons présents dans l'Unité de Tienen mais de manière irrégulière et/ou en faibles abondances relatives sont par ordre alphabétique : *Actinoptychus splendens*, *Actinoptychus* sp., *Coscinodiscus antiquus*, *Coscinodiscus* sp., *Fenestrella antiqua*, *Hemiaulus elegans*, *Hemiaulus* sp., *Odontella mobiliensis*, *Odontropis* sp., *Stephanogonia danica*, *Stephanopyxis turris*, *Stellarima primalabiata*, *Triceratium heibergii*, *Trinacria excavata* et *Trinacria regina*.

Unité Oosthoek Sand

L'échantillon de sable (293,8 m) analysé ne contient pas de diatomées. Par contre d'après Moorkens et al. (2000), l'échantillon situé au niveau 290,1-290,2 contient de 10 à 100 petites diatomées circulaires biconvexes.

Tableau 6.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans les échantillons de l'intervalle 310,3-270 du sondage de Knokke.

Position (m)	Formation	Membre	Abondance diatomées	Préservation des diatomées	*Stellarima primalabiata*	*Coscinodiscus antiquus*	*Actinoptychus splendens*	*Actinoptychus* sp.	*Hemiaulus elegans*	*Odontella mobiliensis*	*Odontropis* sp.	*Stephanogonia danica*	*Trinacria excavata*	*Trinacria gibbosum*	*Stellarima microtrias*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus* sp.	*Stephanopyxis turris*	*Hemiaulus* sp.	*Fenestrella antiqua*	*Trinacria regina*	*Triceratium heibergii*	*Melosira clavigera*	*Small concentric diatom biconvex*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
270-270,1			R	P (*)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	4	3	2	2	2	-	5	4	1	24	6
275,1			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1-4	-	-	-	-	-	-	-	>1	1
275,9-276			R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	49	-	11	-	62	2
277,20		Orchies	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	>1	1
279,9-280		Clay	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-	5	-	-	-	8	-	1	-	18	3
282,00			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1-4	>100	-	-	-	10-100	-	-	-	-	-	-	-	>111	3
282,20	Kortrijk		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	>100	-	-	-	>100	5-10	-	-	-	-	-	-	>205	3
282,95			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10-100	-	-	-	5-10	1-4	-	-	-	-	-	-	>16	3
285,6-285,65			R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	2	-	8	2
285,70		Zoute	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1-4	-	1-4	-	-	-	5-10	1-4	-	-	-	-	-	-	>8	4
286,70		Silt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1-4	10-100	-	10-100	-	-	-	10-100	5-10	-	-	-	-	-	-	>36	5
287-287,1			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
287,45-287,5			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
290,1-290,2		Oosthoek	?	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10-100	-	-	-	0	1
293,8-293,8		Sand	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
299-299,1			F	M	-	3	25	4	4	4	1	1	24	-	-	5	4	1	-	1	6	7	-	-	-	3	7	-	100	14
299,28-299,3			R	M	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	5	2	-	6	-	1	1	25	5
299,6-299,69			R	M(*)	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	2	-	-	-	2	1	4	-	18	4
300,0		Knokke	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	3	2	-	-	-	-	-	5	2	-	16	4
302,9-303		Clay	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	4	-	1	-	-	-	-	-	4	1	4	-	23	4
305-305,1	Tienen		A	M	-	-	-	31	24	22	-	-	6	4	-	134	17	-	4	6	7	8	-	-	-	23	21	-	307	11
305,8-305,88			A	M	-	-	-	29	26	18	-	-	2	5	-	103	13	-	6	2	7	9	-	-	-	32	17	-	269	11
307,3-307,4			R	P (*)	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	8	-	2	1	19	4
307,9-308		in damaged	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
308,0		core	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
308,9-309		unnamed	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
310,0		sand	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
310,3			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
					6	7	25	64	54	44	1	1	32	9	0	259	51	1	21	15	36	31	4	2	77	70	76	3	889	

(*) fragments ou parties du frustule montrent des aréoles conservées par épigénie

observées lors de l'étude de Moorkens et al. (2000) et De Coninck dans Dupuis *et al.* (1990) mais pas lors de notre étude

Tableau 6.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées présents dans les échantillons de l'intervalle 310,3-270 du sondage de Knokke.

Position (m)	Formation	Membre	Abondance diatomées	Préservation des diatomées	*Stellarima primalabiata*	*Coscinodiscus antiquus*	*Actinopyrchus splendens*	*Actinopyrchus* sp.	*Hemiaulus elegans*	*Odontella* sp.1	*Odontropis* sp.	*Stephanogonia danica*	*Trinacria excavata*	*Trinacria gibbosum*	*Stellarima microtrias*	*Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*	*Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*	*Coscinodiscus* sp.	*Stephanopyxis turris*	*Hemiaulus* sp.	*Fenestrella antiqua*	*Trinacria regina*	*Triceratium heibergii*	*Meloslra claviger a*	*Small concentric diatom bicornex*	Diatomées triangulaires non-identifiables	Diatomées circulaires non-identifiables	Diatomées non-identifiables	**Nombre total de diatomées comptées**	**Diversité des espèces**
270-270,1	Kortrijk	Orchies	R	P (*)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,2	16,7	12,5	8,3	8,3	8,3	-	20,8	16,7	4,2	100	6
275,9-276		Clay	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	79,0	-	17,7	-	100	2
279,9-280			R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,1	11,1	-	-	-	27,8	-	-	-	44,4	-	5,6	-	100	3
285,6-285,65		Zoute	R	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,0	-	-	-	-	50,0	-	-	-	-	-	25,0	-	100	2
287-287,1		Silt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
287,45-287,5			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
293,8-293,8		Oostkerk Sand	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
299-299,1	Tienen	Knokke Clay	F	M	-	3,0	25,0	4,0	4,0	4,0	1,0	1,0	24,0	-	-	5,0	4,0	1,0	-	1,0	6,0	7,0	-	-	-	3,0	7,0	-	100	14
299,28-299,3			R	M	-	16,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24,0	-	-	20,0	8,0	-	24,0	-	4,0	4,0	100	5
299,6-299,69			R	M(*)	11,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	38,9	-	-	-	11,1	-	-	-	11,1	5,6	22,2	-	100	4
300,0			R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,5	12,5	-	18,8	12,5	-	-	-	-	-	31,3	12,5	-	100	4
302,9-303			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	39,1	17,4	-	4,3	-	-	-	-	-	17,4	4,3	17,4	-	100	4
305-305,1			A	M	-	-	-	10,1	7,8	7,2	-	-	2,0	1,3	-	43,6	5,5	-	1,3	2,0	2,3	2,6	-	-	-	7,5	6,8	-	100	11
305,8-305,88			A	M	-	-	-	10,8	9,7	6,7	-	-	0,7	1,9	-	38,3	4,8	-	2,2	0,7	2,6	3,3	-	-	-	11,9	6,3	-	100	11
307,3-307,4			R	P (*)	21,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,5	10,5	-	-	-	-	-	-	-	42,1	-	10,5	5,3	100	4
307,9-308		in damaged core	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
308,0			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
308,9-309		unnamed sand	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
310,0			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-
310,3			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	-

(*) fragments ou parties du frustule montrent des aréoles conservées par épigénie

6.2.3.2. Formation Kortrijk

Unité Zoute Silt

Seul l'échantillon 285,6-285,65 contient de rares diatomées. En fait, huit diatomées ont été observées dans cet échantillon. Il s'agit de quatre spécimens de *Fenestrella antiqua*, deux de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et de deux diatomées circulaires non-identifiables. Les deux autres échantillons ne livrent aucun résultat.

Moorkens et al. (2000) ont analysés deux échantillons dans cette unité. L'échantillon 286,70 est le plus riche. Il contient de 10 à 100* individus de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, de 10 à 100* *Fenestrella antiqua*, de 10 à 100* *Stellarima microtrias*, de 5 à 10* *Trinacria regina* et de 1 à 4* *Trinacria gibbosum*. Le deuxième échantillon, 285,70, contient de 5 à 10* *Fenestrella antiqua*, de 1 à 4* *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*, de 1 à 4* *Stellarima microtrias* et de 1 à 4*[*] *Trinacria regina*.

Unité Orchies Clay

Les trois échantillons analysés ne livrent pas de résultats satisfaisants. Des diatomées pyritisées ont été observées dans les trois échantillons mais en faible quantité (de 13 à 62 individus). De plus, moyennement à fortement oxydées, elles sont souvent non-identifiables. Neuf individus sur 13, 60 sur 62 et 10 sur 24 n'ont pas pu être identifiés respectivement dans les échantillons 279,9-280, 275,9-280 et 270-270,1.

Cinq échantillons ont été étudiés par Moorkens et al. (2000). Les échantillons 282,20 et 282,00 sont les plus riches. Ils sont caractérisés par l'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* et *Fenestrella antiqua*.

6.2.4. Zones de diatomées et corrélations stratigraphiques

Toutes les unités étudiées ne livrent pas suffisamment de diatomées pour autoriser des interprétations biostratigraphiques. Seuls les échantillons du Membre Knokke Clay contiennent assez d'individus pour reconnaître une zone de diatomées et ensuite établir des corrélations stratigraphiques. Néanmoins, les résultats obtenus par Moorkens et al. (2000) sont à prendre en compte. Ils donnent des informations supplémentaires non-négligeables autorisant également les corrélations stratigraphiques.

La distribution stratigraphique des taxons observés dans l'intervalle étudié du sondage de Knokke est donnée à la figure 6.4. Les résultats de Moorkens et al. (2000) y sont également mentionnés (rectangles verts). La distribution verticale des abondances relatives des taxons les plus importants stratigraphiquement est illustrée à la figure 6.5. Il s'agit des taxons *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Fenestrella antiqua* qui ont un intérêt stratigraphique avéré (King 1983, 1990 ; Mudge & Copestake, 1992a ; Mitlehner 1994, 1996 ; Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; Van Eetvelde et al. 2004). Ces abondances relatives sont cependant à nuancer. Elles sont seulement significatives dans les échantillons 305,8-305,88, 305-305,1, 299-299,1 et 275,9-276. Dans tous les autres échantillons, le nombre de diatomées comptées est trop faible (de 8 à 25) et rend ainsi les abondances relatives non-représentatives et non-utilisables.

[*] résultats présentés de cette manière dans le travail de Moorkens et al. (2000)

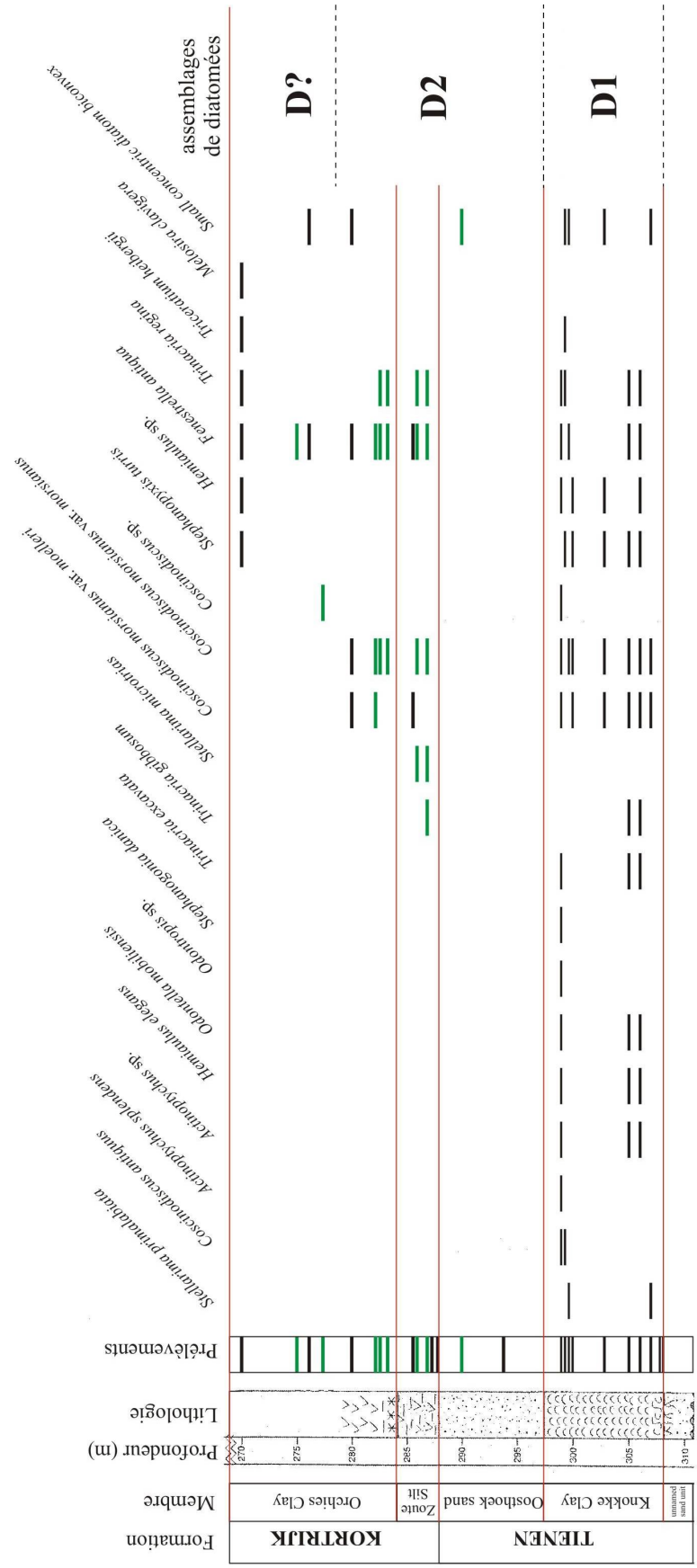


Figure 6.4 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les Formations Tienen et Kortrijk (rectangles noirs : ce travail ; rectangles verts : Moorkens et al., 2000 ; lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques).

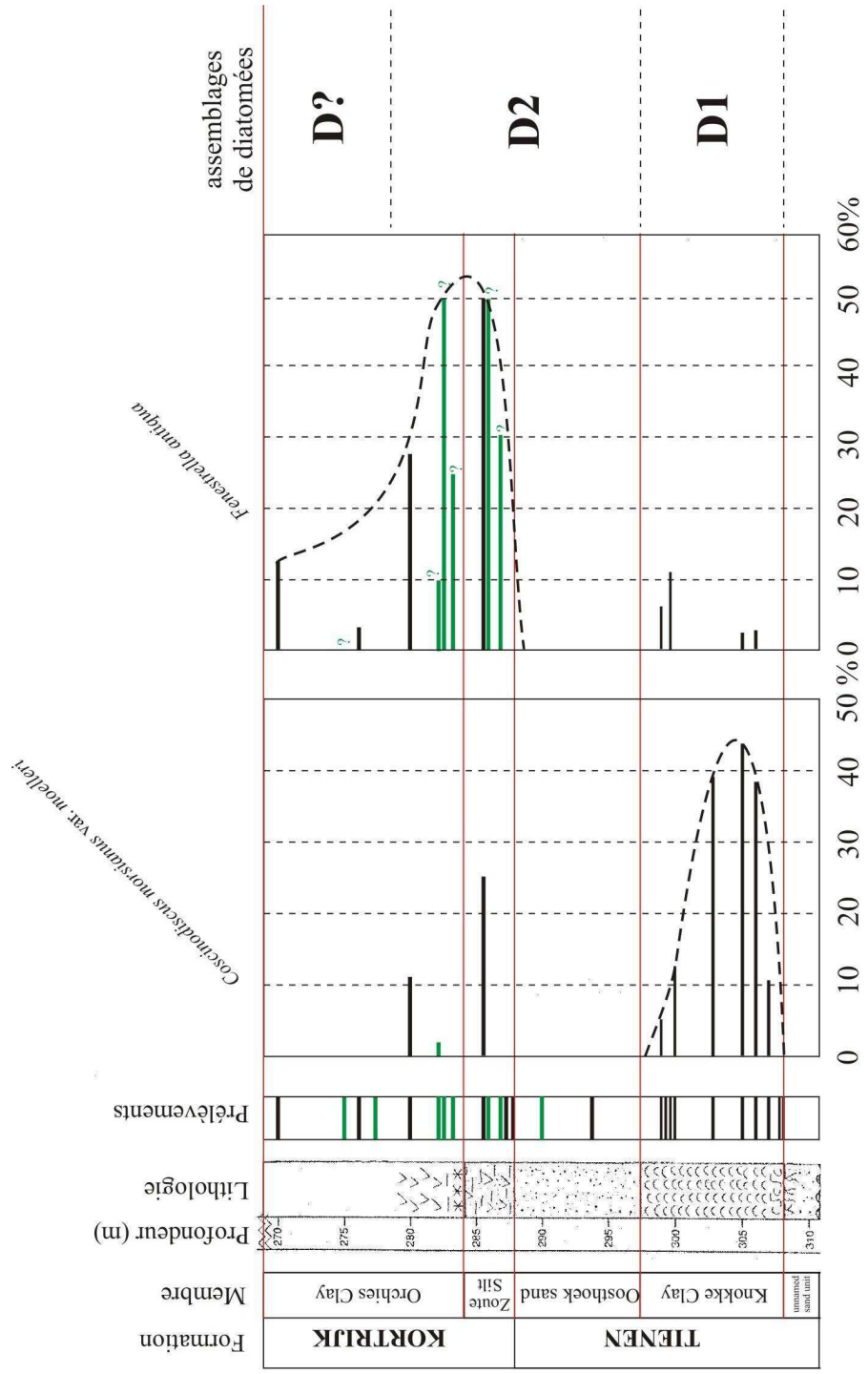


Figure 6.5 : Distribution stratigraphique des abondances relatives des taxons présents dans l'intervalle 310-270 m des Formations Tienen et Kortrijk.

Sur base de mes résultats, une seule zone de diatomées est reconnue. Il s'agit de la zone D1, définie au Danemark dans le Membre Haslund (chapitre 4) et reconnue dans l'Unité S.A.O.M. inférieure à Ailly et dans la partie inférieure de l'Unité de Saint-Aubin à Saint-Josse (chapitre 5). Caractérisée par l'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, cette zone est observée dans le Membre Knokke Clay. En effet, l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* est présente dans tous les

échantillons de l'intervalle 307,4-300 où son abondance s'étend de 10,5 à 43,6 % (Fig. 6.5 et tableau 6.2). Un pic d'abondance de cette espèce est d'ailleurs observé au niveau des échantillons représentatifs 305,8-305,88 et 305-305,1 où les abondances relatives atteignent des valeurs de 38,3 et 43,6 % (Fig. 6.5 et tableau 6.2). L'échantillon 299-299,1, également représentatif, montre une abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* de seulement 5,0 %, légèrement inférieure à l'abondance de *Fenestrella antiqua* (6,0 %) (Fig. 6.5 et tableau 6.2). Cet échantillon marque la transition possible vers la zone D2, caractérisée par l'abondance de *Fenestrella antiqua*. Mes autres résultats n'autorisent pas d'attribution à des zones de diatomées en raison de l'absence ou de la rareté des diatomées observées.

Par contre les résultats de Moorkens et al. (2000) montrent l'absence de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et l'abondance de *Fenestrella antiqua* dans les Membres Zoute Silt et Orchies Clay de la Formation Kortrijk. Un pic d'abondance de *Fenestrella antiqua* est observable dans le Membre Zoute Silt et dans la partie inférieure (intervalle 284,15-277,2) du Membre Orchies Clay. Associé à l'absence ou la rareté de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, il justifie l'attribution du Membre Zoute Silt et de la partie inférieure du Membre Orchies Clay à la zone de diatomées D2, définie au Danemark dans le Membre Værum (chapitre 4). Un changement dans la flore de diatomées est noté à partir de l'échantillon 277,2 dans lequel de rares fragments de diatomées de *Coscinodiscus* sp. sont observés.

Ces zones de diatomées sont corrélables aux biozonations de King (1983) adaptées par Mitlehner (1994, 1996) et de Martini (1971) (Fig. 6.6). Elles permettent également d'établir des corrélations entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Knokke et les unités lithostratigraphiques des Bassins de Dieppe-Hampshire, Danois et de la Mer du Nord (Fig. 6.6). Etant donnée l'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* dans le Membre Knokke Clay, celui-ci est corrélable au Membre Haslund du Bassin Danois, aux Unités Le Goulet, Saint-Aubin (partie inférieure) et S.A.O.M. inférieur du Bassin de Dieppe-Hampshire et à la Formation Sele du Bassin de la Mer du Nord. Le bio-événement M6 de Mudge & Copestake (1992a) est observé à Knokke. Il correspond à la limite entre les zones D1 et D2. Il est situé entre les parties supérieure du Membre Knokke Clay et inférieure du Membre Zoute Silt. Par contre le bio-événement M7 de Mudge & Copestake (1992a), correspondant à la limite supérieure de la zone NSP4 de King (1983) n'est pas observable dans la succession de Knokke. Etant donné la présence de la limite entre les zones D1 et D2 dans la partie sommitale du Membre Knokke Clay et l'abondance de *Fenestrella antiqua* dans le Membre Zoute Silt, les Membres Oosthoek Sand et Zoute Silt peuvent correspondre au Membre Værum du Bassin Danois, aux Unités Saint-Aubin (partie supérieure) et S.A.O.M. supérieur du Bassin de Dieppe-Hampshire et à la Formation Balder du Bassin de la Mer du Nord. Au-dessus du niveau 277,2 m, le Membre Orchies Clay présente une flore de diatomées de type post-Balder (Moorkens et al., 2000) ne correspondant à aucune des zones de diatomées établies dans ce travail.

Afin de préciser les limites des biochrons NP9 et NP10 de Martini (1971) de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur du sondage de Knokke, j'ai utilisé les corrélations (King, 1983 ; Mitlehner 1996) entre ces biochrons et la zonation NSP de King (1983). La limite entre les biochrons NP9 et NP10 est positionnée à proximité de l'intervalle 290-299,1 m du sondage.

L'étude des coupes du Cap d'Ailly et du sondage de Saint-Josse a montré que la C.I.E. se localise en-dessous du pic d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*. A Knokke, ce dernier est observé dans le Membre Knokke Clay (Fig. 6.5). Par conséquent, si la position de la C.I.E. devait être précisée à l'aide des zones de diatomées, elle serait placée en-dessous de l'intervalle étudié (307-297 m) de la Formation Tienen. Ceci est confirmé par Steurbaut et al. (2003b) qui a montré que le début de la C.I.E. était localisé à la limite entre la Formation Hannut et la Formation Tienen dans le nord de la Belgique.

6.3. CONCLUSION

L'analyse des sédiments du Membre Knokke Clay de la Formation Tienen met en évidence, au contraire des études antérieures (e.a. King, 1990 ; Moorkens et al., 2000), la présence de diatomées pyritisées identifiables et en quantité suffisante autorisant une étude biostratigraphique. Les deux zones de diatomées D1 et D2, définies au Danemark (chapitre 4), ont été observées dans les Formations Tienen et Kortrijk. La zone D1, caractérisée par l'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* a été formellement reconnue dans le Membre Knokke Clay. Par contre, la zone D2 a été déduite d'après les résultats de Moorkens et al. (2000) et son extension n'est pas certaine. Elle est observée du sommet du Membre Knokke Clay à la partie inférieure du Membre Orchies Clay en incluant les Membres Oosthoek Sand et Zoute Silt. La zone de diatomées D1 autorise la corrélation entre les unités lithostratigraphiques des Bassins Belge, Danois, de Dieppe-Hampshire et de la Mer du Nord. Le Membre Knokke Clay correspond aux Unités S.A.O.M. inférieur, Le Goulet et Saint-Aubin (partie inférieure) des faciès *"sparnaciens"* du Bassin de Dieppe Hampshire, au Membre Haslund du Bassin Danois et à la Formation Sele du Bassin de la Mer du Nord. Il n'y a pas suffisamment de résultats valables concernant la zone D2 pour établir des corrélations stratigraphiques précises. Néanmoins comme la limite entre les zones D1 et D2 est située dans la partie sommitale du Membre Knokke Clay ou dans le Membre Oosthoek Sand, le Membre Oosthoek Sand et le Membre Zoute Silt peuvent correspondre aux Unités S.A.O.M. supérieur et Saint-Aubin (partie supérieure), au Membre Værum du Bassin Danois et à la Formation Balder du Bassin de la Mer du Nord. Il est utile de préciser que Moorkens et al. (2000) ont observé un changement dans la flore de diatomées dans le Membre Orchies Clay. Au niveau 277,2 m, des fragments de diatomées caractéristiques de type post-Balder indiquent que la limite supérieure de ma zone D2 s'étend au maximum jusqu'à ce niveau.

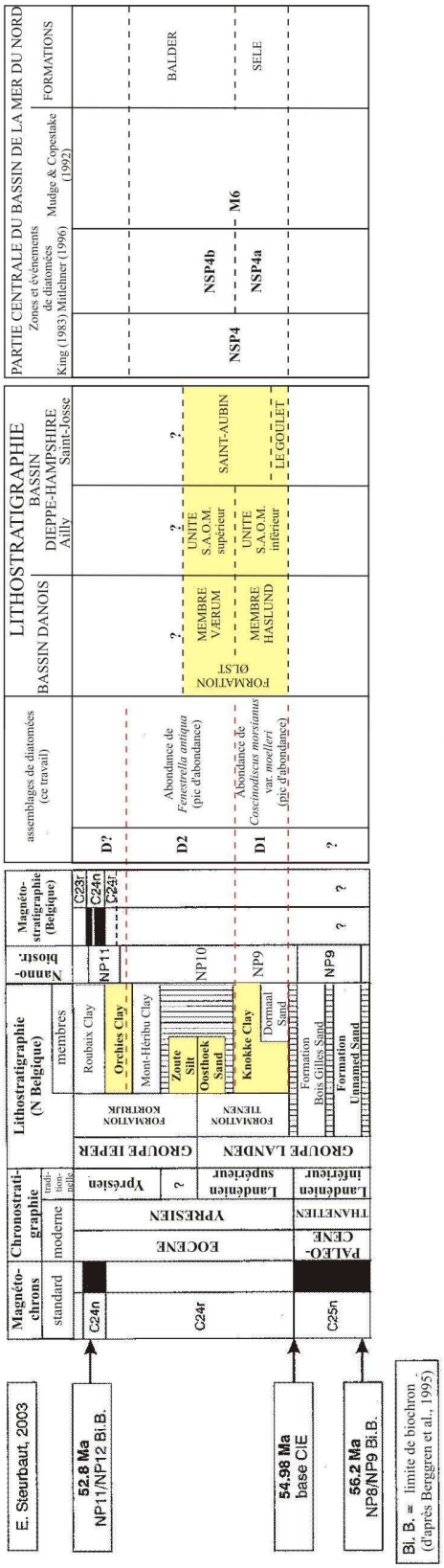


Figure 6.6 : Corrélations entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Knokke (Bassin Belge) et les unités lithostratigraphiques des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et du Bassin de la Mer du Nord. Corrélations établies à l'aide des zones de diatomées (ce travail) et les biozones de King (1983), Mitlehner (1996) (en jaune : unités lithostratigraphiques étudiées au cours de ce travail contenant des diatomées pyritisées).

CHAPITRE 7 : CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Le but principal de ce travail était de réaliser une étude stratigraphique de la distribution des diatomées pyritisées dans les dépôts du Paléocène supérieur et principalement de l'Eocène inférieur dans les Bassins Danois (Ølst et Hinge), de Dieppe-Hampshire (Saint-Josse et Ailly) et Belge (Knokke). Durant cette période, une prolifération des diatomées dans les eaux du Bassin de la Mer du Nord et de ses bassins borduriers est déclenchée par la présence d'*upwellings* riches en nutriments (Bonde 1973, 1979, 1997) et par la présence de nombreuses cendres volcaniques (e.a. Andersen, 1937 ; Jacqué & Thouvenin, 1975 ; Knox, 1997), réservoir de silice nécessaire au développement des diatomées. Stratigraphiquement, l'intérêt majeur de cette étude était de tenter de corréler les sédiments sparnaciens aux formations du Bassin de la Mer du Nord. A cette fin, l'analyse des diatomées danoises a servi de relais dans les corrélations tout en assurant les fondements de la taxonomie.

La mise au point d'une méthodologie fiable et reproductible permettant l'extraction de diatomées en pyrite et en barytine est certainement le premier résultat important de ce travail. Sur un total de 176 échantillons traités, 102 (soit 58 %) livrent un contenu en diatomées. Les assemblages de diatomées pyritisées les plus riches, les plus abondants et les mieux préservés ont été observés dans les sédiments argileux anoxiques favorisant la formation et la préservation de la pyrite.

Au cours de ce travail, différents types de fossilisation ont été mis en évidence. Quarante-deux microanalyses chimiques ont été réalisées sur des spécimens sélectionnés dans les différents sites afin de confirmer la composition chimique des diatomées fossilisées et d'évaluer leur degré de transformation chimique. Les deux principaux types de pyritisation, rapportés par différents auteurs (e.a. Malm et al., 1984 ; Schallreuter, 1984 ; Kaczmarska & Ehrmann, 1990 ; Mitlehner, 1994) ont été observés. La pyritisation peut s'effectuer par remplissage. Dans un stade précoce de la diagenèse, un moulage du frustule est construit par la croissance de cristaux de pyrite à l'intérieur de celui-ci. Dans la plupart des cas, le moulage ainsi créé est une image quasi parfaite de la morphologie interne du frustule original. La pyritisation peut s'effectuer également par épigénie. Le frustule siliceux est complètement remplacé par de la pyrite et tous les détails de l'ornementation des diatomées sont préservés tels que les aréoles, le vélum et les processus labiés. Ces deux processus de pyritisation peuvent coexister. Grâce à la pyritisation des frustules, la plupart des diatomées sont identifiables. C'est ainsi que 72 espèces différentes ont été reconues au cours de ce travail. Elles appartiennent toutes aux diatomées centriques et sont toutes des espèces saumâtres ou marines. Aucune diatomée d'eau douce n'a été observée. Cela tend à montrer que les diatomées d'eau douce sont apparues après l'Eocène inférieur et non dans les lagunes "*sparnaciennes*" comme l'avait suggéré Bignot (1983).

La méthodologie développée au cours de ce travail a également permis d'extraire des assemblages de moulages internes de diatomées en barytine et en célestobarytine de concrétions phosphatées et carbonatées du Danemark. Il s'agit de la première description de la fossilisation de tels moulages internes.

L'étude biostratigraphique des sédiments du Paléocène supérieur-Eocène inférieur des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et Belge a permis d'établir une zonation de diatomées valable pour les bassins méridionaux et orientaux du Bassin de la Mer du Nord (contexte *onshore*). Cette zonation est corrélable avec les biozonations de King (1983), Fenner (1985), Mudge & Copestake (1992a) et Mitlehner (1994, 1996), valables pour la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (contexte *offshore*).

L'étude des coupes d'Ølst et Hinge (Danemark) a permis de reconnaître et de définir trois zones distinctes D0, D1 et D2 dans les sédiments argileux généralement anoxiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. La zone D0 de type association (Thierry, dans Rey (1997)) est caractérisée par la présence d'*Hemiaulus inaequilaterus*, *Trinacria aries* et *Trinacria simulacrum*. Cette zone D0 a été observée dans la Formation Holmehus datée du Thanétien. Elle correspond à la zone *Hemiaulus inaequilaterus* de Gombos (1976) et Fenner (1985). Les deux zones D1 et D2, de type abondance (Thierry, dans Rey (1997)) ont été observées dans les sédiments d'âge Eocène inférieur. La première, D1, est caractérisée par le(s) pic(s) d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et la présence de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus*. La seconde, D2, est caractérisée par l'abondance et le probable acmé de *Fenestrella antiqua*. Ces deux zones D1 et D2 ont été respectivement observées dans les Membres Haslund et Værum de la Formation Ølst.

Dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, les zones D1 et D2 ont été reconnues dans les sédiments des faciès "*sparnaciens*" et une nouvelle zone, D3, divisée en deux sous-zones D3a et D3b, ont été définies dans les sédiments yprésiens de la Formation Varengeville. La zone D1 a été observée dans l'Unité S.A.O.M. inférieure du Cap d'Ailly et dans les Unités Le Goulet et Saint-Aubin (partie inférieure) à Saint-Josse. La zone D2 a été reconnue dans l'Unité S.A.O.M. supérieure du Cap d'Ailly et dans la partie supérieure de l'Unité Saint-Aubin à Saint-Josse. En raison de ces observations, la division des S.A.O.M. en deux parties séparées par un paléosol indiquant une régression n'a pas lieu d'être faite à Saint-Josse. Il s'agit très probablement d'une influence tectonique locale liée à l'activité de l'axe du Bray proche de la section du Cap d'Ailly. Cette coupure pourrait avoir une importance plus globale dans la mesure où elle coïncide, compte tenu des corrélations, avec la limite entre les Formations Sele et Balder en Mer du Nord. La zone D3 de type association (Thierry, dans Rey (1997)) est caractérisée par la présence diversifiée de diatomées ovales (*Craspedodiscus* spp.), circulaires (*Corona* sp., *Pseudostrictodiscus* sp. et *Aulacodiscus* spp.), triangulaires (*Triceratium* spp., *Trigonium* spp. et *Trinacria* spp.) et bipolaires (*Hemiaulus* spp. et *Odontella* spp.). Cette zone a été observée dans les Unités Argile brune à concrétions (FV4) et Argile glauconieuse du Phare d'Ailly (FV5) au Cap d'Ailly et dans l'Unité Argile du Château de la Bruyère à Saint-Josse. Cinq taxons (*Sextiputeus* sp.,

Triceratium nobile, *Eunotogramma weissei*, *Aulacodiscus hirtus* et *Aulacodiscus subexcavatus*), absents dans l'Unité FV4, apparaissent dans l'Unité FV5. Ils permettent de reconnaître la sous-zone D3b de la sous-zone D3a dans laquelle ils sont absents.

Les zones D1 et D2 ont également été observées dans le sondage de Knokke. La zone D1 est formellement reconnue dans le Membre Knokke Clay. La zone D2, déduite d'après les résultats de Moorkens et al. (2000), s'étend du sommet du Membre Knokke Clay à la partie inférieure du Membre Orchies Clay en incluant les Membres Oosthoek Sand et Zoute Silt.

Ces zones de diatomées autorisent les corrélations à courte distance entre les unités lithostratigraphiques du Bassin de Dieppe-Hampshire et les unités lithostratigraphiques des différents bassins étudiés. La zonation de diatomées est un nouveau moyen pour la corrélation des faciès "*sparnaciens*" du Bassin de Dieppe-Hampshire et du sud de la Mer du Nord avec les unités lithostratigraphiques des autres bassins. C'est ainsi que les Unités *sparnaciennes* Le Goulet, Saint-Aubin (partie inférieure) et S.A.O.M. inférieure sont corrélées avec le Membre Haslund (Bassin Danois), Membre Knokke Clay (Bassin Belge) et à la Formation Sele (Bassin de la Mer du Nord). Ces zones de diatomées ont également permis de corréler les autres Unités *sparnaciennes* Saint-Aubin (partie supérieure) et S.A.O.M. supérieure aux Membre Værum (Bassin Danois), Oosthoek Sand et Zoute Silt (Bassin belge) et à la Formation Balder (Bassin de la Mer du Nord).

Les diatomées pyritisées sont également un nouvel argument pour encadrer la position de la C.I.E. dont la base est le critère de reconnaissance de la limite Paléocène/Eocène. La C.I.E. est située au-dessus de la zone D0 dans la partie la plus inférieure de la zone D1 plus exactement sous le pic d'abondance de l'espèce *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et largement en-dessous du pic d'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua*. La base de l'Eocène ne peut donc pas être reconnue à l'aide du pic d'abondance de l'espèce *Fenestrella antiqua* comme l'avait suggéré Mitlehner (1994, 1996) mais bien grâce au pic d'abondance de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*.

L'étude du sondage de Saint-Josse et des coupes du Cap d'Ailly du Bassin de Dieppe-Hampshire a également démontré l'intérêt paléoenvironnemental des diatomées pyritisées. Leur étude a montré à Saint-Josse que l'Unité Sorrus correspond à un paléoenvironnement continental soumis à une influence marine-saumâtre et l'Unité Saint-Aubin à un environnement lagunaire dont le caractère saumâtre augmente et est soumis à des influences marines. A Ailly, une augmentation marquée de l'influence marine durant l'Yprésien est confirmée par un changement majeur dans les assemblages de diatomées marqué par la prolifération de diatomées bipolaires, triangulaires et ovales dans la partie supérieure de la Formation de Varengeville

SUGGESTIONS POUR DE FUTURES ETUDES

Au cours de cette thèse, un niveau de concrétions phosphatées présent dans les argiles de la Formation Holmehus à Albækhoved (Danemark) a livré un assemblage de radiolaires en célestobarytine. Cet assemblage contient les seuls *Phaeodaires* connus du Paléocène et est le plus riche de tout le Paléogène. Des diatomées en pyrite et en (célesto-)barytine ont également été observées dans deux niveaux de concrétions carbonatées, "*cementstones*", des Formations Holmehus et Ølst. Ces niveaux de concrétions phosphatées et carbonatées sont abondants dans ces deux formations. De par les assemblages particuliers qu'ils contiennent, il ressort que leur étude plus détaillée est d'un intérêt certain et serait à entreprendre.

Concernant l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur, l'analyse détaillée des diatomées du sondage de Cuise-la-Motte (nord de la France) est un projet d'étude important. Bolin et al. (1982) ont décrit la présence de diatomées pyritisées dans les sédiments yprésiens de ce sondage. Leurs planches photographiques montrent que les diatomées sont fossilisées par épigénie et présentent une préservation de très haute qualité justifiant ainsi une étude future des sédiments thanétiens, sparnaciens et yprésiens du sondage. Dans le but de tenter des corrélations à longue distance avec les unités lithostratigraphiques de la Téthys, il serait opportun d'étudier des coupes en Egypte où la pyrite ne serait pas oxydée et des coupes de Tunisie où la dissolution des microfossiles siliceux ne serait pas effective.

Etant donné que ce travail prouve l'intérêt biostratigraphique et paléoenvironnemental de l'étude des assemblages de diatomées pyritisées principalement dans l'Eocène inférieur, il serait intéressant d'agrandir l'intervalle stratigraphique d'étude. Certains niveaux du Paléocène méritent l'attention comme l'a montré mon étude des Formation Æbelø et Holmehus au Danemark. La présence des diatomées dans un tuffeau thanétien à *Cyprina planata* dans le nord de la France et en Belgique a également été citée par Cayeux (1891). Les sédiments sélandiens et thanétiens français, belge et danois contiennent des assemblages de diatomées présentant un potentiel pour de futures études. En Belgique, les deux sondages de Kallo et Doel constituent également des projets potentiels. L'étude du sondage de Knokke a prouvé l'intérêt des diatomées dans le Bassin Belge mais leur préservation est de pauvre qualité. Les sondages de Kallo et de Doel traversent de nombreuses unités lithostratigraphiques argileuses, de la Formation Tienen (Eocène) à la Formation Boom Clay (Oligocène), dans lesquelles des assemblages de diatomées pyritisées pourraient aussi être recherchées.

BIBLIOGRAPHIE

ABBOTT, W.H. & HARPER, H.E. 1982. A biostratigraphic revisitation of the Cretaceous Moreno Shale of California (abstract). *Proceedings of the 7th International Symposium on Living and Fossil Diatoms, Philadelphia*, p. 237.

AHMADI, Z.M., SAWYERS, M., KENYON-ROBERTS, S., STANWORTH, C.W., KUGLER, K.A., KRISTENSEN, J. & FUGELLI, E.M.G. 2003. *Paleocene*. *In* : EVANS, D., GRAHAM, C., ARMOUR, A. & BATHURST, P. (Eds), The Millennium Atlas : petroleum geology of the central and northern North Sea. The Geological Society, London, 235-259.

ALLISON, P.A. 1988. *Konservat-Lagerstätten* : cause and classification. *Paleobiology*, **14 (4)**, 331-344.

ALLISON, P.A. 1990. Pyrite. *In :* Briggs, D.M. & Crowther, P.R. (Eds), *Paleobiology : A Synthesis.* Blackwell, Oxford, 253-255.

ANDERSEN, S.A. 1937. De vulkanske askelag i vejgennemskæringen ved Ølst. *Danm. Geol. Unders. II Rk.,* **59**, 50 pp.

ANDERSEN, N.M. & ANDERSEN, S. 1996. Kæmpemyrer og andre danekræ fra Limfjordens askeserie. *Naturens Verden*, **1996/11-12**, 417-432.

ANDREWS, G.W. 1972. Some fallacies of quantitative diatom paleontology. *Nova Hedwigia Beiheft*, **39**, 2285-2295.

AUBRY, M.-P. 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Doc. Labo. Faculté Sciences Lyon*, **89**, 317 p.

AUBRY, M.-P. 1998. Stratigraphic correlations. *In* : THIRY, M. & DUPUIS, C. (Eds) The Palaeocene/Eocene boundary in the Paris Basin : the Sparnacian deposits. Field trip guide, *Mém. Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, **34**, 13-15.

AUBRY, M.-P. 2000. Where should the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Paleocene/Eocene boundary be located ? *Bull. Soc. géol. France*, **171 (4)**, 461-476.

AUBRY, M.-P., THIRY, M., DUPUIS, C. & BERGGREN, W.A. 2005. *Stratigraphy,* **2 (1)**, *sous presse*.

BAIRD, G.C. & BRETT, C.E. 1986. Erosion on an anaerobic seafloor : significance of reworked pyrite deposits from the Devonian of New York State. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology,* **57**, 157-193.

BALDAUF, J.G. 1984. Cenozoic diatom biostratigraphy and paleocenography of the Rockfall Plateau Region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **81**, 439-478.

BALDAUF, J.G. 1992. Middle Eocene through early Miocene diatom floral turnover. *In :* Prothero, D.R. & Berggren, W.A. (Eds) *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution,* Princeton Press, 310-326.

BARRON, J.A. 1985. Diatom biostratigraphy of the CESAR 6 core, Alpha Ridge. *In :* Jackson, H.R., Mudie, P.J. & Blasco, S.M. (Eds) *Initial Geological Report on CESAR – the Canadian Expedition to study the Alpha Ridge, Artic Ocean.* Geological Survey of Canada, paper **84(22)**, 137-148.

BARRON, J.A. 1987. Diatomite : Environmental and geologic factors affecting its distribution. *In :* Hein, J.R. (Ed) *Siliceous Sedimentary Rock-hosted Ores and Petroleum,* Van Nostrand Reinhold, New York, 164-178.

BARRON, J.A. 1993. Diatoms. *In :* Lipps, J.H. (Ed) *Fossil Prokaryotes and Protists*, Blackwell, Boston, 155-167.

BATTARBEE, R.W. 1986. Diatom Analysis. *In :* Berglund, B.E. (Ed) *Handbook of Holocene Paleoecology and Paleohydrology*, Wiley & Sons, London, 527-570.

BATTARBEE, R.W. 1988. The use of diatom analysis in archaeology : a review. *Journal of Archaeological Science*, **15**, 621-644.

BENDA, L. 1965. Diatomeen aus dem Eozän Nord-deutschlands. *Paläontologisches Zeitschrift*, **39 (3/4)**, 165-187.

BENDA, L. 1972. The Diatoms of the Moler Formation of Denmark (Lower Eocene). A preliminary report. *Nova Hedwigia, Beiheft*, **39**, 251-266.

BENNING, L.G., WILKIN, R.T. & BARNES, H.L. 2000. Reaction pathways in the Fe-S system below 100°C. *Chem. Geol.,* **167**, 25-51.

BERNER, R.A. 1968. Calcium carbonate concretions formed by decomposition of organic matter. *Science*, **159**, 195-197.

BERNER, R.A. 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, **268**, 1-23.

BERNER, R.A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 605-615.

BETTENSTAEDT, F., FAHRION, H., HILTERMANN, H. & WICK, W. 1962. Tertiär Norddeutschlands. In : SIMON, W. & BARTENSTEIN, H. (Eds) *Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen : Leitfossilien der Mikropalaontologie*. Gebruder Borntraeger, Berlin, 2 vols.

BEYER, C., HEILMANN-CLAUSEN, C. & ABRAHAMSEN, N. 2001. Magnetostratigraphy of the Upper Paleocene-Lower Eocene deposits in Denmark. *Newsl. Stratigr.*, **39 (1)**, 1-19.

BIDGOOD, M.D. 1995. The Microbiostratigraphy of the Paleocene of the Northwest European Continental Shelf. PhD thesis, University of Plymouth.

BIDGOOD, M.D., MITLEHNER, A.G., JONES, G.D. & JUTSON, D.J. 1999. *Towards a stable and agreed nomenclature for North Sea Tertiary diatom floras – the « Coscinodiscus » problem*. In : JONES, R.W. & SIMMONS, M.D. (Eds) Biostratigraphy in Production and Development Geology. *Geological Society, Special Publication*, **152**, 139-153.

BIGNOT, G. 1962. Etude sédimentologique et micropaléontologique de l'Eocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe-Seine-Maritime). Thèse 3ième cycle, Faculté des Sciences, Paris.

BIGNOT, G. 1965. Le gisement éocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime). *Bull. Soc. Géol. France*, **(7) 7**, 273-283.

BIGNOT, G. 1983. Les Lagunes Sparnaciennes : Une étape dans la conquête des eaux douces par les diatomées. *Revue de micropaléontologie*, **26 (1)**, 15-21.

BIGNOT, G. 2001. *Introduction à la Micropaléontologie*. Gordon & Breach Science Publishers, Paris, 257 pp.

BISHOP, J.K. 1988. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature*, **24**, 341-434.

BLOME, C.D. 1984. Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon. *Micropaleontology*, **30**, 343-389.

BOLIN, C., TOURENQ, J. & AMBROISE, D. 1982. Sédimentologie et microfossiles pyritisés du sondage de Cuise-la-motte (Bassin de Paris). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **19 (4)**, 55-65.

BONDE, N. 1973. Fiskefossiler, diatomiter og vulkanske askelag. *Dansk geol. Foren. Årsskrift* 1972, 136-143.

BONDE, N. 1979. Palaeoenvironment in the 'North Sea' as indicated by the fish bearing Mo-clay deposit (Paleocene/Eocene), Denmark. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, **16 (1)**, 3-16.

BONDE, N. 1987. Moler – its origin and its fossils, especially fishes. *SKAMOL (Skarrehage Molerværk A/S Nykøbing Mors)*, 52 pp.

BONDE, N. 1997. A distinctive Fish Fauna in the basal Ash-Series of the Fur/Ølst Formation (U. Paleocene, Denmark). In : Thomsen, E. and Pedersen, S.A.S. (eds.) : Geology and Palaeontology of the Mo-Clay. *Aarhus Geoscience*, **6**, 33-48.

BOHRMANN, G. & THEIDE, J. 1989. Diagenesis in Eocene claystones, ODP Site 647, Labrador Sea : Formation of complex authigenic carbonates, smectites, and apatite. *In :* Srivastava, S.P. et al. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* **114**, 123-154.

BOTTJER, D.J. & DROSER, M.L. 1992. Paleoenvironmental Patterns of Biogenic Sedimentary Structures. *In :* Maples, C.G. & West, R.R. (eds). Trace Fossils. *Paleontological Society Short Courses in Paleontology*, **5**, 130-144.

BRÉHÉRET, J.G. & BRUMSACK, H.J. 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary geology*, **130**, 205-228.

BRINKHUIS, H., ROMEIN, A.J.T., SMIT, J. & ZACHARIASSE, J.-W. 1994. Danian-Selandian dinoflagellate cysts from lower latitudes with special reference to the El kef section, NW Tunisia. *GFF*, **116**, 46-48.

BUCHARDT, B. 1978. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature,* **275**, 121-123.

BUCHARDT-LARSEN, B. & HEILMANN-CLAUSEN, C. 1988. The Danish subbasin, Southern Jutland. *Geol. Jb. A.,* **100**, 83-90.

BUKRY, D. 1973. Low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *In :* Edgard, N.T. et al. (Eds). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **15**, 817-832.

BUKRY, D. 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, north-western Pacific Ocean Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *In :* Larson, R.L. et al. (Eds). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* **32**, 677-701.

BØGGILD, O.B. 1918. Den vulkanske Aske i Moleret samt en Oversigt over Danmarks ældre Tertiærbjærgarter. *Danm. Geol. Unders. II rk.*, **33**, 159 pp.

CALVERT, S.E. 1974. Deposition and Diagenesis of Silica in Marine Sediments. *Special Publications of the International Association of Sedimentology*, **1**, 273-299.

CAVELIER, C. 1987. Diachronisme des faciès et discontinuités dans le Paléogène. Exemple du Thanétien et de l'Yprésien de l'Ile-de-France. Essai de généralisation et corrélation dans les bassins anglais, belge et parisien. *In :* Cavelier, C. & Lorenz, C. (Eds). Aspects et Evolution Géologique du Bassin Parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris,* **Mém. H. sér. 6**, 243-270.

CAYEUX, L. 1891. Etude micrographique du Tuffeau à Cyprina planata du Nord de la France et de la Belgique. Du rôle des Diatomées dans la formation de ce tuffeau. *Annales Soc. géol. du Nord*, **X XIX**, 90-95.

CHAMBERS, L.M., PRINGLE, M., FITTON, G., LARSEN, L.M., PEDERSEN, A.K. & PARRISH, R. 2003. Recalibration of the Palaeocene-Eocene boundary (P-E) using high precision U-Pb and Ar-Ar isotopic dating. Abstract, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, 6th-11th April 2003.

CLARK, G.R. & LUTZ, R.A. 1980. Pyritisation in the shells of living bivalves. *Geology,* **8**, 268-271.

CLEMMENSEN, A. & THOMSEN, E. 2005. Palaeoenvironmental changes across the Danian-Selandian boundary in the North Sea Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **219**, 351-394.

CLEVE-EULER, A. 1951. Die diatomeen von Schweden und Finnland. Stockholm Almqvist & Wiksells Boktryckeri AB. Kungl. *Svenska Vetenskapsakademiens Handligar, Band. 2*, **1**, 159 pp.

COJAN, I. & RENARD, M. 1999. *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 418 pp.

COPESTAKE, P. 1993. Application of micropalaeontology to hydrocarbon exploration in the North Sea Basin. *In :* Jenkins, D.G. (Ed) *Applied Micropaleontology*, 93-152.

COX, E.J. 1993. Diatom systematics – a review of past and present practice and a personal vision for future development. *Nova Hedwigia Beiheft*, **106**, 1-20.

CRAWFORD, R.M., SIMS, P.A. & HAJOS, M. 1990. The morphology and taxonomy of the centric diatom genus *Paralia. I. Paralia siberica* comb. nov. *Diatom Research*. **5 (2)**, 241-252.

CRONAN, D.S. 1974. Authigenic minerals in deep sea sediments. *In : The Sea* (E.D. Goldberg, ed.), Wiley, New York, 5, 491-498.

CROUCH, E.M., BUJAK, J.P. & BRINKHUIS, H. 2000. Southern and Northern Hemisphere dinoflagellate cyst assemblage changes in association with the late Paleocene thermal maximum. *GFF*, **122**, 40-41.

CROUCH, E.M., BRINKHUIS, H., VISSCHER, H., ADATTE, T. & BOLLE, M.-P. 2003. Late Paleocene-early Eocene dinoflagellate cyst records from the Tethys : Further observations on the global distribution of Apectodinium. *Geological Society of America, Special Paper,* **369**, 113-131.

DANIELSEN, M. & THOMSEN, E. 1997. Palaeocene/Eocene diatomite in wells in the eastern North Sea. *Aarhus Geoscience*, **6**, 19-24.

DE CONINCK, J. 1991. Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas. *In :* Dupuis, C., De Coninck, J. & Steurbaut, E. (Eds) : The Ypresian stratotype. *Bulletin de la Société belge de Géologie,* **97 (3-4)**, 287-319.

DE CONINCK, J. 1999a. Appearances of dinoflagellate species recorded in the Tienen Formation (Landen Group) and in the Kortrijk Formation (Ieper Group) in the Belgian Basin. Their relation to transgression phases in the southern part of the North Sea Basin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **170 (1)**, 77-84.

DE CONINCK, J. 1999b. Phytoplancton à paroi organique et phases transgressives vers la transition paléocène-éocène dans la partie méridionale du Bassin de la Mer du Nord. *Bulletin de la Société belge de Géologie,* **105 (3-4)**, 139-169.

DEFLANDRE, G. 1941. Sur la présence de diatomées dans certains silex creux Turoniens et sur un nouveau mode de fossilisation de ces organismes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* **213**, 878-880.

DEHAIRS, F., CHESSELET, R. & JEDWAB, J. 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **49**, 528-550.

DEHAIRS, F., GOEYENS, L., STROOBANTS, N., BERNARD, P., GOYET, C., POISSON, A. & CHESSELET, R. 1990. On suspended barite and the oxygen minimum in the Southern Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **4**, 85-102.

DELLWIG, O., WATERMANN, F., BRUMSACK, H.-J., GERDES, G. and KRUMBEIN, W.e. 2001. Sulphur and iron geochemistry of Holocene coastal peats (NW) Germany : a tool for palaeoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 359-379.

DICKENS, G.R, O'NEIL, J.R., REA, D.K. & OWEN, R.M. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography,* **10**, 965-971.

DICKENS, G.R., CASTILLO, M. & WALKER, J.C.G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene; simulating first order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**, 259-262.

DUBOIS, G. 1921. Etude des faciès thanétien et sparnacien du Landénien à Saint-Josse-sur-Mer et Saint-Aubin. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XLVI**, 79-133.

DUMITRICA, P. & VAN EETVELDE, Y. *En cours*.

DUPUIS, C. 1979. Esquisse paléogéographique du nord et du nord-ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales. C. *R. Acad. Sc. Paris*, **288-D**, 1587-1590.

DUPUIS, C. 1998. *Inédit*.

DUPUIS, C. & STEURBAUT, E. 1987. Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute Normandie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CV**, 233-242.

DUPUIS, C. & THIRY, M. 1998. Geological frame of the « Sparnacian ». In : THIRY, M. & DUPUIS, C. (Eds) The Palaeocene/Eocene boundary in the Paris Basin : the Sparnacian deposits. Field trip guide, *Mém. Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, **34**, 3-12.

DUPUIS, C. & YANS, J. *Inédit.*

DUPUIS, C., DE CONINCK, J. & ROCHE, E. 1984. Remise en cause du rôle paléogéographique du horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence de l'intervention du Môle transverse Bray-Artois. *C.R. Acad. Sci. Paris,* **298 II**, 53-56.

DUPUIS, C., ROCHE, E., & QUINIF, Y. 1985. Modalité du passage du continental-lagunaire au marin dans l'Yprésien du Nord-Ouest du Bassin de Paris et du Bassin belge à partir des données de la palynologie, de la minéralogie des argiles et de la géochimie des radioéléments. *Sci. Géol. Bull.,* **38 (1)**, 61-66.

DUPUIS, C., DE CONINCK, J., GUERNET, C. & ROCHE, E. 1990. Biostratigraphic data – ostracods and organic walled microfossils – of the Landen Formation and the base of the Ieper Formation in the Knokke borehole. In : LAGA, P. & VANDENBERGHE N. (Eds) The Knokke well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, **29**, 33-43.

DUPUIS, C., STEURBAUT, E., DE CONINCK, J. & RIVELINE, J. 1998. The western Argiles à lignites facies-Cap d'Ailly sections. In : THIRY, M. & DUPUIS, C. (Eds) The Palaeocene/Eocene boundary in the Paris Basin : the Sparnacian deposits. Field trip guide, *Mémoires des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, **34**, 60-71.

DUPUIS, C., AUBRY, M.-P., STEURBAUT, E., BERGGREN, W.A., OUDA, K., MAGIONCALDA, R., CRAMER, B.S., KENT, D.V., SPEIJER, R.P. & HEILMANN-CLAUSEN, C. 2003. The Dababiya Quarry Section : Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology. *Micropaleontology*, **49**, 41-59.

DYER, R. & COPESTAKE, P. 1989. A review of Late Jurassic to earliest Cretaceous radiolaria and their biostratigraphical potential to petroleum exploration in the North Sea. *In :* Batten, D.J. & Keen, M.C. (Eds) *Northwest European Micropalaeontology and Palynology,* Ellis Horwood, Chichester, 214-235.

DZINORIDZE, R.N., JOUSE, A.P., KOROLEVA-GOLIKOVA, G.S. KOZLOVA, G.E., NAGAEVA, G.S., PETRUSCHEVSKAYA, M.G. & STRELNIKOVA, N.L. 1978. Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin, DSDP Leg 38. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Supplement, **38**, 289-427, 41 pls.

EGGER, H., 1998. Early Eocene bentonites from two sections of the eastern Alps (Austria). *Strata* **1**, 9, 48.

ELDERFIELD, H., KASTNER, M. & MARTIN, J.B. 1990. Composition and sources of fluids in sediments of the Peru subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 8819-8828.

FENNER, J. 1981. Diatoms in the Eocene and Oligocene sediments of NW-Africa : their stratigraphic and paleogeographic occurrences. Unpublished Ph.D thesis, University of Kiel.

FENNER, J. 1984. Eocene-Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes. *Micropaleontology*, **30**, 319-342.

FENNER, J. 1985. *Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms*. In : BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds) Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, 713-762.

FENNER, J. 1994. Diatoms of the Fur Formation, their taxonomy and biostratigraphic interpretation. *Results from the Harre borehole*, Denmark, **1**, 99-164.

FEUGUEUR, L. 1963. L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique. *Mém. Expl. Carte géol. France*, 568 pp.

FLOWER, R.J. & BATTARBEE, R.W. 1983. Diatom evidence for recent acidification of two Scottish lochs. *Nature*, **305**, 130-133.

FOUCAULT, A., SERVANT-VILDARY, S., FANG, N. & POWICHROWSKI, L. 1986. Un des plus anciens gisements de diatomées découvert dans l'Albien-Cénomanien inférieur des Alpes ligures (Italie). Remarques sur l'apparition de ces algues. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **303**, série II, n°5, 397-402.

GANESHRAM, R.S. & FRANÇOIS, R. 2002. New insights into the mechanism of barite formation in seawater and implications for paleoproductivity reconstruction. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, **83**, Ocean Science Meeting Supplement, Abstract OS21L-11.

GANESHRAM, R.S. & FRANÇOIS, R. 2003. New insights into the mechanism of Barite formation in seawater and implications for barium–based palaeo-productivity reconstruction. *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 7443.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., BLEEKER, W. & LOURENS, L.J. 2004. A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes,* **27 (2)**, 83-100.

GEROCH, S. 1978. Lower Cretaceous diatoms in the Polish Carpathians. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicnego*, **48**, 283-295.

GLENNIE, K.W. 1990. *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea.* 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 402 pp.

GLEZER, Z.I., JOUSÉ, A.P., MAKAROVA, I.P., PROSHKINA-LAVRENKO, A.I. & SHESHUKOVA-PORETSKAYA, V.S. 1974. *The Diatoms of the USSR Fossil and Recent. Vol. 1.* Akademii Nauk SSSR, Botanical Institute, Leningrad, 403 pp.

GOLDHABER, M.B. & KAPLAN, I.R. 1974. *The sulfur cycle*. *In* : Goldberg, E.D. (Ed.), The Sea, vol.5. Wiley. New York, 569-656.

GOMBOS, A.M. 1976. Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas outer Basin : Leg 36, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **36**, 575-687.

GOMBOS, A.M. 1977. Paleogene and Neogene diatoms from the Falkland Plateau and Malvinas Outer Basin : Leg 36, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports, Deep Sea Drilling Project,* **36**, 575-687.

GOMBOS, A.M. 1982. Early and Middle Eocene Diatom Evolutionary Events. *Bacillaria*, **5**, 225-242.

GOMBOS, A.M. 1983a. Middle Eocene diatoms from the South Atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **71**, 565-581.

GOMBOS, A.M. 1983b. Survey of diatoms in the Upper Oligocene and Lower Miocene in Holes 515B and 516F. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **72**, 793-804.

GOMBOS, A.M., and CIESIELSKI, P.F., 1983. *Late Eocene to early Miocene diatoms from the southwest Atlantic*. In : Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A., et al., *Init. Repts. DSDP*, **71** (Pt. 2): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 583-634.

GOMBOS, A.M. 1984. Late Paleocene Diatoms in the Cape Basin. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **73**, 495-511.

GOMBOS, A.M. 1987. Middle Eocene diatoms from the North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Site 605. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **92**, 793-799.

GOSSELET, J. 1874. L'étage éocène inférieur dans le nord de la France et en Belgique. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 3 sér., **2**, 598-617.

GOSSELET, J. 1901. Sables à galets du Mont Hulin, près de Saint-Josse (Pas-de-Calais). *Ann. soc. géol. Nord*, **30**, 205-207.

GRADSTEIN, F.M., KAMINSKI, M.A. & BERGGREN, W.A. 1988. Cenozoic foraminiferal biostratigraphy of theCentral North Sea. *In :* Gradstein, F.M. & Rogl, F. (Eds). *2nd Workshop on Agglutinated Foraminifera.* Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **41**, 97-108.

GRAMMAN, F. 1988. Major palaeontological events and biostratigraphical correlations. *Geol. Jb. A.,* **100**, 410-423.

GRY, H. 1941. De istektoniske Forhold i Moleromraadet. *Dansk geol. Foren.,* **9**, 5, 586-627.

GRY, H. 1965. Furs geologi. *Fur Museum.* 13 pp.

HÅKANSSON, N. & SJØRRING, S. 1982. Et molerprofil i kystklinten ved Salger Høj, Mors. *Dansk geol. Foren.*, *Årsskrift 1981*, 131-134.

HANNA, G.D. 1927. Cretaceous Diatoms from California. *Occasional Papers of Academy of Science,* **13**, 1-49.

HANSEN, H.J. & ANDERSEN, B.B. 1969. The occurrence of clinoptilolite-replaced Foraminifera in the Danish Upper Selandian noncalcareous greensand. Bull. *Geol. Soc. Denmark*, **19**, 197-203.

HAQ, B.U., HARDENBOL , J., & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM (Soc. Econ. Pal. Min.) Special publication,* **42**, 71-108.

HARWOOD, D.M. 1988. Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy of Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula. *Memoir of the Geological Society of America*, **169**, 55-129.

HARWOOD, D.M. & BOHATY, S.M. 2000. Marine diatom assemblages from Eocene and younger erratics, McMurdo Sound, Antarctica. *Antarctic Research Series*, **76**, 73-98.

HARWOOD, D.M. & GERSONDE, R. 1990. Lower Cretaceous diatoms from ODP Leg 113 Site 693 (Weddell Sea). Part 2 : Resting spores, chrysophycean cysts, an endoskeletal dinoflagellate, and notes on the origin of diatoms. *In :* Barker, P.F. et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program : Scientific Results,* **113**, 403-425.

HARWOOD, D.M. & MARUYAMA, T. 1992. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of the Southern Ocean sediments of the Kerguelen Plateau, ODP Leg 120. *In :* Schlich, R. et al. (Eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* **120**, 467-629.

HARWORTH, E.Y. 1972. Diatom succession in a core from Pickerel Lake, northeastern South Dakota. *Bulletin of the Geological Society of America,* **83**, 157-172.

HASLE, G.R. & SIMS, P.A. 1986. The diatom genus *Coscinodiscus* Ehrenberg : *Coscinodiscus argus* Ehrenberg and *Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg. *Botanica marina*, **29**, 305-318.

HASLE, G.R. & SIMS, P.A. 1990. The formal erection of the Family Stellarimaceae Hasle & Sims, ex. Nikolaev. *Diatom Research,* **5**, 173.

HASLE, G.R. & SYVERTSEN, E.E. 1997. *Marine diatoms*. In : TOMAS, C.R. (Ed) Identifying Marine Phytoplancton. Academic Press, London, 5-385.

HASLE, G.R., SIMS, P.A. & SYVERTSEN, E.E. 1988. Two recent *Stellarima* Species : *S. microtrias* and *S. stellaris* (*Bacillariophyceae*). *Botanica Marina*, **31**, 195-206.

HEIBERG, P.A.C. 1863. *Conspectus criticus diatomacearum danicarum : Kritisk Oversigt over De Danske Diatomeer.* William Priors Forlag, Copenhagen, 135 pp.

HEILMANN-CLAUSEN, C. 1982. The Paleocene-Eocene boundary in Denmark. *Newsl. Stratigr.*, **11(2)**, 55-63.

HEILMANN-CLAUSEN, C. 1985. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermorst Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland. Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, **A 7**, 1-69.

HEILMANN-CLAUSEN, C. 1994. Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region. *GFF*, **116**, 51-53.

HEILMANN-CLAUSEN, C. 1995. Palæogene aflejringer over Danskekalken. *In :* Nielsen, O.B. (ed.) Danmarks geologi fra Kridt til i dag. *Aarhus Geokompendier*, **1**, 69-114.

HEILMANN-CLAUSEN, C. 1997. *Dinoflagellates*. In : H. Egger et al. (Eds). Field trip Notes, Trip No. 1, AAPG conference Vienna, 75-77.

HEILMANN-CLAUSEN, C. & COSTA, L.I. 1989. Dinoflagellate Zonation of the Uppermost Paleocene ? to Lower Miocene in the Wursterheide Research Well, NW Germany. *Geol. Jb. A.*, **111**, 431-521.

HEILMANN-CLAUSEN, C. & THOMSEN, E. 1999. Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics. Guide to field excursion in Denmark 12-13 June 1999. University of Aarhus, Aarhus, Denmark, 43 pp.

HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. 2000. The late Paleocene thermal maximum d13C excursion in Denmark? *GFF,* **122**, 70.

HEILMANN-CLAUSEN, C., NIELSEN, O.B. & GERSNER, F. 1985. Lithostratigraphy and depositional environments in the Upper Paleocene and Eocene of Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **33**, 287-323.

HEIN, J.R., SCHOLL, D.W., BARRON, J.A., JONES, M.G. & MILLER, J. 1978. Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, **25**, 155-181.

HEISTER, L.E., O'DAY, P.A., BROOKS, C.K., NEUHOFF, P. & BIRD, D.K. 2001. Pyroclastic deposits within the East Greenland Tertiary flood basalts. *Journal of the Geological Society,* **158**, 269-284.

HOCH, E. 1994. On bird evolution and the first bird cranium discovered in the Mo-Clay (abstract). *In :* Pedersen, S. (Ed) *Geology of the Mo-Clay.* Abstracts and excursion guide for the Mo-Clay symposium on Mors, June 13-15, 1994. Copenhagen, Danmarks Geologiske Undersogelse.

HOMANN, M. 1991. Die Diatomeen der Fur-Formation (Alt-Tertiär) aus dem Limfjord-Gebeit, Nordjutland/Dänemark. *Geologisches Jahrbuch*, Reihe A, **123**, 285 pp.

HUGHES, M.J. 1981. *Contribution on Oligocene and Eocene microfossils from the southern North Sea*. In : NEALE, J.W. & BRAZIER, M.D. (Eds) Microfossils from Fossil and Recent Shelf Seas. Ellis Horwood, Chichester, 186-294.

JACQUÉ, M. & THOUVENIN, J. 1975. *Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in the North Sea*. In : WOODLAND, A.W. (Ed) *Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe*, **Vol. 1** : Geology. Applied Science Publishers, Barking, 455-465.

JAN DU CHENE, R., GORIN, G. & VAN STUIJVENBERG, J. 1975. Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grés des Voirons (Palaeogene de Haute-Savoie, France). *G2ologie Alpine*, **51**, 51-78.

JEZEQUEL, P. 1990. Méthodes actuelles de séparation de phases minérales en laboratoire. B.G.R.M. (Eds), *Manuels et méthodes*, **21**, 128 pp.

JONES, J.B. & SEGNIT, E.R. 1971. The nature of opal. I : Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia,* **18**, 56-68.

JONES, V.J., STEVENSON, A.C. & BATTARBEE, R.W. 1986. Lake acidification and the land-use hypothesis : a mid-post-glacial analogue. *Nature,* **322**, 157-158.

KACZMARSKA, I. 1982. Diatoms of the lower Oligocene diatomites from the Polish Carpathian flysch. *Acta Geologica Academiae Scientarum Hungaricae,* **25**, 39-57.

KACZMARSKA, I. & EHRMAN, J. 1990. Pyritized diatoms in the sediments at the distal end of the Bengal Fan. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. Eds.), **116**, 243-247.

KAKUWA, Y. 1984. Preservation of siliceous skeletons in siliceous rocks. *Earth Science and Astronomy*, 43-61.

KANAYA, T. 1957. Eocene diatom assemblages from the Kellogg and "Sidney" Shales, Mt. Diablo Area, California. *Scientific Reports, Tohoku University, 2 series (Geology)*, **28**, 27-124.

KASTNER, M. 1981. Authigenic silicates in deep-sea sediments : formation and diagenesis. *In :* Emiliani, C. (Ed), *The Sea.* Wiley, New York, 915-980.

KAVOURAS, C.N. 1994. *Mid Jurassic to earliest Cretaceous (Callovian-Ryazanian) radiolarian of the North Sea Basin.* Unpublished Ph.D. Thesis, University of London.

KENT, D.V., CRAMER, B.S., LANCI, L., WANG, D., WRIGHT, J.D. & VAN DER VOO, R. 2003. A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters,* **211**, 13-26.

KING, C. 1981. The Stratigraphy of the London Clay and Associated Deposits. *Tertiary Research Special Paper*, **6**, 158 pp.

KING, C. 1983. *Cainozoic Micropalaeontological Biostratigraphy of the North Sea*. Institute of Geological Sciences Report 82/7, HMSO, London.

KING, C. 1990. *Eocene stratigraphy of the Knokke borehole (Belgium)*. In : LAGA, P. & VANDENBERGHE, N. (Eds) The Knokke well (11E/138) with a Description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) Wells. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, **29**, 67-102.

KING, C. 1991. Stratigraphy of the Ieper Formation and Argile de Flandres (Early Eocene) in Western Belgium and Northern France. *In :* Dupuis, C., De Coninck, J & Steurbaut, E. (Eds) : The Ypresian stratotype. *Bulletin de la Société belge de Géologie,* **97(3-4)**, 349-372.

KITCHELL, J.A., CLARK, D.L. & GOMBOS, A.M. 1986. Biological selectivity of extinction : A link between background and mass extinction. *Palaios,* **1**, 504-511.

KITTON, F. 1871. Diatomaceous Deposits from Jutland. *Journal of the Quekett Microscopical Club,* **2**, 99-102; 168-171.

KLEIN,C. & HURLBUT, C.S.Jr. (After DANA, J.) 1999. *Manual of mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 21st Edition, 681 pp.

KNOX, R.W.O'B. 1979. Igneous grains associated with zeolites in the Thanet Beds of Pegwell Bay, north-east Kent. *Proc. Geol. Ass*., **90(2)**, 55-59.

KNOX, R.W.O'B. 1996. Correlation of the early Paleogene in northwest Europe : an overview. In : KNOX, R.W.O'.B., CORFIELD, R.M. & DUNAY, R.E. (Eds.) Correlation of the Early Paleogene in Northwestern Europe. *Geological Society, Special Publication*, **101**, 1-11.

KNOX, R.W.O'B. 1997. The late Paleocene to early Eocene Ash Layers of the Danish Mo-Clay (Fur Formation) : stratigraphic and tectonic Significance. *Aarhus Geoscience*, **6**, 7-11.

KNOX, R.W.O'B. & HARLAND, R. 1979. Stratigraphical relationships of the early Paleogene ash-series of NW Europe. *J. geol. Soc. Lond.*, **136**, 463-470.

KNOX, R.W.O'B. & HOLLOWAY, S. 1992. Paleogene of the Central and Northern North Sea. *In* : Knox, R.W.O'B. & Cordey, W.G. (eds), Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea. *British Geol. Survey*, 127 pp.

KNOX, R.W.O'B. & MORTON, A.C. 1988. The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin. *In* : Morton, A.C. & Parson, L.M. (eds), Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic, *Geological Society Special Publication*, **39**, 407-419.

KNOX, R.W.O'B., HOLLOWAY, S., KIRBY, G.A. & BAILEY, H.E. 1997. Stratigraphic nomenclature of the UK North West Margin. Early Paleogene lithostratigraphy and sequence stratigraphy, vol. 2 British Geological Survey, Nottingham, 58 pp.

LAGA, P. & VANDENBERGHE, N., 1990. The Knokke well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. *Mémoires Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, **29**, 118 pp.

LAGA, P, LOUWYE, S. & GEETS, S., 2001. Paleogene lithostratigraphic units (Belgium). In : Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, Bultynck & Dejonghe, (Eds). *Geologica Belgica*, **4/1-2**, 135-152.

LARSEN, L.M., WAAGSTEIN, R., PEDERSEN, A.K. & STOREY, M.S. 1999. Trans-Atlantic correlation of the Paleogene volcanic successions in the Faeroe Islands and East Greenland. *Journal of the Geological Society*, **157**, 1081-1095.

LARSEN, L.M., FITTON, J.G. & PEDERSEN, A.K. 2003. Paleogene volcanic ash layers in the Danish Basin : compositions and source areas in the North Atlantic Igneous Province. *Lithos*, **71**, 47-80.

LARSEN, G. & KRONBORG, C. 1994. Geologisk set. Det mellemste Jylland. En beskrivelse af områder af national geologisk interesse. Geografforlaget, 272 pp.

LARSSON, S.G. 1975. Paleobiology and mode of burial of the insects of the lower Eocene Mo-clay of Denmark. *Bull. geol. Soc. Denmark*, **24**, 193-209.

LERICHE, M. 1912. L'Eocène des Bassins parisien et belge. *Bull. Soc. Géol. France*, **(4)11**, 692-724.

LERICHE, M. 1939. Les terrains tertiaires des massifs de Varengeville et de Sotteville-sur-mer (Série inférieure). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **64**, 150-182.

LEZAUD, M. 1967 Les nannofossiles calcaires de la Formation de Varengeville (Cuisien, Cap d'Ailly, Seine-Maritime). *Bull. Soc. Géol. Normandie, Havre,* **56**, 41-44.

LIBORIUSSEN, J., ASHTON, P. & TYGESEN, T. 1987. The tectonic evolution of the Fennoscandian Border Zone in Denmark. *Tectonophysics,* **137**, 21-29.

LISITZIN, A.P. 1971. The Micropaleontology of the Oceans. Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. In: (ed. Funall, B. M. and Riedel, W. R.). University Press, Cambridge. p. 173-195.

LOHMAN, K.E. & ANDREWS, G.W. 1968. Late Eocene Nonmarine Diatoms From the Beaver Divide Area Fremont County, Wyoming. *United States Geological Survey Professional Paper*, **593-e**, 1-31.

LONG, J.A., FUGE, D.P. & SMITH, J. 1946. Diatoms of the Moreno Shale. *Journal of Paleontology,* **20(2)**, 89-118.

LOVE, L.G. & AMSTUTZ, G.C. 1966. Review of microscopic pyrite. *Forschungs Mineralogie,* **43**, 273-309.

LUTERBACHER, H.P., HARDENBOL, J. & SCHMITZ, B. 2000. Decision of the Voting Members of the International Subcommission on Paleogene Stratigraphy on the Criterion for the Recognition of the Paleocene/Eocene Boundary. *Newsletter International Subcommission on Paleogene Stratigraphy*, **9**, 13.

LYELL, C. 1852. The Tertiary strata of Belgium and French Flanders. *Quat. J. Geol. Soc. London*, **8**, 276-370.

MACERETH, F.J.H. 1965. Chemical investigation of lake sediments and their interpretation. *Proceedings of the Royal Society of London,* **B 161**, 295-309.

MAGIONCALDA, R. 2004. Chemostratigraphie de la Limite Paléocène-Eocène (CIE) fondée sur l'étude de la composition isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$ ‰ PDB). Thèse de doctorat, Faculté Polytechnique de Mons, 161 pp.

MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., BLAMART, D., FAIRON-DEMARET M., PERREAU, M., RENARD, M., RIVELINE, J., ROCHE, M. & KEPPENS, E. 2001. L'excursion isotopique du carbone organique (δ13Corg) dans les paléoenvironnements continentaux de l'intervalle Paléocène-Eocène de Varangeville (Haute-Normandie). *Soc. géol. France*, **172 (3)**, 349-358.

MALM, O.A., CHRISTENSEN, O.B., FURNES, H., LØVLIE, R., RUSELÅTTEN, H. & ØSTBY, K.L. 1984. *The Lower Tertiary Balder Formation : an organogenic and tuffaceous deposit in the North Sea region*. In : SPENCER, A.M. ET AL. (Eds) Petroleum Geology of the North European Margin. Graham & Trotman, London, 149-170.

MARTINI, E. 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In : FARINACCI, A. (Ed) Proceedings of the second Planktonic Conference : Roma, Italia. *Tecnoscienza*, **2**, 739-785.

McNEIL, D.H. 1990. Stratigraphy and paeoecology of the Eocene *Stellarima* assemblage zone (pyrite diatom steinkerns) in the Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **38**, 17-27.

MICHELSEN, O., THOMSEN, E., DANIELSEN, M., HEILMANN-CLAUSEN, C., JORDT, H. & LAURSEN, G.V. 1998. Cenozoic sequence stratigraphy in the eastern North Sea. *In* : de Graciansky, P.C., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication*, **60**, 91-118.

MITLEHNER, A.G. 1992. Palaeoenvironments of the Hoxnian Nar Valley Clay, Norfolk, England : evidence from an integrated study of diatoms and ostracods. *Journal of Quaternary Science,* **7(4)**, 335-341.

MITLEHNER, A.G. 1994. *The occurrence and preservation of diatoms in the Palaeogene of the North Sea Basin*. PhD Thesis, University of London. 278 pp.

MITLEHNER, A.G. 1995. *Cylindrospira*, a new diatom genus from the Palaeogene of Denmark with palaeoenvironmental significance. *Diatom Research*, **10(2)**, 321-331.

MITLEHNER, A.G. 1996. *Palaeoenvironments in the North Sea Basin around the Palaeocene-Eocene boundary : evidence from diatoms and other siliceous microfossils*. In : KNOX, R.W.O'B., CORFIELD, R.M. & DUNAY, R.E. (Eds) Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. *Geological Society, Special Publication*, **101**, 255-273.

MITLEHNER, A.G. 1997. Diatoms from the Ølst Formation, Denmark : Comparisons with Assemblages from other Localities in the North Sea Basin. *Aarhus Geoscience*, **6**, 27-28.

MOORE, W.S. & STAKES, D. 1990. Ages of barite-sulfide chimneys from the Mariana Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, **100**, 265-274.

MOORKENS, T., STEURBAUT, E., JUTSON, D. & DUPUIS, C. 2000. The Knokke borehole of NW Begium re-analysed : new data on the Palaeocene-Eocene transitional strata in the southern North Sea Basin. *GFF*, **122**, 111-114.

MORSE, J.W. & CORNWELL, J.C. 1987. Analysis and distribution of iron sulphide minerals in recent anoxic marine sediments. *Marine Chemistry*, **22**, 55-69.

MORTON, A.C. & KNOX, R.W.O'B. 1990. Geochemistry of late Palaeocene and early Eocene tephras from the North Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, **147**, 425-437.

MUDGE, D.C. & COPESTAKE, P. 1992a. Lower Palaeogene stratigraphy of the northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 287-301.

MUDGE, D.C. & COPESTAKE, P. 1992b. Revised lower Palaeogene lithostratigraphie for the outer Moray Firth, North Sea. *Marine Petroleum Geology,* **9**, 53-69.

MURRAY, J.W. 1992. Palaeogene and Neogene. *In :* Cope, J.C.W., Ingham, J.K. & Rawson, P.F. (Eds). Atlas of Palaeogeography and Lithofacies. *Geological Society, London, Memoir,* **13,** 141-147.

NEAL, J.E. 1996. A summary of Paleogene sequence stratigraphy in northwest Europe and the North Sea. *In* : Knox, R.W.O'B, Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. *Special Publication*, **101**, Geological Society, London, 15-42.

NIELSEN, O.B. 1976. Petrographic study of Danian Limestone from eastern Denmark (Core Copenhagen TUBA 13), *Danm. geol. Unders. 2 række,* **106**, 26 pp.

NIELSEN, O.B. 1997. Lateral Facies Variations in the Ølst-Fur Formations in Denmark. *Aarhus Geoscience*, **6**, 13-18.

NIELSEN, O.B.N., HEILMANN-CLAUSEN, C. & FRIIS, H. 1999. Tertiary marine and non-marine clay and sand deposits, Jutland. *19th Regional European Meeting of Sedimentology. Field trip guide. Excursion B3*, 103-122.

OKADA, H. & BUKRY, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropal.*, **5**, 321-325.

ORESHKINA, T.V. 2000. New data on early Eocene diatom successions of the West Polar Urals margin : Biostratigraphic and paleogeographic implications. *GFF*, **122**, 124-126.

ORESHKINA, T.V. & OBERHÄNSLI, H. 2003. Diatom turnover in the early Paleogene diatomite of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia : A response to the Initial Eocene Thermal Maximum ? *Geologica Society of America, Special Paper*, **369**, 169-179.

PAYTAN, A., KASTNER, M., MARTIN, E.E., MACDOUGALL, J.D. & HERBERT, T. 1993. Marine barite as a monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature*, **366**, 445-449.

PAYTAN, A., MEARON, S., COBB, K. & KASTNER, M. 2002. Origin of marine barite deposits : Sr and S isotope characterization. *Geological Society of America*, **30 (8)**, 747-750.

PEDERSEN, G.K. 1981. Anoxic events during sedimentation of a Palaeogene diatomite in Denmark. *Sedimentology*, **28**, 487-504.

PEDERSEN, G.K. & BUCHARDT, B. 1997. Calcareous Concretions (Cementsten) in the Fur Formation : isotopic Evidence of early Calcite Precipitation. *Aarhus Geoscience*, **6**, 13-18.

PEDERSEN, G.K. & SURLYK, F. 1983. The Fur Formation, a late Paleocene ash-bearing diatomite from northern Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **32**, 43-65.

PEDERSEN, A.K., ENGELL, J. & RØNSBO, J.G. 1975. Early Tertiary volcanism in the Skagerakk : new chemical evidence from ash-layers in the mo-clay of the northern Denmark. *Lithos*, **8**, 255-268.

PETER, J.M. & SCOTT, S.D. 1988. Mineralogy, composition and fluid inclusion microthermometry of seafloor hydrothermal deposits in the Southern trough of Guyamas basin, Gulf of California. *Canadian Mineralogist*, **26**, 567-587.

POWELL, A.J. 1988. A modified dinoflagellate cyst biozonation for the latest Palaeocene and earliest Eocene sediments from the central North Sea. *Review of Palaeobotany and Palynogy*, **56**, 317-342.

POWELL, A.J. 1992. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. *In* : Powell, A.J. (ed.), A stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts, *British Micropalaeontological Society Publication Series*, 155-251.

PROSHKINA-LAVRENKO, A.K. 1949. Diatomovyi Analis. Kniga 2. Opredelitel iskopaemykhi sovremennhykh vodoroslei, poryadok Centrales I Mediales, sostavili – A.P. Jousé, I.A. Kisselev, V.S. Poretzky, A.K. Proshkina-Lavrenko, V.S. Sheshukova. *Bot. Inst. V.L. Komarova,* Akad. NAUK SSSR, 224 pp.

RADIONOVA, E.P., BENIAMOVSKI, V.N., IAKOVLEVA, A.I., MUZYLÖV, N.G., ORESHKINA, T.V., SCHERBININA, E.A. & KOZLOVA, G.E. 2003. Early Paleogene transgressions : Stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys. *Geological Society of America, Special Paper*, **369**, 239-261.

REA, D.K., ZACHOS, J.C., OWEN, R.M. & GINGERICH, P.D. 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary : climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.,* **79**, 117-128.

RENAULT-MISKOVSKY, J. 1991. L'environnement au temps de la préhistoire : methodes et modèles. 2ème édition, Masson, Paris, 200 pp.

REY., J. 1997. Stratigraphie. Terminologie française. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine,* **Mém. 19**, 164 pp.

RIECH, V. & VON RAD, U. 1979. Silica diagenesis in the Atlantic Ocean : diagenetic potential and transformations. *In :* Talwany, M., Hay, W. & Ryan, W.B.F.

(Eds). *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Paleoenvironment.* American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, **3**, 315-340.

ROSS, R., COX, J.E., KARAYEVA, N.I., MANN, D.G., PADDOCK, T.B.B., SIMONSEN, R. & SIMS, P. 1979. An Amended Terminology for the Siliceous Components of the Diatom Cell. *Nova Hedwigia*, **64**, 513-533.

ROSS, R. & SIMS, P.A. 1971. Generic limits in the *Biddulphiaceae* as indicated by the scanning electron microscope. In : Scanning Electron Microscopy : systematic and evolutionary applications (ed. V.H. Heywood), 155 pp. London. Academic Press.

ROSS, R. & SIMS, P.A. 1985. Some genera of the *Biddulphiaceae* (diatoms) with interlocking spines. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Bot)*, **13 (3)**, 277-381.

ROSS, R. & SIMS, P.A. 1987. Further genera of the *Biddulphiaceae* (diatoms) with interlocking spines. *Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.), Bot. Ser.*, **16 (4)**, 269-311.

ROSS, R. & SIMS, P.A. 2000. A revision of *Actinodiscus* Greville, *Craspedodiscus* Greville and related genera (*Eupodiscaceae*). *Diatom Research*, **15 (2)**, 285-347.

ROTHPLETZ, A. 1896. Ueber die Flysch-Fucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liasische, Diatomeen führende Hornschwamme. *Zeitschrift der Deutsche geologische Gesichte,* **48**, 854-914.

ROUND, F.E. 1957. The late-glacial and post-glacial diatom succession in the Kentmere Valley deposit. *New Phytologist,* **56**, 98-126.

ROUND, F.E. 1961. The diatoms of a core from Esthwaite Water. *New Phytologist*, **60**, 43-59.

ROUND, F.E., CRAWFORD, R.M. & MANN, D.G. 1990. *The diatoms. Biology and Morphology of the Genera*. – Cambrige University Press, Cambrige, 747 p.

RUMEAU, A & COSTE, M. 1988. Initiation à la systématique des diatomées d'eau douce – Pour l'utilisation pratique d'un indice diatomique générique. *Bulletin français de la pêche et de la pisciculture,* **309**, 69 pp.

SCHALLREUTER, R. 1984. Framboidal pyrite in deep-sea sediments. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **75**, 875-891.

SCHMITZ, B. & ASARO, F. 1996. Iridium geochemistry of volcanish ash layers from the early Eocene rifting of the northeastern North Atlantic and some other Phanerozoic events. *GSA Bulletin*, **108**, 489-504.

SCHMITZ, B., HEILMANN-CLAUSEN, C., KING, C., STEURBAUT, E., ANDREASSON, F.P., CORFIELD, R.M. & CARTLIDGE, J.E. 1996. Stable isotope

and biotic evolution in the North Sea during the early Eocene : the Albæk Hoved section, Denmark. *In* : Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, *Geological Society Special Publication,* **101**, 275-306.

SCHRADER, H.-J. 1969. Die pennaten Diatomeen aus dem Obereozän von Oamaru, Neuseeland. *Nova Hedwigia, Beiheft,* **28**, 1-124.

SCHRADER, H.-J. 1971. Fecal pellets : Role in sedimentation of pelagic diatoms. *Science,* **174**, 55-57.

SCHRADER, H.-J. & FENNER, J. 1976. Norwegian Sea Cenozoic Diatom biostratigraphy and taxonomy. Part. 1 & 2. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **38**, 921-1099, 45 Pls.

SCHOONEN, M.A.A. & BARNES, H.L. 1991a. Reactions forming pyrite and marcasite from solution : I. Nucleation of FeS_2 below 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **55**, 1495-1504.

SCHOONEN, M.A.A. & BARNES, H.L. 1991b. Reactions forming pyrite and marcasite from solution : II. Via FeS precursors below 100°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* **55**, 1505-1514.

SCHULER, M., CAVELIER, C., DUPUIS, C., STEURBAUT, E., VANDENBERGHE, N., RIVELINE, J., ROCHE, E. & SONCINI, M.-J. 1992. The Paleogene of the Paris and Belgian Basins, Standard-stages and regional stratotypes. *Cahiers de Micropaléontologie*, **7**, n°1/2, 29-92.

SCHULTZ, P. 1927. Diatomeen aus norddeutschen Basalttuffen und Tuffgescheiben. *Zeitung Gescheibeforschung,* **3**, 66-78.

SCHRÖDER, T. 1992. A palynological zonation for the Palaeocene of the North Sea Basin. *Journal of micropalaeontology*, **11**, 113-126.

SHRUBSOLE, W.H. & KITTON, F. 1881. The diatoms of the London Clay. With a list of species, and remarks. *Journal of the Royal Microscopical Society,* **11**, 381-387.

SIMONSEN, R. 1979. The diatom system : ideas an phylogeny. *Bacillaria,* **5**, 9-71.

SIMS, P.A. 1989. Some Cretaceous and Paleogene species of *Coscinodiscus* : a micromorphological and systemactic study. *Diatom Research*. **4 (2)**, pp. 351-371.

SIMS, P.A. 1990. The fossil diatom genus *Fenestrella*, its morphology, systematics and paleogeography. *Beiheft zu Nova Hedwigia*, **100**, 277-288.

SIMS, P.A. & ROSS, R. 1988. Some Cretaceous and Palaeogene *Trinacria* (diatom) species. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Bot.)*, **18 (4)**, 275-322.

STAESCHE, K. & HILTERMANN, H. 1940. Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. *Abhandlungen Reichsanstalt Bodenforschung,* Berlin, **201**. 26 pp.

STAGER, J.C. 1984. The diatom record of Lake Victoria (East Africa) : the last 17,000 years. *In :* Mann, D.G. (Ed) *Proceedings of the 7th International Diatom Symposium.* O. Koeltz, Koenigstein, 455-476.

STABELL, B. 1993. A pre-industrial acidification event shown by diatom analysis of a recently acidified lake in southern Norway. *Diatom Research,* **8(3)**, 145-158.

STEURBAUT, E. 1990. Calcareous nannoplankton assemblages from the Tertiary in the Knokke borehole. In : Laga & Vandenberghe (Eds). The Knokke well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. *Mémoires pour server à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique,* **29**, 47-62.

STEURBAUT, E. 1991. Ypresian calcareous nannoplankton biostratigraphy and palaeogeography of the Belgian basin. *In :* Dupuis, C., De Coninck, J. & Steurbaut, E. (Eds). The Ypresian stratotype. *Bulletin de la Société belge de Géologie,* **97 (3-4)**, 251-285.

STEURBAUT, E. 1993. High-resolution holostratigraphy of Late Paleocen to Early Eocene strata in Belgium, Southern North Sea Basin. *In :* Knox, R.W.O'B., Corfield, R. & Dunay, R.E. (Eds). Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, International Meeting Geological Society of London, 1-2 December 1993, London : Programme and Abstracts volume, 2 p. (not numbered).

STEURBAUT, E. 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt. A*, **247**, 5-6, 91-156.

STEURBAUT, E. & KING, C. 1994. Integrated stratigraphy of the Mont-Panisel borehole section (151E340), Ypresian (Early Eocene) of the Mons Basin, SW Belgium. *Bulletin de la Société belge de Géologie,* **102 (1-2)**, 175-202.

STEURBAUT, E. & NOLF, D. 1986. Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northwestern France. *Contributions Tertiary Quartenary Geology,* **23(4)**, 115-172.

STEURBAUT, E., DE CONINCK, J., ROCHE, E. AND SMITH, T. 1999. The Dormaal Sands and the Palaeocene/Eocene boundary in Belgium. *Bulletin de la Société géologique de France*, **170 (2)**, 217-227.

STEURBAUT, E., DUPUIS, C. & JACOBS, P. 2003. Field guide to the Ypresian stratotype. Symposium on the Paleogene. Preparing for Modern Life and Climate. 25-30 August 2003, Leuven, Belgium. 50 pp.

STEURBAUT, E., MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., VAN SIMAEYS, S., ROCHE, E. & ROCHE, M. 2003. Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *Geological Society of America, Special Paper,* **369**, 291-317.

STREL'NIKOVA, N.I. 1974. Diatoms of late Cretaceous age in western Siberia. *Akademii Nauk SSSR,* Moscow, 203 pp.

STREL'NIKOVA, N.I. & LASTIVKA, T.V. 1999. The problem of the origin of marine and freshwater diatoms. *Proceedings of 14th Diatom Symposium*, 113-123.

SWEENEY, R.E. & KAPLAN, J.R. 1973. Pyrite Framboid Formation : Laboratory Synthesis and Marine Sediments. *Economic Geology*, **68**, 618-634.

TAPPAN, H. 1980. Diatoms. *In : The Paleobiology of Plant Protists,* San Francisco, 567-677.

THIRY, M. 1981. Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. *Sci. Géol., Mém.,* **64**, 173 pp.

THOMAS, E. & SHACKELTON, N.J. 1996. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. *In :* Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, *Geological Society Special Publication*, **101**, 401-441.

THOMAS, F.C. & GRADSTEIN, F.M. 1981. Tertiary subsurface correlations using pyritized diatoms, offshore Eastern Canada. *Current Research*, Part B, Geological Survey of Canada, **81-1B**, 17-23.

THOMAS, J.E. 1996. The occurrence of the dinoflagellate cyst *Apectodinium* (Costa & Downie 1976) Lentin & Williams (1977) in the Moray and Montrose Groups (Danian to Thanetian) of the UK central North Sea. *In* : Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, *Geological Society Special Publication*, **101**, 115-120.

THOMSEN, E. 1995. Kalk og kridt i den danske undergrund. *In* : Nielsen, O.B. (ed.), Danmarks geologi fra Kridt til i dag. *Aarhus Geokompendier*, **1**, 31-67.

TORRES, M.E., BRUMSACK, H.-J., BOHRMANN, G. & ERNEIS, K.C. 1996. Barite fronts in continental margin sediments : a new look at barium remobilization in

the zone of sulphate reduction and formation of 'heavy' barites in authigenic fronts. *Chemical Geology*, **127**, 125-139.

TYSON, R.V. & PEARSON, T.H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia : an overview. *Geological Society Special Publication,* **58**, 1-24.

VACHARD, D. & ROCHE, M. 1996. Oxyhexactines de lyssakides (spongiaires hexactinellides) dans les préparations palynologiques du Rhétien (Trias terminal) de l'Est de la France. *Géobios*, **29**, 2 : 171-176.

VALLENTYNE, J.R. 1963. Isolation of pyrite spherules from recent sediments. *Limnology and Oceanography,* **8**, 16-30.

VAN DER WERFF, A. AND HULS, H. (1957-1974 reprint 1976). *Diatomeeënflora van Nederland* (Diatom flora of the Netherlands). Otto Koelzt Science publishers (Eds). 593 pp.

VAN EETVELDE, Y. & CORNET, C. 2002. Some Eocene species of marine pyritized diatoms in the core of Saint-Josse (France). *Diatom Research*, **17(2)**, 423-435.

VAN EETVELDE, Y. & DUPUIS, C. 2004. Upper Palaeocene and Lower Eocene interval in the Dieppe-Hampshire Basin : a biostratigraphic analysis base don pyritized diatoms. *In :* Beaudoin, A.B. & Head, M.J. (Eds). *The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries.* Geological Society, London, Special Publications, **230**, 275-291.

VAN EETVELDE, Y. & DUPUIS, C. 2005. Etude biostratigraphique et paléoenvironnementale des diatomées pyritisées de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur du sondage de Saint-Josse (France). *Gebios,* **38(2)**, 269-282.

VAN EETVELDE, Y., DUPUIS, C. & CORNET, C. 2004. Pyritized diatoms : a good fossil marker in the Upper Paleocene-Lower Eocene sediments from the Belgian and Dieppe-Hampshire Basins. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw,* **83 (3)**, 173-178.

VAN EETVELDE, Y. , HEILMANN-CLAUSEN, C., DUPUIS, C. & CORNET, C. 2005. The presence of (célesto-)barite diatom molds in Palaeogene deposits from Ølst and Albækhoved (Denmark). *Diatom Research, sous presse.*

WAAGSTEIN, R. & HEILMANN-CLAUSEN,C. 1995. Petrography and biostratigraphy of Palaeogene volcaniclastic sediments dredged from the Faeroes shelf. *In* : Scrutton, R.A. et al. (eds), The Tectonics, Sedimentation and Palaeoceanography of the North Atlantic Region. *Geological Society Special Publication*, **90**, 179-198.

WAAGSTEIN, R., GUISE, P. & REX, D. 2002. K/ar adn $^{39}Ar/^{40}Ar$ wholerock dating of zeolite facies metamorphosed flood basalts : the upper Paleocene basalts of the Faroe Islands, NE Atlantic. *In :* Jolley, D.W. & Bell, B.R. (Eds), The North Atlantic Igneous Province : Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. *Geological Society Special Publication*, **197**, 219-252.

WEISNER, H. 1936. Sur la découverte de diatomées et autres microfossiles peu connus dans le Crétacé Supérieur de la Bohème. *Annales de Protistologie,* **5**, 151-155.

WILLEMS, W. 1982. Microfossil assemblages, zonations and planktonic datum levels in the Ieper Formation (Ypresian s.s., Early Eocene) in Belgium. *Ministerie van Economische Zaken, Professional Paper,* 1982/8, **194**, 1-17.

WILKIN, R.T. and BARNES, H.L. 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61 (2)**, 323-339.

WILMANN, R. 1990. Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, ob. Paleozän/unt. Eozän ?). 1. Allgemeines. *Meyniana*, **42**, 1-14.

WILLIAMS, D.M. 1993. Diatom nomenclature and the future of taxonomic database studies. *Nova Hedwigia Beiheft*, **106**, 21-31.

ZIEGLER, P.A. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Maatschappij B.V.*, 239 pp.

ZONG, Y. 1997. Implications of *Paralia sulcata* abundance in Scottish isolation basins. *Diatom Research*, **12**, 125-150.

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Morphologie et éléments du frustule (Modifiée d'après Hasle & Syvertsen, 1997). 10
Figure 1.2 : Diagrammes schématiques des diatomées centriques et pennées (Modifiée d'après Hasle & Syvertsen, 1997). 12
Figure 1.3 : Différents stades reproductifs des diatomées (Round et al., 1990). (a). Formation de gamètes mobiles. (b et c). Formation d'auxospores. (d). Auxospore s'ouvrant et révélant la cellule initiale. (e). Première division de la cellule initiale. (f). Une des cellules produites en (e), avec une valve de cellule normale et une valve de cellule initiale. (g). Cellule formée après plusieurs divisions de (f). (g-i). Reproduction asexuée et réduction de la taille des cellules. 14
Figure 1.4 : Interprétation temporelle de la succession stratigraphique en Europe du Nord-Ouest sur laquelle repose la chronostratigraphie actuelle de l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Deux positions différentes de la limite Paléocène/Eocène sont montrées. Option 1 : la limite P/E = base du Membre du Mont-Héribu, option 2 : la limite P/E = niveau 1.65 m dans la coupe de Dababya, position du point d'inflexion de la base de la C.I.E. (Modifié d'après Aubry, 2000). 19
Figure 1.5 : Position stratigraphique et chronologie estimée des événements majeurs qui caractérisent l'intervalle Paléocène-Eocène (Magioncalda, 2004 ; modifié d'après Berggren & Aubry, 1998). 22
Figure 1.6 : Localisation des sites d'étude dans leur cadre paléogéographique à l'Eocène inférieur (52 Ma) (océans en blanc, continents et plateformes continentales en verdâtre et lignes de côte actuelles marquées en rouge) (Modifié d'après http://zeus.palaeoz.geomar.de/odsn). 1. Danemark (Ølst, Hinge, Albaekhoved,…). 2. France (Saint-Josse, Ailly, Fromessent et Saint-Omer). 3. Belgique (Knokke). 4. Egypte (Dababiya). 5. Tunisie (Jugurtha, Oued Mezez et Sidi Nasseur). 24
Figure 1.7 : Localisation des Bassins de la Mer du Nord (NSB), du Danemark (DK), de Dieppe-Hampshire (DH) et de Belgique (B). Situation des principaux sites d'études : (1) Ølst et (5) Albækhoved (Danemark), (2) Saint-Josse et (3) Ailly (France), (4) Knokke (Belgique) (Modifié d'après Ziegler, 1990). 26
Figure 1.8 : Biozonation des nannofossiles calcaires du Paléogène de Martini (1971), détails des zones NP8 à NP9 (Modifié d'après Martini, 1971 et Heilmann-Clausen, 1994). 28
Figure 1.9 : Comparaison des événements et des biozones de dinoflagellés du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur de la Mer du Nord et du Danemark (Modifié d'après Heilmann-Clausen, 1994). 29
Figure 1.10 : Biozones du Paléogène inférieur de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord avec les principales espèces de diatomées servant de marqueurs stratigraphiques (Van Eetvelde & Dupuis, 2004 ; compilé de King, 1983 ; Mudge & Copestake, 1992a et Mitlehner, 1996). 32

Figure 1.11: Corrélations des biozonations de nannofossiles calcaires (Martini, 1971), dinoflagellés (Williams, 1977) et diatomées (Gombos, 1976, 1982 ; Fenner, 1985) (Modifié d'après Fenner, 1985) (ancienne limite P/E). 34
Figure 1.12 : Corrélations entre les sections de Sengiley (Russie), Sokolovsky (Kazakhstan) et Stolleklint-Knuden (Danemark) sur base des assemblages de diatomées (Oreshkina & Oberhänsli, 2003). 35
Figure 1.13 : Schéma de corrélation des biozones de nannoplancton calcaire, foraminifères, radiolaires, dinokystes et diatomées dans différentes provinces de Russie (Radionova et al., 2003). 36

Figure 2.1 : Localisation des sites localisés dans les bassins borduriers au Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Larsen et al., 2003). (1) Ølst et Hinge, (2) Saint-Josse, (3) Ailly et Côte aux Hérons (Dieppe), (4) Knokke, (5) Albaekhoved, (6) Silstrup et Ile de Fur : Stolleklint et Knudenklint, (7) Rugård, (8) Fromessent, (10) Saint-Omer. 40
Figure 2.2 : Description des méthodes utilisées pour extraire les diatomées pyritisées (Van Eetvelde et al., 2005). 46
Figure 2.3 : Calcul du nombre de diatomées à compter pour avoir une représentativité suffisante des espèces présentes dans les assemblages fossilisés. La barre rouge indique le nombre minimum de diatomées à compter pour avoir une excellente représentativité d'un échantillon. (Les échantillons pris en compte sont ceux de la Formation Argile de Saint-Aubin à Saint-Josse, voir chapitre 5)..... 50

Figure 3.1 : Stabilité des oxydes et sulfures de fer dans l'eau à 25°C et à une pression totale de 1 atmosphère, et une concentration de sulfures dissous = 10^{-6} (Klein & Hurlbut, 1999). Eh = potentiel d'oxydation, pH = logarithme négatif de la concentration de l'ion hydrogène. 54
Figure 3.2 : Diagramme schématique illustrant les conditions favorables à la formation de différentes formes de pyrite diagénétiques (premiers stades) (Traduit d'après Allison, 1990). 56
Figure 3.3 : *Biddulphia biddulphiana*, spécimen observé au M.E.B., échantillon 17,87, Saint-Josse (France). 61
Figure 3.4 : Figure page précédente. a. Frustule de *Stephanopyxis turris* préservé par épigénie, échantillon Ølst n°1, Danemark. b-c. Frustule de *Coscinodiscus morsianus* var. *morsianus* préservé par épigénie, échantillon Ølst n°1, Danemark. d. Aréoles loculées, foramens observables sur la couche inférieure de la plaque valvaire d'une *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. e. Ceinture de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, ponctuations visibles, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. f-g. Vue interne d'une *Actinoptychus splendens*, extrémité interne d'un processus labié (cercle blanc), échantillon Ølst n°1, Danemark. h. *Actinoptychus senarius*, tube et ouverture externe d'un processus labié (cercle blanc), échantillon 16,75-16,85, Saint-Josse, France..... 64
Figure 3.5 : a. Détails de l'élévation d'une *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°1, Danemark. b. Epines de jonction assurant le lien des valves d'une chaîne de *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°7, Danemark. c. Pseudocelle d'une valve de

Sheshukovia flos, échantillon Ølst n°4, Danemark. d. Détails d'une extrémité de *Trinacria excavata* montrant les fines structures permettant la jonction de valves, échantillon n°4, Danemark. Deux valves de deux frustules différents de *Trinacria regina* formant une chaîne, échantillon Ølst n°1, Danemark. f. Chaîne d'*Hemiaulus elegans*, échantillon Ølst n°4, Danemark. 65

Figure 3.6 : a. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri,* moulage interne composé de cubes, échantillon 34,57-34,60, Saint-Josse, France. b. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, moulage interne composé de cubes avec troncatures des sommets, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse (France). c-d. *Odontella mobiliensis*, moulages internes composés d'octaèdres, échantillon 92A01, Ailly (France). e. *Trinacria regina*, moulage interne composé de framboïdes, échantillon Ølst n°7, Danemark. f. *Trinacria regina*, squelette et moulage externe, échantillon Ølst n°7 (Danemark). g. Détails de framboïdes de pyrite. Observés dans le moulage interne d'une *Odontella mobiliensis*, échantillon 92A01, Ailly (France). 68

Figure 3.7 : Cristallisation des cristaux à l'intérieur et sur le frustule. a-b. *Hemiaulus elegans*, échantillon Ølst n°10, Danemark. c. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°10, Danemark. d. Sommet d'une valve triangulaire de *Trinacria excavata*, le cercle blanc indique des cristaux de pyrite passant à travers les aréoles, échantillon Ølst n°10, Danemark. e-f. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon 34,57-34,60, Saint-Josse (France). g-h. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°10, Danemark. 69

Figure 3.8 : M.E.B. et analyses chimiques. a. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, échantillon Ølst n°1, Danemark. b. *Paralia siberica*, échantillon Ølst n°2, Danemark. c. *Trinacria regina*, échantillon Ølst n°3, Danemark. d. *Paralia siberica*, échantillon de diatomite de la Formation Fur, Silstrup. 72

Figure 3.9 : a. L.R. *Actinoptychus senarius*, échantillon 02/04 Ailly, France. b. L.R. *Corona* sp., échantillon 92A69, Ailly, France. c-e. M.E.B. et analyses chimiques. . c. *Actinoptychus senarius*, échantillon 02/04 Ailly, France. d. *Corona* sp., échantillon 92A69, Ailly, France. e. *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri*, 18,75-18,85, Saint-Josse, France. (L.R. Microscope optique à lumière réfléchie, M.E.B. Microscope électronique à balayage). 73

Figure 3.10 : a. M.E.B. et analyse chimique, *Actinoptychus senarius*, échantillon 299-299,1, Knokke, Belgique. b. L.R., *Actinoptychus senarius*, échantillon 92A39, Ailly, France. c-d. L.R. et L.T., spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. e. L.T., spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. f. M.E.B. et analyse chimique, spécimen non identifiable, échantillon Hinge 12/04-82 n°5, Danemark. (L.T. = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. Microscopie électronique à balayage) 74

Figure 3.11 : a. M.E.B. et analyse chimique, *Stellarima* sp. , moulage interne en célestobarytine, échantillon ALBK 80 n°1, Albaekhoved, Danemark. b. M.E.B. et analyse chimique, *Coscinodiscus* sp., moulage interne en barytine, échantillon Ølst AL+31, Danemark (D'après Van Eetvelde et al., 2005) 76

Figure 3.12 : Clef d'identification de certaines diatomées pyritisées du Paléogène basée sur la morphologie des moulages internes (Bidgood et al., 1999) 80

Figure 3.13 : Identification des diatomées pyritisées. a-f. M.E.B., *Actinoptychus senarius*. a. Moulage interne, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. b. Moulage et fragments partiels du frustule pyritisé, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. c. Moulage interne composé de framboïdes et frustule bien conservé par épigénie, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. d-f. Frustule préservé par épigénie, processus labiés observables sur les secteurs en relief, velum net, échantillon 19,50-19,60, Saint-Josse, France. (M.E.B. = Microscope électronique à balayage) 85
Figure 3.14 : Identification des diatomées pyritisées (suite). a-d. *Odontropis cristata*, moulage interne, échantillon 92A73, Ailly, France (a. L.T., b-d. L.R.). e. *Odontropis* cristata, moulage interne (M.E.B.), échantillon Ølst n°5, Danemark. f. *Stephanogonia danica*, moulage interne (M.E.B.), échantillon Ølst n°7, Danemark. (L.T. = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. = Microscope électronique à balayage) 86
Figure 3.15 : Identification des diatomées pyritisées (suite et fin). a-f. M.E.B., *Odontella mobiliensis*. a. Moulage interne dépourvu d'ornementation, échantillon 20,55-20,65, Saint-Josse, France. b. Elévation, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse, France. c-f. Cristallisation secondaire de pyrite sur les aréoles suivant leur distribution, échantillon 92A01, Ailly, France. (M.E.B. = Microscope électronique à balayage) 87
Figure 3.16 : a. L.T., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 92A59, Ailly, France. b. L.T., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 92A69, Ailly, France. c-d. L.T. (c) et L.R. (d), *Wetzeliella lobisca*, échantillon 92A69, Ailly, France. e. M.E.B., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 16,75-16,85, Saint-Josse, France. f. M.E.B., *Homotryblium tasmaniense*, échantillon 21,75-21,83, Saint-Josse, France. (L.T = Lumière transmise, L.R. = Lumière réfléchie, M.E.B. = Microscope électronique à balayage) 92

Figure 4.1 : Carte géologique de la surface préquaternaire du Danemark (d'après Rasmussen, 1966). 94
Figure 4.2 : Structures principales du Cénozoïque dans la région danoise et ses alentours (Liboriussen et al., 1987). 95
Figure 4.3 : Section du Paléocène et de l'Eocène du Danemark en corrélation avec les séquences du Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Michelsen et al., 1998). 97
Figure 4.4 : Formations danoises du Paléocène à l'Eocène moyen (Modifié d'après Michelsen et al., 1998). 99
Figure 4.5 : Carte montrant la distribution des cendres volcaniques du Paléocène supérieur-Eocène inférieur, et la reconstruction de l'épaisseur initiale des retombées volcaniques (Thomsen & Heilmann-Clausen, 1999 ; Modifié d'après Knox & Morton, 1988). La flèche indique la tendance moyenne des vents qui ont transporté et déposé les cendres vers le sud dans la région danoise (D'après Knox, 1997). 104
Figure 4.6 : Section détaillée de la Formation Røsnæs Clay à Ølst et à Hinge (Heilmann-Clausen et al. 1985). 105

Figure 4.7 : Localisation des carrières de Hinge (cercle noir ouest) et Ølst (cercle noir est) (d'après Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). 106
Figure 4.8 : Log lithostratigraphique des niveaux étudiés à Ølst et à Hinge. Position des échantillons analysés (Modifié d'après Beyer et al., 2001). (échantillons verts : prélevés à Ølst ; échantillons bleu : prélevés à Hinge) 107
Figure 4.9 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les Formations Holmehus et Ølst des coupes d'Ølst (rectangles bleus) et Hinge (rectangles verts). (lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques)..... 116
Figure 4.10 : Distribution verticale des abondances relatives des taxons présentant un intérêt biostratigraphique. Les abondances de *Coscinodiscus morsianus* var. *moelleri* et *Fenestrella antiqua* délimitent les zones D1 et D2. (lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques) 117
Figure 4.11 : Assemblages de diatomées observés à Ølst et Hinge et distribution stratigraphique des hiatus et des Formations Holmehus et Ølst au Danemark (Modifié d'après Beyer et al. 2001). 119
Figure 4.12 : Assemblages de diatomées observées dans le cadre de cette étude dans les formations danoises. Corrélations des formations danoises avec les formations équivalentes stratigraphiquement de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord (Limite entre les Formations Sele et Lista d'après Knox & Holloway, 1992). La limite P/E est positionnée probablement à la base de l'Unité Stolleklint Clay (Beyer et al., 2001). (Modifié d'après Beyer et al., 2001) (C.I.E. datée à 55,8 Ma d'après Gradstein et al., 2004). 122
Figure 4.13 : 1.8. *Medusetta danica* n. sp. ; 1, holotype, vue latérale, x600 ; 2-3, paratypes, vues latérales, x600 ; 4, paratype, vue ventro-orale montrant la distance la plus grande entre les deux pieds ventraux (v) qu'entre les pieds dorsaux (d), x600 ; 6, le même exemplaire que Fig. 4, vue latérale, x600 ; 7, détail d'un pied d'un paratype, x2000 ; 8, détail de la surface de la coquille et des pieds du holotype, x2000. Fig. 9. *Medusetta densicostata* n.sp., détail d'un pied. (Dumitrica & Van Eetvelde, en cours). 126
Figure 4.14 : Localisation de Stolleklint et Knudenklint (Heilmann-Clausen & Thomsen, 1999). 127
Figure 4.15 : Coupe de Stolleklint (d'après Gry, 1965). 128
Figure 4.16 : Falaise de Knudenklint. Les traits épais représentent les cendres volcaniques majeures +118, +114, +79, +19 et entre C et D -13 et -33 (D'après Gry, 1965). 129

Figure 5.1 : Contexte paléogéographique du nord-ouest de l'Europe durant l'intervalle Paléocène/Eocène. Les Bassins de Dieppe-Hampshire (DH), Londres (BL) et Belge (BB) forment la baie méridionale du Bassin de la Mer du Nord (NSB) (Modifié d'après Dupuis & Thiry, 1998). (BP = Bassin de Paris) 134
Figure 5.2 : Paléogéographie du Bassin de Dieppe-Hampshire (DH) durant l'intervalle Paléocène/Eocène. Les dépôts *sparnaciens* continentaux riches en argiles se sont déposés autour de la baie ″sparnacienne″. Les dépôts saumâtres et marins sont limités à une large baie de faible profondeur. Les structures tectoniques qui influencent la distribution des différents faciès sont indiquées. Les coupes du Cap d'Ailly et les sondages de Saint-Josse et de Knokke sont également localisés

(Modifié d'après Dupuis & Thiry, 1998). (BP : Bassin de Paris, BL : Bassin de Londres, BB : Bassin Belge)..... 135
Figure 5.3 : Schéma stratigraphique de l'intervalle Paléocène-Eocène sur la côte française de la Manche (SE du Bassin de Dieppe-Hamshire) (Modifié d'après Dupuis et al., 1998) (légende dans le texte)..... 138
Figure 5.4 : Lithologies, lithostratigraphies et échantillons des coupes du Cap d'Ailly (Modifié d'après Dupuis et al., 1998). Corrélations entre la nouvelle lithostratigraphie des dépôts sparnaciens (Aubry et al., 2005) et la lithostratigraphie détaillée dans Dupuis et al. (1998). 140
Figure 5.5 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les faciès ″sparnaciens″ et la Formation Varengeville au Cap d'Ailly. (lignes rouges = limites des unités lithostratigraphiques) 152
Figure 5.6 : Distribution stratigraphique des abondances relatives des taxons présents dans les faciès ″sparnaciens″ et la Formation Varengeville au Cap d'Ailly. (lignes rouges = limites lithostratigraphiques) 153
Figure 5.7 : Assemblages de diatomées observées dans le cadre de cette étude dans les unités lithostratigraphiques du Cap d'Ailly. Corrélations avec les formations de la Mer du Nord, les biozones de diatomées de King (1983) et Mitlehner (1996) et le bio-événement M6 (Mudge & Copestake, 1992a). (PALEOC. = PALEOCENE, C.I.E. = Excursion isotopique du carbone)..... 157
Figure 5.8 : Stratigraphie simplifiée du sondage de Saint-Josse. ((1) Gosselet, 1901, (2) Dubois, 1921, (*) Dupuis, en cours) (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005) 160
Figure 5.9 : Distribution stratigraphique des taxons présents dans le sondage de Saint-Josse. (*, unité informelle ; 1, Gosselet (1901) ; 2, Dubois (1921))..... 166
Figure 5.10 : Distribution verticale et abondances relatives des diatomées dans le sondage de Saint-Josse (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005)..... 168
Figure 5.11 : Assemblages de diatomées pyritisées du sondage de Saint-Josse, corrélations avec les zonations de King et de Martini et les formations du Bassin de la Mer du Nord (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005) 169
Figure 5.12 : Distribution des espèces saumâtres et marines dans l'Unité Saint-Aubin (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2005). (flèches rouges : tendances saumâtres, flèches bleues : tendances marines)..... 171
Figure 5.13 : Corrélations lithologiques entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Saint-Josse (a) et des coupes du Cap d'Ailly (b) (Modifié d'après Van Eetvelde & Dupuis, 2004). 175
Figure 5.14 : Corrélations entre les zones de diatomées établies au cours de ce travail dans les sédiments Paléocène supérieur et Eocène inférieur des Bassins Danois et de Dieppe-Hampshire et les bioévénements de Mudge et Copestake (1992a) et les biozonations de Martini (1971), King (1983) et Mitlehner (1996). 176
Figure 5.15 : Corrélations des unités lithostratigraphiques du Bassin de Dieppe-Hampshire (Saint-Josse et Ailly) avec les formations et membres du Bassin Danois et de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. Comparaisons des zones des assemblages de diatomées du Bassin de Dieppe-Hampshire et de la partie centrale du Bassin de la Mer du Nord. (en jaune : unités, étudiées dans ce travail, riches en diatomées) 178

Figure 6.1 : Stratigraphie du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur du Bassin Belge (Steurbaut et al., 2003a)..... 180
Figure 6.2 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de l'intervalle 310-270 du sondage de Knokke (Moorkens et al., 2000 ; d'après Laga & Vandenberghe (1990) et Steurbaut (1998)). 184
Figure 6.3 : Log lithostratigraphique du sondage de Knokke. Position des échantillons analysés (en noir : ce travail, en vert : Moorkens et al., 2000))..... 188
Figure 6.4 : Distribution stratigraphique des espèces présentes dans les Formations Tienen et Kortrijk (rectangles noirs, ce travail ; rectangles verts, Moorkens et al., 2000 ; lignes rouges : limites des unités lithostratigraphiques). 193
Figure 6.5 : Distribution stratigraphique des abondances relatives des taxons présents dans l'intervalle 310-270 m des Formations Tienen et Kortrijk..... 194
Figure 6.6 : Corrélations entre les unités lithostratigraphiques du sondage de Knokke (Bassin Belge) et les unités lithostratigraphiques des Bassins Danois, de Dieppe-Hampshire et du Bassin de la Mer du Nord. Corrélations établies à l'aide des zones de diatomées (ce travail) et les biozones de King (1983), Mitlehner (1996) (en jaune : unités lithostratigraphiques étudiées au cours de ce travail contenant des diatomées pyritisées). 197

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Evénements majeurs et assemblages les plus importants de l'évolution des diatomées. (D'après Mitlehner, 1994 ; données de (1) Rothpletz (1896), (2) Geroch (1978), (3) Harwood & Gersonde (1990), (4) Weisner (1936), (5) Copestake (1993), (6) Strel'nikova (1974), (7) Long, Fuge & Smith (1946), (8) Abbott & Harper (1982), (9) Harwood (1988), (10) King (1983), Mitlehner (1994), (11) Homann (1991), Mitlehner (1994), (12) Thomas & Gradstein (1981), McNeill (1990), (13) Lohmann & Andrews (1968), (14) Schrader (1969), (15) Baldauf (1992), (16) (17) (18) Barron (1985)). 16
Tableau 1.2 : Avantages et faiblesses des critères potentiels utilisables pour reconnaître la limite P/E (Modifié et traduit de Aubry, 2000). 21

Tableau 2.1 : Tableau des densités spécifiques des minéraux observés lors de cette étude dans les résidus denses (Densités d'après Klein & Hurlbut, 1999). 47
Tableau 2.2 : Répartition par site des nombres d'échantillons traités et du nombre d'échantillons contenant des assemblages fossiles de diatomées. 48
Tableau 2.3 : Liste des échantillons analysés à l'EDX. 49

Tableau 3.1 : Compositions chimiques des moulages internes de diatomées de Albaekhoved (ALBK) et Ølst (ØLST) comparés aux compositions pures de la barytine et de la célestite (deux premières rangées) (Modifié d'après Van Eetvelde et al., 2005). 77
Tableau 3.2 : Position des 7 diatomites traitées afin de servir de matériel de référence. 83
Tableau 3.3 : Classification des ordres, familles et genres de diatomées observées dans cette étude (D'après Round et al., 1990 ; Hasle & Sims, 1990). 88

Tableau 4.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons des Formations Holmehus et Ølst à Ølst. 110
Tableau 4.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons des Formations Holmehus et Ølst à Ølst. 111
Tableau 4.3 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons de la Formation Ølst à Hinge. 112
Tableau 4.4 : Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons de la Formation Ølst à Hinge. 112
Tableau 4.5 : Echantillons de la Formation Æbelø à Rugård. Contenu en diatomées en pyrite et en silice. 123
Tableau 4.6 : Echantillons des Formations Holmehus et Røsnæs Clay à Albækhoved. Contenu en diatomées en pyrite, silice et barytine. 124
Tableau 4.7 : Echantillons de Stolleklint analysés lors de cette étude. 128
Tableau 4.8 : Echantillons de Knudenklint analysés et résultats. 130
Tableau 4.9 : Echantillons de Silstrup analysés lors de cette étude. 130
Tableau 4.10 : Echantillons de Kongstrup analysés et contenus en diatomées, spicules et radiolaires. 131

Tableau 5.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons du Sparnacien et de la Formation Varengeville au Cap d'Ailly. 146
Tableau 5.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées du Sparnacien et de la Formation de Varengeville au Cap d'Ailly. 147
Tableau 5.3 : Nombre d'individus et diversité spécifique des échantillons prélevés en 2002 au Cap d'Ailly et à la Côte aux Hérons. 148
Tableau 5.4 Abondances relatives des taxons de diatomées des échantillons prélevés en 2002 au Cap d'Ailly et à la Côte aux Hérons. 148
Tableau 5.5 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans le sondage CC82 de Saint-Josse..... 163
Tableau 5.6 : Abondances relatives des différents taxons observés dans le sondage CC82 de Saint-Josse. 164
Tableau 5.7 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans les échantillons de l'Unité du Château de la Bruyère à Fromessent. 173

Tableau 6.1 : Nombre d'individus et diversité spécifique dans les échantillons de l'intervalle 310,3-270 du sondage de Knokke. 190
Tableau 6.2 : Abondances relatives des taxons de diatomées présents dans les échantillons de l'intervalle 310,3-270 du sondage de Knokke. 191

LEXIQUE

Termes importants pour la description des diatomées

Les diatomées possèdent une structure et une ornementation très détaillée et complexe. Il est nécessaire de rappeler ici certains termes et définitions qui leur sont spécifiques. Ces définitions sont extraites et traduites d'articles et de livres de référence traitant de la description des éléments d'une diatomée (e.a. Hasle & Syvertsen, 1997 ; Ross & Sims, 1972 ; Ross et al., 1979 ; Round et al., 1990). Les éléments détaillés ci-dessous correspondent à ceux qui ont été observés durant cette thèse. Ces termes sont utilisés principalement dans le chapitre 3, traitant de la préservation et de la taxonomie des diatomées, et dans l'annexe pour la description des espèces observées.

Aire hyaline : surface d'une plaque valvaire dépourvue d'aréoles.

Aréoles : ponctuations régulières des valves apparaissant comme des perforations en microscopie électronique. Il s'agit d'ouvertures régulières dans la plaque valvaire. Ces passages peuvent être fermés par un velum. Il existe deux types d'aréoles : les aréoles loculées et les poroïdes.

Aréoles loculées (Fig. L.1) : se dit d'une aréole sensiblement resserrée d'un côté de la surface valvaire et occultée de l'autre côté par un velum. Le passage à travers le resserrement sur la surface opposée au velum s'appelle le foramen.

Aréoles poroïdes (ou simplement Poroïdes) (Fig. L.1) : se dit d'une aréole qui n'est pas rétrécie d'un des côté de la surface valvaire.

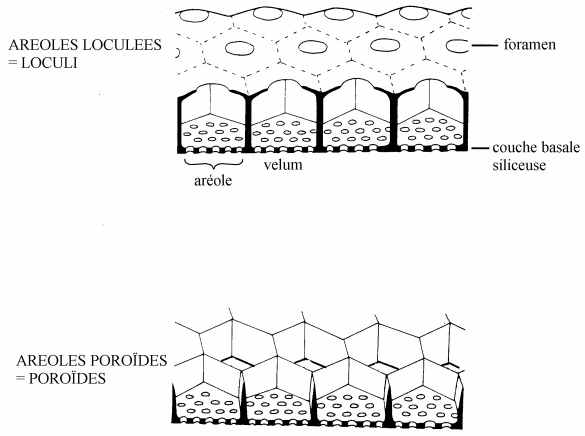


Figure 0L.1 : Détails de la structure de la paroi cellulaire. Différents types d'aréoles (Modifiée d'après Hasle & Syvertsen, 1997).

Auxospore : cellule résultant de la fusion sexuelle (autogamie), ou cellule formée simplement par les processus végétatifs qui la font augmenter jusqu'à la taille maximum. Sa paroi valvaire est différente de celle de la cellule normale et a une structure bien spécifique.

Bande ou segment : élément simple de la ceinture.

Ceinture : partie du frustule entre l'épivalve et l'hypovalve, composée de l'épicingulum et de l'hypocingulum. Ceinture connective : bande prolongeant le bord des valves.

Cellule initiale : cellule formée à partir d'un auxospore par la séparation des valves de celui-ci. Cellule qui habituellement diffère morphologiquement des valves de la cellule végétative normale.

Cellule végétative : cellule formée par la division mitotique. Les parois de ce type de cellule sont composées d'éléments siliceux (qui ensemble forment le frustule) et d'éléments organiques.

Cellule isopolaire : présente une forme identique de chaque côté de l'axe transversal (ou transapical).

Cellule hétéropolaire : présente une forme différente de chaque côté de l'axe transversal.

Cingulum : portion de la ceinture associée avec une seule valve.

Corne : une élévation étroite, longue et de haute taille. Ce terme est une alternative au mot élévation.

Cribrum : Velum réticulé ou perforé par des arrangements réguliers de pores.

Elévation : partie relevée de la valve, ne se projetant pas latéralement au-delà de la marge de la valve. Peut porter des structures particulières, le plus souvent un ocelle. Cette ornementation peut être similaire ou différente à celle du reste de la valve.

Epine (Fig. L.2) : structure saillante se projetant vers l'extérieur de la paroi valvaire. Structure solide qui peut être fermée aux deux extrémités. Une épine peut être pointue, émoussée ou à peu près sphérique, et peut être ramifiée. Elle peut également assurer la connexion des frustules entre eux pour former des chaînes. Ce type d'épine est appelé épine de jonction.

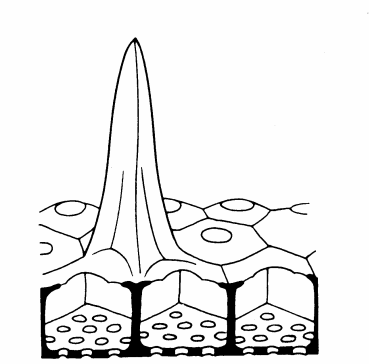


Figure L.2 : Section longitudinale d'une épine (Hasle & Syvertsen, 1997).

Foramen (Fig. L.1) : le trou habituellement circulaire, non fermé par un velum. Trou par lequel le lumen (cavité circonscrite périphériquement par les murs des aréoles) communique avec l'intérieur ou l'extérieur du frustule.

Granule : étroite projection arrondie sur la surface de la valve.

Manteau : partie marginale de la valve, différenciée par la pente et parfois par sa structure.

Ocelle : plaque de silice percée de paquets serrés de fins trous, jamais obstrués, et entourée normalement par un anneau épaissi dépourvu d'ornementation.

Processus (Fig. L.3) : structure avec des parois silicifiées, se projetant vers l'extérieur et/ou l'intérieur de la surface valvaire. Se distingue d'une élévation par le fait qu'il ne possède pas une structure similaire à celle de la paroi de la valve. C'est un terme général utilisé, quand en microscopie à lumière transmise ou réfléchie, il n'est pas possible de distinguer si la structure correspond à celle d'une épine, d'un rimoportule (processus labié) ou d'un fultoportule (processus renforcé).

Processus labié (Rimoportule) (Fig. L.3) : un pore, tube ou ouverture partant de la valve avec une ouverture non rétrécie à son extrémité externe et une ouverture ressemblant à une fente avec des bords épaissis à son extrémité interne.

Processus renforcé (Fultoportule) (Fig. L.3) : tube à travers la valve, entouré à sa base de 2 à 5 pores percés dans la paroi de la valve, séparés à l'intérieur par des supports en forme d'arches, souvent avec des filets de matière organique extrudés de la partie extérieure.

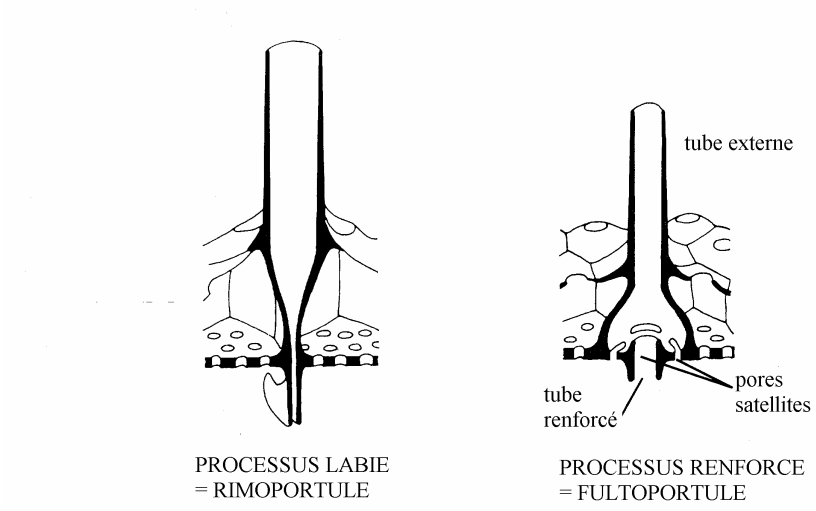


Figure L.3 : Différents types de processus en section longitudinale (Modifié d'après Hasle & Syvertsen, 1997).

Pseudocelle : champ d'aréoles de taille inférieure, décroissante par rapport à celle de la partie principale de la valve. Présent chez certaines diatomées centriques marines ou saumâtres.

Ponctuation : aréole de très petite dimension.

Rota : velum consistant en une barre, ou un groupe de barres rayonnantes à travers une aréole poroïde ou loculée, avec ou sans une aire centrale circulaire élargie connectée à la marge par trois barres radiales, voire plus.

Spinule : structure semblable à l'épine mais de plus petite taille.

Strie : Il s'agit d'une rangée d'aréoles. Les stries dans le cas des Centrales peuvent être rayonnantes, fasciculées ou tangentes (Fig. L.4). Rayonnantes : quand elles partent du centre des valves jusqu'à la marge de celles-ci. Fasciculées : quand elles sont groupées en paquets et sont parallèles à une strie rayonnante, chaque paquet étant un faisceau. Tangentes : quand elles sont en rangées non rayonnantes, droites ou courbes.

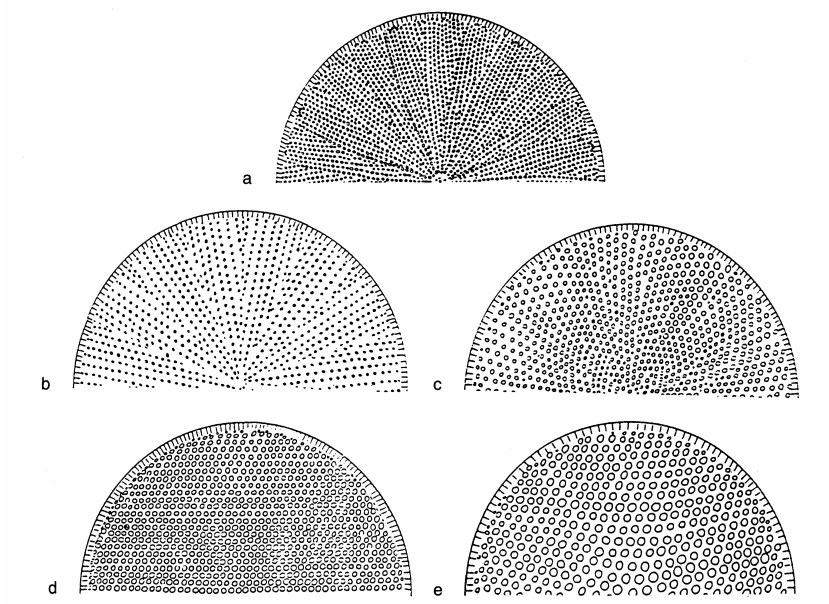


Figure 0L.4 : Différents types de stries des diatomées centriques. (a) et (b) stries fasciculées, (c) stries rayonnantes, (d) et (e) stries tangentes (Hasle & Syvertsen, 1997).

Kyste ou spore dormante : il s'agit de cellules spécialisées, formées en chaîne de quatre, en paire ou solitaires, produites par des divisions cellulaires ou par une mitose cytocinétique et le dépôt d'une paroi fortement silicifiée. Différentes structuralement de la cellule végétative, elles sont composées uniquement de deux valves, dans la plupart des cas dépourvues de ceinture.

Valve : une des deux plaques distales opposées, plus ou moins aplatie ou convexe, d'un frustule.

Velum : une fine couche perforée de silice occultant une aréole loculée ou poroïde. Les perforations ne sont pas inférieures à 30 nm et ne sont pas souvent circulaires. Trois types de velum sont distingués : cribrum, rota et vola.

Vola : velum qui consiste en un nombre d'éléments séparés, se projetant de la paroi des aréoles loculées ou poroïdes mais ne fusionnant pas.

Vue valvaire (Fig. L.5) : valve vue de face

Vue connective (Fig. L.5) : valve vue de profil

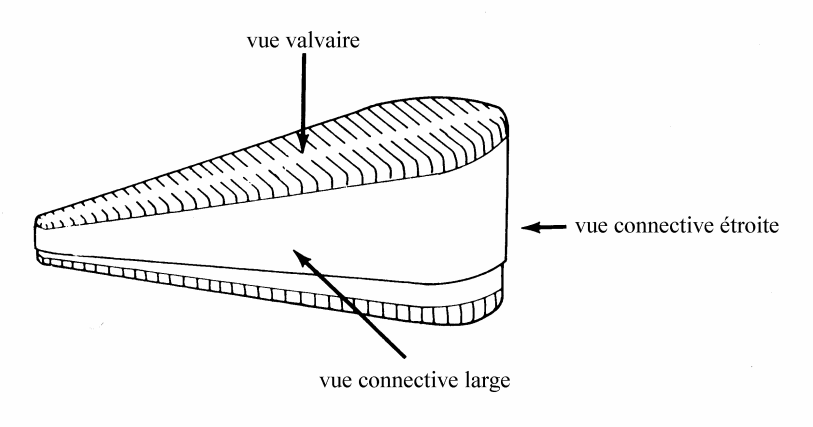


Figure L.5 : Vues valvaire et connective d'une diatomée (Modifié d'après Hasle & Syvertsen, 1997).