



HAL
open science

ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX RECENTS DANS LA ZONE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE

Claudia Strechie-Sliwinski

► **To cite this version:**

Claudia Strechie-Sliwinski. ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX RECENTS DANS LA ZONE NORD-OUEST DE LA MER NOIRE. Géologie appliquée. Université Paris Sud - Paris XI, 2007. Français. NNT: . tel-00399227

HAL Id: tel-00399227

<https://theses.hal.science/tel-00399227>

Submitted on 25 Jun 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ORSAY
N° d'ordre :

**UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD XI
U.F.R. Scientifique d'Orsay**

THÈSE

Présentée pour obtenir
**LE GRADE DE DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS XI, ORSAY**

par

Claudia STRECHIE-SLIWINSKI

**SUJET: ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES CHANGEMENTS
ENVIRONNEMENTAUX RECENTS DANS LA ZONE NORD-OUEST
DE LA MER NOIRE**

Soutenue le 28 Septembre 2007, devant le jury composé de :

M. Gilles LERICOLAIS
M. Michel MENVIELLE
M. Nicolae PANIN
M. Nicolas THOUVENY
M. Nicolas TRIBOVILLARD
M. Piotr TUCHOLKA

Examineur
président du jury
directeur de thèse
rapporteur
rapporteur
directeur de thèse



ORSAY
N° d'ordre :

UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD 11
U.F.R. Scientifique d'Orsay

THÈSE

Présentée pour obtenir
LE GRADE DE DOCTEUR EN SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS XI, ORSAY

par

Claudia STRECHIE-SLIWINSKI

SUJET: ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES CHANGEMENTS
ENVIRONNEMENTAUX RECENTS DANS LA ZONE NORD-OUEST DE
LA MER NOIRE

Soutenue le 28 Septembre 2007, devant le jury composé de :

M. Gilles LERICOLAIS	examineur
M. Michel MENVIELLE	président du jury
M. Nicolae PANIN	directeur de thèse
M. Nicolas THOUVENY	rapporteur
M. Nicolas TRIBOVILLARD	rapporteur
M. Piotr TUCHOLKA	directeur de thèse

Avant-propos

Je voudrais remercier ici tous ceux qui m'ont aidé à parvenir à la fin de ce travail de thèse, tant pour ce qui concerne la réalisation des analyses, pour l'aide à l'interprétation, mais aussi pour les conseils, l'amitié et les encouragements.

Chronologiquement, ce voyage dans le monde fascinant de la géologie marine a commencé à l'Université de Bucarest par une première rencontre avec Monsieur Dan Jipa qui nous a conduit à la connaissance des paléo-environnements sédimentaires. Je le remercie beaucoup pour son ouverture d'esprit et sa passion communicative pour la science.

Puis, ont suivi le cours de Géologie Marine de monsieur Nicolas Panin, le concours à *GEOECOMAR* et mon recrutement en tant qu'assistante de recherche. Je remercie Nicolas Panin pour sa confiance dans la jeune génération, son aide dans la démarche d'obtention d'une thèse en co-tutelle et pour l'honneur d'avoir accepté ma candidature en tant qu'étudiante en thèse.

Gilles Lericolais, le directeur des projets BlaSON et ASSEMBLAGE, a toujours été un important aide pendant ce travail. Merci Gilles, pour ta façon optimiste d'aborder les problèmes.

Je tiens à remercier Laurent Dever, Xavier Quidelleur et madame Elsa Cortijo (de la direction de l'école doctorale) mais aussi Herman Zeyen, le conseiller des thèses, pour m'avoir permis d'arriver à la fin de ce travail.

Un grand merci à Michel Menvielle, pour avoir accepté d'être le président du jury ainsi que pour ses diverses suggestions. Merci également aux rapporteurs et à leurs remarques constructives : Nicolas Thouveny et Nicolas Tribovillard.

Si je devrais donner un exemple de vrai professeur, dans la complexité de ce terme, j'indiquerai sans hésitation Piotr Tucholka qui, par son extraordinaire enthousiasme, sa confiance et son dynamisme m'a énormément aidé pendant tout ce travail.

Je ne saurais jamais assez remercier Alina Tudryn qui m'a appris à aborder correctement la recherche et qui m'as encouragé dans les plus difficiles moments tout en gardant son humour et sa patience. Elle est une vraie professionnelle et une amie sans égal.

Sans le travail assidu et l'énergie positive de François Guichard, ce manuscrit n'aurait jamais la forme qu'il a aujourd'hui. Ses recommandations scientifiques, ses encouragements amicaux mais aussi ses corrections successives du français, ont beaucoup augmenté la qualité du manuscrit.

Je remercie beaucoup Christophe Colin qui m'a guidé dans le captivant domaine des argiles et m'a aidé dans le dépouillement des données RX et dans l'interprétation des analyses. Merci aussi à Olivier Dufaure, pour les analyses RX.

Monsieur Jacques Bertaux m'avait ouvert la porte de son laboratoire de l'IRD et m'avait aussi conseillé dans l'interprétation des analyses de minéralogie par infrarouge.

Michel Fontugne et Martine Paterne, du LSCE, m'ont beaucoup aidé lors de la préparation des échantillons pour les mesures ^{14}C , pour l'analyse de la matière organique et pour les discussions concernant la validation des résultats. Je dois aussi remercier Michel Fontugne pour son aide compétente pendant la préparation de la soutenance.

Je suis redevable à Christine Hatté pour ses bons conseils concernant l'interprétation des données ^{13}C et pour ses encouragements.

Les discussions avec Giuseppe Siani (Pepe) ont contribué à une bonne la compréhension des âges réservoir.

Je remercie particulièrement Sorin Rădan pour tous ses conseils concernant les problèmes de magnétisme et aussi pour la bibliographie qu'il m'a si généreusement offerte.

Ma chère amie Irina Popescu m'a toujours réconforté avec ses bons conseils, sa sérénité et ses précieux avis scientifiques.

Je suis redevable à ma collègue Priscila Opreanu pour les déterminations de faunes et pour les longues discussions sur le milieu de vie préféré des diverses organismes.

Merci aussi à Ian Boomer pour les informations concernant les changements de milieu déduits des coquilles d'ostracodes trouvées dans les sédiments.

Costina Fulga a eu la gentillesse d'analyser les minéraux lourds de mes échantillons. Aura Cehlarov s'est donné la peine de regarder des échantillons au microscope et de vérifier ma rédaction les concernant.

Je remercie Laurence Vialettes pour les analyses RX des extraits magnétiques, pour sa chaleureuse amitié et son soutien.

Un grand merci à Mihaela Melinte dont l'énergie inépuisable et l'enthousiasme scientifique m'ont beaucoup inspiré.

Comment pourrai-je assez remercier mes amis Ștefan Szobotka, Titus Brustur, Irina Catianis, Maryse Mouveroux, Philippe Vialettes, Claire Waelbroek pour leur constance et confiance ?

La bataille concernant la partie graphique a été gagnée grâce à la généreuse participation de mes amis Gabriela Burcea, Rașca (Radu Cosma) et Vali Drăgoi.

Un grand merci à Mihăiță, Rici, Cristinuța et Simona pour leur dévouement, leur générosité et pour leur amitié sans équivalent. Mulțumesc, dragilor, pentru că existați !

Je remercie ma petite famille pour son support et particulièrement à Jim qui a su m'attendre autant. Thank you Jim, for your patience, love and strength!

Le soutien financier pour cette thèse a été constitué d'une bourse de doctorat du Gouvernement Français, 3 mois de bourse de la part du Département des Relations Internationales de l'Université de Paris XI et aussi le soutien de la part de *GEOECOMAR*, y compris par l'intermédiaire du Centre d'Excellence Euro-EcoGeoCentre-Romania.

Les mesures des paramètres magnétiques sur des u-channels ont été faites à l'Institut de Physique du Globe de Paris où j'ai été accueillie grace à Jean-Pierre Valet et Laure Meynadier.

Une grande partie du travail en France s'est déroulée dans les locaux du LSCE à Gif-sur-Yvette (laboratoire CNRS-CEA), cette possibilité a constitué une étape importante pour la réalisation de ce travail. Je suis très reconnaissante à ce laboratoire de m'avoir reçue.

RESUME

L'objectif de ce travail est l'étude des processus et des changements environnementaux récents (durant les derniers 30000 ans) à travers leurs enregistrement sédimentaire dans la zone Nord-Ouest de la Mer Noire (carottes sédimentaires prélevées à des profondeurs allant de 55 à 2100 m sous la tranche d'eau). Nous avons privilégié des méthodes permettant d'obtenir des informations sur le milieu de dépôt et la chronologie des événements telles que : analyses des argiles, sédimentologie, magnétisme environnemental, caractéristiques isotopiques de la matière organique totale, ^{14}C AMS. Afin d'obtenir une chronologie la plus fiable possible des événements nous avons effectué des datations par le ^{14}C de la matière organique et des coquilles fossiles du sédiment. La comparaison des datations obtenues sur les coquilles et la matière organique provenant d'un même niveau sédimentaire nous a montré que l'application des corrections sur les données ^{14}C reste difficile ; cette difficulté provient du fait que le bassin a contenu tantôt de l'eau douce oxygénée, tantôt de l'eau stratifiée. C'est en associant les résultats de l'étude des taux des carbonates le long des carottes aux données ^{14}C que nous avons établi l'échelle chronologique proposée. L'étude des minéraux argileux des sédiments nous a permis de conclure que pour le nord-ouest du bassin, l'origine des sédiments à smectite doit être recherchée au nord, et non au sud du bassin versant de la Mer Noire, comme il est admis dans la littérature. Les données de magnétisme environnemental nous ont permis de mettre en évidence des variations significatives dans les conditions d'oxygénation (aérobie/anaérobie) au sommet du sédiment ou dans la colonne d'eau. Ces données magnétiques, ainsi que celles de matière organique montrent aussi des modifications des conditions de salinité dans le bassin. En conclusion nous proposons une reconstitution des conditions d'environnement au cours des derniers 30000 ans.

ABSTRACT

The purpose of this study is to investigate the processes and the recent environmental changes stored in the sediments from the North-Western part of the Black Sea in the last 30,000 years. We used sedimentary cores extracted from water depths ranging from 55 to 2100 m. In order to obtain information about the depositional environment and the chronology of the events, we used different methods: clay mineralogy analysis, sedimentology, environmental magnetism, organic matter characteristics and AMS radiocarbon chronology. Radiocarbon dating of the organic matter and fossil shells was used to obtain a precise chronology of the past events. It was difficult to correct the ^{14}C data, because of the differences between the ages of organic matter and shells that varied significantly from one sample to another. This difficulty comes from the fact that the Black Sea basin contained in some periods oxygenated fresh water and in some periods stratified salty water. The correlation between the ^{14}C data and the carbonate content allowed us to set up a chronology of the sediments. The clay mineralogy pointed out that the sediments containing smectite were carried into the basin mainly from the North and not from the South of the drainage basin, as previous studies indicated. The environmental magnetism study helped us to determine the significant variations in the oxygenation of the sediment and of the water column (i.e., changes between oxygenated and anoxic conditions). The magnetism study together with the organic matter characteristics also indicates changes in the salinity of the water. Our study reveals the environmental changes that have occurred during the last 30,000 years.

TABLE DES MATIERES

Liste des figures _____	1
Liste des tableaux et des annexes _____	7
Introduction _____	9
Chapitre 1. Présentation de la Mer Noire _____	11
1.1 <i>Caractéristiques générales</i> _____	13
1.1.1. Description _____	13
1.1.2. Le climat _____	15
1.1.3. Caractères morphologiques du fond de la mer Noire _____	16
1.1.4. Apports liquides et solides dans le bassin _____	18
1.2 <i>Paléoclimat et paléogéographie de la région</i> _____	21
1.2.1. Introduction _____	21
1.2.2. La dernière glaciation et le DMG _____	23
1.2.3. Paléogéographie de la région de la Mer Noire _____	28
a) Les environnements glaciaires : extension des calottes _____	28
b) Les environnements périglaciaires : le permafrost _____	29
Chapitre 2. Matériel d'étude et chronologie _____	35
2.1. <i>Présentation de la zone d'étude</i> _____	37
2.2. <i>Dépôts sédimentaires de surface en Mer Noire</i> _____	40
2.3. <i>Description des carottes</i> _____	47
2.4. <i>Identification de faciès sédimentaires le long des carottes</i> _____	47
2.5. <i>Chronologie</i> _____	59
2.5.1. Problématique et l'utilisation du ¹⁴C pour la chronologie récente en Mer Noire _____	61
a) <i>dans la littérature</i> _____	61
b) <i>dans cette étude</i> _____	64
2.5.2. Calcul des taux de sédimentation _____	71
2.5.3. Chronologie proposée _____	75
c) <i>âge des discontinuités</i> _____	75
d) <i>âges des limites des unités</i> _____	75
e) <i>âges des faciès</i> _____	76
2.6. <i>Conclusion</i> _____	78

Chapitre 3. Carbonates	79
3.1. <i>Problèmes à résoudre</i>	81
3.2. <i>Les carbonates dans le milieu aquatique</i>	81
3.2.1. Constituants minéraux des carbonates	81
3.2.2. Dépôts des carbonates marins	84
<i>Distribution et composition</i>	84
<i>Systèmes de dépôt</i>	85
<i>Processus sédimentaires marins</i>	86
<i>La diagenèse</i>	87
3.2.3. Sédiments carbonatés dans les eaux stratifiées	87
3.3. <i>Méthode</i>	89
3.4. <i>Résultats</i>	89
3.5. <i>Discussion et interprétation</i>	93
3.5.1. Les carbonates dans les sédiments récents de la Mer Noire	93
3.5.2. Corrélation des carottes et comparaison avec les données de la littérature	98
3.6. <i>Conclusions</i>	105
Chapitre 4. Carbone organique, rapport C/N, $\delta^{13}\text{C}$	109
4.1. <i>Problèmes à résoudre</i>	111
4.2. <i>Données de la littérature</i>	111
4.2.1. Considérations théoriques	111
4.2.2. Taux de carbone organique et rapport $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments de la Mer Noire	115
4.3. <i>Méthode</i>	122
4.4. <i>Résultats</i>	122
4.4.1. Carottes peu profondes (BLKS 98-04 et BLKS 98-06)	122
4.4.2. Carottes profondes (BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22)	124
4.5. <i>Discussion et interprétation</i>	128
4.6. <i>Conclusions</i>	140
Chapitre 5. Argiles et minéralogie	147
5.1. <i>Introduction</i>	149
5.2. <i>Résultats minéralogiques</i>	150
5.3. <i>Discussion</i>	159
5.3.1 Origine des minéraux argileux des sédiments	159
a) Apport du bassin versant de la Mer Noire	159
b) Cas des carottes marines étudiées	161
c) Comparaison avec les données de la littérature	169

5.3.2. Signification climatique des changements minéralogiques	176
5.4. Conclusion	179
Chapitre 6. Magnétisme environnemental	183
6.1. Introduction	185
6.2. Paramètres magnétiques mesurés	187
6.3. Méthode	192
6.3.1 Echantillonnage	192
6.3.2 Mesures des paramètres magnétiques	192
6.4. Résultats et début d'interprétation	198
6.5. Discussion	238
6.5.1. Revue de la littérature	238
6.5.2. Interprétation des résultats	246
6.6. Conclusion	258
Chapitre 7. Interprétation synthétique des résultats	267
7.1 Variations des paramètres mesurés et leur relation avec le climat	269
7.2 Enregistrements des variations du niveau de la Mer Noire dans les sédiments de la plate-forme de Nord-ouest	284
Chapitre 8. Conclusions	289
Bibliographie	295
Annexes	315
Annexe 1 Description lithologique des carottes (39 planches)	317
Annexe 2 Datation ¹⁴ C - principe et méthode	369
Annexe 3 Datations ¹⁴ C des sédiments et coquilles de la Mer Noire, dans la littérature	379
Annexe 4 Tableaux de détermination de la faune et type de milieu pour chaque espèce	387
Annexe 5 Méthodes d'analyse utilisées	397
Annexe 6 Publications	411

Liste des figures

1. **Fig.1.1** Localisation de la zone d'étude (carte physique de l'Europe selon l'Atlas mondial - Mérienne, 2001).
2. **Fig.1.2** Flux moyens annuels d'eau dans les détroits du Bosphore et des Dardanelles, selon Ünlüata *et al.*, 1990 et Latif *et al.*, 1991. *Sal.* = salinité (d'après Murray *et al.*, 1991).
3. **Fig.1.3** Morphologie du bassin de la Mer Noire:
 - a) provinces physiographiques d'après Black Sea GIS, 1997 ;
 - b) profil bathymétrique vertical au nord-ouest de la Mer Noire.
4. **Fig.1.4** Circulation des eaux de surface dans la Mer Noire (d'après Oguz *et al.*, 1993)
5. **Fig.1.5** Chronostratigraphie orbitale globale (SPECMAP) des derniers 200 000 ans, d'après Imbrie *et al.* (1984), stades isotopiques basées sur la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques d'après Martinson *et al.* (1987) et sur la stratigraphie terrestre.
6. **Fig.1.6** Extension de la calotte pendant le maximum glaciaire du Weichselien inférieur (cca 90 000 – 80 000 ans BP) et localisation des lacs proglaciaires adjacents: Lac Baltique (B), Lac du Bassin de la Mer Blanche (WSB), Lac Komi (LK), Lac Ouest Sibérien (WS). Dans la zone hachurée, la limite de la calotte n'est pas connue (d'après Mangerud *et al.*, 2004; Krinner *et al.*, 2004; marges de la calotte d'après Svendsen *et al.*, 2004a)
7. **Fig.1.7** Extension de la calotte pendant le maximum glaciaire du Weichselien moyen (cca 60 000 – 50 000 ans BP) et extension des lacs proglaciaires adjacents (d'après Mangerud *et al.*, 2004; les marges de la calotte d'après Svendsen *et al.*, 2004a)
8. **Fig.1.8** Extension de la calotte eurasienne pendant le maximum glaciaire du Weichselien supérieur (cca 20 000 ans BP) (d'après Mangerud *et al.*, 2004; Svendsen *et al.*, 2004a)
9. **Fig.1.9** Extension des glaciers en Eurasie pendant le DMG (~20 000 ans BP) et systèmes pro-glaciaires adjacents (d'après Grosswald, 1977, 1980; Arkhipov *et al.*, 1995; Svendsen *et al.*, 2004)
10. **Fig.1.10** Carte paléogéographique de la zone nord de la Mer Noire, avec les limites du permafrost continu et discontinu (Peulvast *et al.*, 2000)
11. **Fig. 2.1** Profils sismiques de la mission BlaSON 1 et localisation des carottes étudiées
12. **Fig. 2.2** Localisation des carottes sur les profils sismiques HR 24-traces 9, 8 et 7 (Lericolais, document non publié)
13. **Fig. 2.3** Distribution des unités litho-stratigraphiques à la surface de sédiments de la plate-forme Nord-ouest de la Mer Noire (d'après Rădan, données non publiés).
14. **Fig. 2.4** Limites et âges des unités litho-stratigraphiques selon divers auteurs (modifié d'après Jones et Gagnon, 1994)
15. **Fig. 2.5** L'unité I et ses trois sous-unités : la première invasion du coccolite *Emiliana huxleyi*, le sapropèle de transition et la dernière invasion de l'*Emiliana huxleyi* (carotte BLKS 98-11, 0-23cm)
16. **Fig. 2.6** Faciès similaires dans les carottes situées sur la plate-forme continentale (a), sur le piémont continental (b) et dans la zone abyssale (c)
17. **Fig. 2.7** Faciès M1: vase à débris de *Modiolus phaseolinus* (Carotte BLKS 98-06, 0-5cm)
18. **Fig. 2.8** Faciès M2: vase à *Mytilus galloprovincialis* (Carotte BLKS 98-01, 19-34cm)
19. **Fig. 2.9** Faciès S1a et b: vase sableuse à débris de *Dreissena* (en haut S1a: carotte BLVK 98-01, 34-49cm; en bas S1a et b: carotte BLKS 98-04, 7-10 et 10-29cm).

20. **Fig. 2.10** Faciès S2 : alternance sable fin - silt avec des granules et des lamines noirs, sans coquille (Carotte BLKS 98-05 ; 12-76cm).
21. **Fig. 2.11** Faciès S3 : sable fin à débris des coquilles, granoclassement normal et points noirs (carotte BLKS 98-06 ; 21-46cm).
22. **Fig. 2.12** Faciès S4. En haut: S4a - vase sableuse avec des granules, points dispersés et lamines noirs, sans coquille (carotte BLKS 98-06; 46-105cm). En bas: S4b - sable fin à lamines noirs et intercalations sableuses (carotte BLKS 98-06; 105-125cm).
23. **Fig. 2.13** Faciès S5 - alternance vase sableuse - sable fin. Les niveaux sont homogènes à limites nettes, sans granoclassement, sans faune visible. Rares nodules de sable micacé (Carotte BLKS 98-06; 125-265cm).
24. **Fig. 2.14** Faciès S6 - Vase à forte odeur de H₂S et à niveaux de coquilles ; la vase contient des débris de coquilles et même de rares coquilles entières, dispersées (BLKS 98-07 ; 10-105cm).
25. **Fig. 2.15** Faciès S7 - Vase à rares débris de coquilles et à coquilles entières bien conservées; la vase présente des taches noires et des niveaux sableux sub-centimétriques (BLKS 98-07; 105-324 cm).
26. **Fig. 2.16** Faciès S8 - Vase très fine, homogène, sans coquille (S8) (carotte BLKS 98-07 ; 109-126 et 138-146 cm).
27. **Fig. 2.17** Faciès M3 (0-23cm) et M4 (23-43cm) : a) Vase à coccolites (M3) ; b) vase à sapropèle (M4) : 23-61 cm (carotte BLKS 98-11, 0-61 cm).
28. **Fig. 2.18** Faciès S9 - Vase colorée, sans organisation interne, à lamines et taches noires (carotte BLKS 98-22, 30-50cm).
29. **Fig. 2.19** Faciès S10 - vase très fine avec des bandes et des nodules noirs (carotte BLKS 98-22, 50-107cm).
30. **Fig. 2.20** Faciès S11 - vase brune avec des fissures et moins de granules noirs (carotte BLKS 98-11, 300-320cm).
31. **Fig. 2.21** Faciès S12 – alternances de vases fines et grossières (BLKS 98-22, 130-150).
32. **Fig. 2.22** Disposition des âges mesurés en fonction de la profondeur dans la carotte
33. **Fig. 2.23** Localisation des carottes de la littérature et de cette étude avec des datations ¹⁴C de la limite des unités II et III.

34. **Fig. 3.1** Milieux de dépôt des carbonates
35. **Fig. 3.2** Milieux marins avec dépôts de carbonates
36. **Fig. 3.3** Structures carbonatées associés aux émissions de méthane dans les sédiments (d'après Gulin *et al.*, 2003)
37. **Fig. 3.4** Taux de carbonates, faciès et âges pour les carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06
38. **Fig. 3.5** Taux de carbonates, faciès et âges pour les carottes BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (les valeurs de carbonates pour la carotte 10 d'après Major, 2002; une partie de valeurs de carbonates pour la carotte 22 d'après Popescu, 2002)
39. **Fig. 3.6** Localisation des carottes analysées pour les taux de carbonates dans la littérature et dans cette étude
40. **Fig. 3.7** Taux des carbonates et de carbone organique dans les sédiments de carottes de la Mer Noire, dans la littérature: a) Ross *et al.*, 1970 ; b) Calvert *et al.*, 1987 ; c) Arthur *et al.*, 1994 ; d) Calvert et Karlin, 1998; e) Arthur et Dean, 1998; f) Major *et al.*, 2002
41. **Fig. 3.8** Similarités entre les résultats d'Arthur et Dean, 1998 et ceux de cette étude pour les carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-22
42. **Fig. 3.9** Taux de carbonates dans le sédiment des carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-22, en fonction de l'âge; comparaison avec les valeurs de carbonates de Major *et al.*, 2002 pour la carotte BLKS 98-10; taux des sédimentation de la carotte BLKS 98-11 calculés : a) en utilisant l'âge 17310 ans BP; b) en ignorant l'âge 17310 ans BP.

43. **Fig.4.1** Composition isotopique du carbone fixé par la photosynthèse. A. Plantes terrestres ; B. Plantes C₃ et C₄ ; C. Plantes CAM ; D. Algues ; E. Plantes aquatiques ; F. Plantes marines sans plancton ; G. Plantes lacustres sans plancton ; H. Plancton marin (compilation par Deines, 1980). Les zones d'ombre représentent l'intervalle de variations des valeurs rencontrées lors de cette étude.
44. **Fig.4.2** Composition isotopique des sédiments récents marins (compilation par Deines, 1980).
45. **Fig.4.3** Sources de la matière organique distinguées en fonction des rapports C/N et $\delta^{13}\text{C}$ (d'après Meyers, 1994)
46. **Fig.4.4** Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et C/N pour la carotte BLKS 98-04
47. **Fig.4.5** Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et C/N le long de la carotte BLKS 98-06
48. **Fig.4.6** Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et rapport C/N pour le carottier pilote BLCP 98-09 et la carotte BLKS 98-09
49. **Fig.4.7** Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et rapport C/N le long de la carotte BLKS 98-11
50. **Fig.4.8** Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et rapport C/N le long de la carotte BLKS 98-22
51. **Fig.4.9** Rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique du sédiment le long de carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22
52. **Fig.4.10** Fréquence de distribution des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour 10 groupes de plantes (d'après Cloern *et al.*, 2002) et intervalles de variation de ces paramètres dans les carottes étudiées:
- a) BLKS 98-04 et BLKS 98-06
 - b1) BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 – faciès S10, S9 et S6
 - b2) BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 – faciès M4 et M3 (sapropèle et coccolites)
53. **Fig.4.11** Identification de la source possible de la matière organique par la représentation du rapport C/N en fonction des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (d'après Meyers, 1994) pour les carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLKS 98-09 et BLKS 98-11 et BLKS 98-22 : a) toutes les analyses ; b) analyses pour chaque carotte ; c) analyses pour toutes les carottes profondes et ensuite sur chaque unité sédimentaire
54. **Fig.4.12** Taux de carbone organique, d'azote et rapport C/N de la matière organique du sédiment pour le sommet des carottes BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22
55. **Fig.5.1** Variation de la susceptibilité magnétique des sédiments, en parallèle avec le rapport smectite/illite (S/I), les types d'argiles, les minéraux argileux déterminés par IR, les carbonates et la lithologie de la carotte **BLKS 98-06**.
56. **Fig.5.2.** Coefficients de corrélation entre les argiles de la carotte **BLKS 98-06**, et représentation graphique de l'anti- corrélation entre la smectite et l'illite.
57. **Fig.5.3** Contenu en minéraux lourds dans les sédiments de quelques niveaux des carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06**.
58. **Fig.5.4** Variation de la susceptibilité magnétique, du rapport smectite/illite (S/I), des types d'argiles, des minéraux déterminés par IR et de la lithologie de la carotte **BLKS 98-22**. L'échelle verticale représente la profondeur dans la carotte.
59. **Fig.5.5.** Coefficients de corrélation entre les argiles de la carotte **BLKS 98-22**, représentation graphique des anti-corrélations illite-smectite, smectite-kaolinite, smectite-chlorite et de la corrélation illite-kaolinite. NB : les corrélations S-K, S-Ch et I-K sont restreints à l'intervalle 27-706 cm.

60. **Fig.5.6** – Distribution des minéraux argileux dans les sédiments de surface de la Mer Noire (d'après Stoffers et Müller, 1972).
61. **Fig.5.7** – Variation du rapport smectite/illite dans les sédiments superficiels de la Mer Noire et contenu en minéraux argileux dans les suspensions de quelques fleuves (d'après Rădan et Jipa, 1975). Les étoiles représentent les carottes de notre étude ; les cercles vides: les carottes de la mission *Odyseus 65* et le cercle plein : une carotte de la mission *Atlantis II*, 1969.
62. **Fig.5.8** – Distribution des minéraux argileux dans les sédiments superficiels du Nord-Ouest de la Mer Noire (d'après Rădan, 1999) et localisation de carottes étudiées. Les étoiles représentent les carottes étudiées ici, les triangles : les points d'échantillonnage pour la réalisation de la carte, le cercle vide: la carotte **P6507-14**. A noter les échelles différentes pour les pourcentages d'argiles.
63. **Fig.5.9** – Provinces minéralogiques de la Mer Noire (modifié par Fulga 2005, d'après Müller et Stoffers, 1974 ; Novicova et Dimitrov, 1979 ; Fulga, 1996)
64. **Fig.5.10** Variation de la k , du rapport smectite/illite, du type d'argiles, des minéraux argileux déterminés par IR et de la lithologie de la carotte BLKS 98-22, en fonction de l'âge
65. **Fig.5.11** Corrélation des courbes de smectite des carottes **BLKS 98-22** et **1474**
66. **Fig.5.12** Corrélation des pics de smectite des carottes **BLKS 98-22** et **P6507-15**
67. **Fig.5.13** Corrélation des pics de smectite des carottes **BLKS 98-22** et **BLKS 98-10**
68. **Fig.6.1** Le diagramme de Day *et al.* (1977) pour les principaux minéraux magnétiques, selon les données de Hcr/Hc et Mrs/Ms trouvés dans la littérature (compilation par Peters et Dekkers, 2003)
69. **Fig.6.2** Schéma du magnétomètre cryogénique à SQUID 2G Enterprises 755-R de l'IPG Paris
70. **Fig.6.3** Balance de Curie de l'Université de Paris-Sud XI, Orsay ; A. Vue d'ensemble; B. Détail
71. **Fig.6.4** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-04 (κ , ARN, ARN20, ARA, Ms/masse, Hc, ARA/ κ , ARN20/ κ) ; âges ^{14}C conventionnelles non-corrigées ; MO – matière organique
72. **Fig.6.5** Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-04
73. **Fig.6.6** Représentation des rapports Hcr/Hc en fonction de Mrs/Ms sur un diagramme de Day. Les échantillons de la carotte BLKS 98-04 sont représentés en vert, ceux de la carotte BLKS 98-06 en jaune
74. **Fig.6.7** DRX pour deux niveaux de la carotte BLKS 98-04 : – a) greigite (G) et quartz (Q) au niveau 64 cm et b) pyrite (P), quartz, calcite (Ca) et aragonite (A) au niveau 17 cm
75. **Fig.6.8** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-06 (κ , ARN, ARN20, ARA, Ms/masse, Hc, ARA/ κ , ARN20/ κ) ; *D - Dreissena*, MO – matière organique
76. **Fig.6.9** Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-06
77. **Fig.6.10** DRX pour deux niveaux de la carotte BLKS 98-06: a) greigite (G), quartz (Q) et calcite (Ca) au niveau 27 cm et b) pyrite (P) et quartz dans le sédiment décarbonaté du niveau 4 cm (analysé par F. André, 1999).
78. **Fig.6.11** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-09: k , ARN20, ARN20/ k , Ms/masse, Mrs/masse, Hc, Hcr, Mrs/Ms, S.C./masse et le comportement thermomagnétique des échantillons;
79. **Fig.6.12** Représentation de Hcr /Hc en fonction de Mrs/Ms (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) pour les échantillons de la carotte BLKS 98-09

80. **Fig.6.13** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-10 : κ , ARA, ARA/ κ et comportement thermomagnétique des échantillons discrets
81. **Fig.6.14** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-11 : κ , ARN20, ARA, ARA/ κ , ARN20/ κ
82. **Fig.6.15** Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-11
83. **Fig.6.16** Représentation de Hcr /Hc en fonction de Mrs/Ms (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) pour les échantillons de la carotte BLKS 98-11
84. **Fig.6.17** Comportement de sédiments de la carotte BLKS 98-11 pendant les expériences à la Balance de Curie. Sédiment total chauffé à l'air jusqu'à 650°C pour un cycle de 50 minutes (25' de chauffe, 25' de refroidissement) dans un champ de 0,375 T : a) Niveaux 1 - 183 cm ; b) Niveaux 190 - 736 cm
85. **Fig.6.18** Spectres DRX sur le sédiment total de la carotte BLKS 98-11 au niveaux:
 - a) 9 cm - contenant de la calcite (Ca), du quartz (Q) et de la pyrite (P) ;
 - b) 56 cm - contenant de la pyrite (P) de la muscovite (Mu) et de la calcite (Ca) ;
 - c) 116 cm - contenant de la calcite (Ca), du quartz (Q), de la pyrite (P), et peut-être de la sidérite (S) ;
 - d) 166-167 cm - contenant du quartz (Q), de l'albite (Ab), et peut-être de la pyrrhotite hexagonale (Py)
86. **Fig.6.19** Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-22: κ , ARN, ARN_{20mT}, ARA, Ms/masse, Hc, ARA/ κ , ARN_{20mT}/ κ ; âges ¹⁴C conventionnelles non-corrigées
87. **Fig.6.20** Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-22. A l'exception du niveau 241 cm dont la courbe représente le comportement thermomagnétique de l'extrait magnétique, le reste des expériences à la Balance de Curie sont réalisées sur le sédiment total chauffé à l'air jusqu'à 650°C, pour un cycle de 50 minutes (25' de chauffe, 25' de refroidissement) dans un champ de 0,375 T.
88. **Fig.6.21** Représentation de Hcr /Hc en fonction de Mrs/Ms (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) pour les échantillons de la carotte BLKS 98-22
89. **Fig.6.22** Comportement de sédiments de la carotte BLKS 98-22 pendant les expériences à la Balance de Curie. Sédiment total chauffé à 650°C pour un cycle de 50 minutes (25' de chauffe, 25' de refroidissement) dans un champ de 0,375 T
90. **Fig.6.23** Spectres DRX pour le niveau 241 cm de la carotte BLKS 98-22 : a) sédiment total contenant de la pyrrhotite hexagonale (Py), de la greigite, du quartz et de la calcite (Ca) ; b) extrait magnétique du sédiment, contenant de la greigite (G) et du quartz (Q).
91. **Fig.6.24** Susceptibilité magnétique des sédiments de fond du nord-ouest de la Mer Noire (d'après Rădan *et al.*, 1998)
92. **Fig.6.25** Courbes de la susceptibilité magnétique des carottes étudiées et leur minéralogie magnétique. Ages ¹⁴C conventionnels non-corrigés.
93. **Fig.6.26** Rapport Hcr/Hc vs. Mrs/Ms (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) de tous les échantillons analysés dans les carottes BLKS 98-04, 06, 09, 11 et 22
94. **Fig.6.27** Comparaison des propriétés magnétiques des carottes d'eau peu profonde BLKS 98-04 et BLKS 98-06 (les premiers 80 cm) ; sur le graphe est marqué le type de faune dominante sur certains intervalles
95. **Fig.6.28** Comparaison des propriétés magnétiques des carottes d'eau profonde BLKS 98-10, MD04-2754, BLKS 98-11 et BLKS 98-22
96. **Fig.6.29** Représentation de la susceptibilité magnétique et des carbonates en fonction du temps pour les carottes BLKS et pour la carotte MD04-2754.

97. **Fig.7.1** Les derniers 30 000 ans: chronostratigraphie orbitale globale (SPECMAP), stades isotopiques sur le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères stratigraphie terrestre et de la Mer Noire
98. **Fig.7.2** Variations du niveau et changements du milieu dans le bassin de la Mer Noire pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène (d'après Chepalyga, 1984)
99. **Fig.7.3** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-04 et les intervalles de temps analysés dans le texte
100. **Fig.7.4** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-06 et les intervalles de temps analysés dans le texte
101. **Fig.7.5** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-11 et les intervalles de temps analysés dans le texte
102. **Fig.7.6** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-22 et les intervalles de temps analysés dans le texte
103. **Fig.7.7** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-09 et les intervalles de temps analysés dans le texte
104. **Fig.7.8** Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-10 et les intervalles de temps analysés dans le texte
105. **Fig.7.9** Âges des discontinuités et taux de sédimentation dans les carottes de plateforme continentale BLKS 98-04 et BLKS 98-06
106. **Fig.7.10** Terrasse créé par l'abrasion des vagues (wave-cut terrace = WCT) identifiée à -90 ÷ -110 m de profondeur par Popescu *et al.*, 2004, sur les profils sismiques de cette zone et la position des carottes de cette étude le long des profils de carottage
107. **Fig.7.11** Courbes de variation du niveau de la Mer Noire et de l'Océan Mondial pendant les derniers 20000 ans. Sont sélectionnés en principal les courbes pour la partie nord-ouest du bassin, à l'exception de ceux de Serebryanny (1982), Fedorov (1971) et Nevesskyi (1967) qui représentent des compilations des données des différentes zones autour du bassin
108. **Fig.A2.1** Dispersion des âges ^{14}C en fonction des rapports $\delta^{13}\text{C}$, en nature (d'après Polach, 1976).
109. **Fig.A2.2** Dérive des âges ^{14}C mise en évidence par les études dendro-chronologiques (d'après Fontugne, 1996).
110. **Fig.A5.1** Aimantations et désaimantations linéaires des corps **A.** dia- et **B.** paramagnétiques ; **C.** Cycle hystérésis pour un calcaire pélagique rose, présentant l'aimantation de saturation (M_s), la rémanence de saturation (M_{rs}) et le champ coercitif (H_c). Le cycle resserré est dû à la présence de magnétite à coercivité basse et d'hématite à coercivité haute. (modifié d'après Opdyke et Channell, 1996 et Maher *et al.*, 1999)
111. **Fig.A5.2** a.Orientations des domaines dans un corps poli-cristallin ; b.Parois de Bloch
112. **Fig.A5.3** L'arrangement des moments de spin associés aux différents comportements magnétiques.
113. **Fig.A5.4** Diagramme ternaire indiquant les minéraux magnétiques formés d'oxydes de fer, les solutions solides de titanomagnétite et titanohématite, et la tendance d'oxydation vers la titanomaghémite (d'après Opdyke et Channell, 1996).

+ 39 Planches (descriptions de carottes)

Liste des tableaux et des annexes:

1. **Tab.1.1** Morphologie du fond des la Mer Noire (d'après Ross *et al.*, 1974 ; Panin *et al.*, 1977)
2. **Tab.1.2** Apports liquides et solides des rivières qui débouchent dans le mer Noire (d'après Panin et Jipa, 1998).
3. **Tab.1.3** Corrélation des périodes glaciaires interglaciaires du Pléistocène en domaine continental d'Europe et Amérique de Nord avec les bassins marins de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée (compilation d'après Haq et Van Eysinga, 1987 et Koreneva et Kartasova, 1978)
4. **Tab.2.1** Coordonnées et types des carottes analysées
5. **Tab.2.2** Corrélations de la stratigraphie des derniers 40 000 ans de la Mer Noire avec celle de l'Europe du Nord-ouest (compilation d'après Degens et Ross, 1972 ; Wall et Dale, 1974 ; Koreneva et Kartasova, 1978 ; Scherbakov et Babak, 1979 ; Caraivan et Selaru, 1985 ; Haq et Eysinga, 1987 ; Hay *et al.*, 1991, Jones et Gagnon, 1994)
6. **Tab.2.3** Corrélation des faciès de diverses profondeurs dans le bassin de la Mer Noire (d'après Panin et Popescu, 2002).
7. **Tab. 2.4** Liste des échantillons datés, dans 7 carottes du NO de la Mer Noire. Les dates ont été obtenues sur des coquilles de mollusques et sur la matière organique (MO) du sédiment décarbonaté.
8. **Tab.2.5** Différences entre les dates ^{14}C des coquilles et de la matière organique de sédiments, obtenus pour 4 niveaux des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06.
9. **Tab.2.6** Calcul de taux de sédimentation pour certains intervalles des carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLKS 98-11 et BLKS 98-22.
10. **Tab.2.7** Données sur les taux de sédimentation en Mer Noire selon les auteurs
11. **Tab.2.8** Synthèse de faciès identifiés avec leurs âges
12. **Tab.3.1** Analyses de taux de carbonates des sédiments des carottes **BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11, BLKS 98-22**
13. **Tab.4.1** Rapports atomiques C/N et valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ organique représentatifs pour différentes sources de matière organique dans les sédiments aquatiques : algues marines, algues lacustres, plantes C_3 et plantes C_4 (modifié d'après Meyers, 1994 et Cloern et al, 2002)
14. **Tab.4.2** Valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du carbone provenant de diverses sources (matière organique, carbonates, CO_2) (compilation d'après Deines, 1980 et Meyers, 1994)
15. **Tab.4.3** Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte BLKS 98-04
16. **Tab.4.4** Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte BLKS 98-06
17. **Tab.4.5** Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour les carottes BLCP 98-09 et BLKS 98-09
18. **Tab.4.6** Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte BLKS 98-11
19. **Tab.4.7** Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte BLKS 98-22

20. **Tab.5.1** Pourcentage de divers types d'argiles, indice de cristallinité de l'illite (Ic) et rapport smectite /illite (S/I) dans les sédiments de la carotte **BLKS 98-06**
21. **Tab.5.2** Minéraux lourds dans les sédiments de quelques niveaux de carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06**.
22. **Tab.5.3** Pourcentage de divers types d'argiles, indice de cristallinité de l'illite (Ic) et rapport smectite /illite (S/I) dans les sédiments de la carotte **BLKS 98-22**
23. **Tab.6.1** Paramètres magnétiques à la température ambiante, pour les plus importants minéraux magnétiques (compilation d'après Thompson et Oldfield (1986), Roberts (1995), Maher *et al.* (1999) et Peters et Dekkers (2003))
24. **Tab.6.2** Carottes analysées pour les paramètres magnétiques
25. **Tab.6.3** Paramètres d'hystérésis des carottes : a) BLKS 98-04 et b) BLKS 98-06
26. **Tab.6.4** Paramètres d'hystérésis des carottes : a) BLKS 98-09 ; b) BLKS 98-11 et c) BLKS 98-22
27. **Tab.7.1** Type et nombre d'analyses effectuées sur les carottes de cette étude

Annexe 1 Description lithologique des carottes

Annexe 2 Datation ¹⁴C - principe et méthode

Annexe 3 Datations ¹⁴C des sédiments et coquilles de la Mer Noire, dans la littérature

Annexe 4 Tableaux de détermination de la faune avec le milieu préférée par les diverses espèces

Annexe 5 Méthodes d'analyse utilisées

Annexe 6 Publications

Introduction

Le bassin intracontinental de la Mer Noire est le plus grand des bassins européens de ce type et le plus grand bassin anoxique de la Terre. Ses sédiments sont susceptibles de servir de matériel pour comprendre les liens entre les enregistrements paléoclimatiques obtenus en milieux marins ouverts et des enregistrements paléoclimatiques continentaux concernant l'Europe occidentale (via les apports issus du Danube), les plaines russes (via les apports du Dniepr et du Dniestr), éventuellement une Europe plus sud-orientale (dans le cas d'un débordement de la Mer Caspienne via la dépression de Manych) et enfin la Turquie septentrionale et le Caucase occidental.

L'alimentation de la Mer Noire en eau marine se fait par l'intermédiaire de deux seuils peu profonds (Dardanelles et Bosphore) qui ont été exondés lors de périodes de bas niveaux marins au cours du passé, mais on dispose davantage d'hypothèses que d'informations fiables sur les variations de niveau du « Lac Noir » lorsque celui-ci n'est plus alimenté par les eaux salées méditerranéennes.

C'est un bassin marginal susceptible d'amplifier les événements paléoclimatiques globaux ou régionaux. Par exemple, sa position géographique fait qu'il est influencé par le rôle de la calotte fennoscandienne lors d'un climat froid, ne serait-ce que parce que l'exutoire de certains fleuves vers l'Arctique se trouve alors fermé et que le drainage vers le sud (Caspienne et Mer Noire) est alors possible (il s'agit alors d'enregistrements de modifications hydrologiques importantes).

L'objectif de ce travail est l'étude des processus et de l'enregistrement sédimentaire des changements environnementaux récents (c'est à dire depuis environ 30000 ans) à partir des données obtenues principalement dans la zone Nord-Ouest de la Mer Noire. Nous avons disposé de carottes de sédiments et de mesures géophysiques, obtenues lors de campagnes océanographiques franco-roumaines et internationales en 1998 et 2004.

Nous avons privilégié des méthodes permettant d'établir la plus fiable chronologie possible (datations par le ^{14}C de la matière organique et/ou de coquilles fossiles associées) et d'obtenir des informations sur le milieu de dépôt (analyses des

argiles, sédimentologie, magnétisme environnemental, caractéristiques isotopiques de la matière organique totale).

Nous présenterons les caractéristiques de la Mer Noire (chapitre 1), le matériel d'étude et la chronologie adoptée (chapitre 2), l'apport des études des carbonates (chapitre 3), du carbone organique et du rapport C/N (chapitre 4), du magnétisme environnemental (chapitre 5), de la minéralogie et des argiles (chapitre 6) avant de discuter des variations des proxies utilisées en rapport avec le climat et le niveau de l'eau dans le bassin (chapitre 7 et conclusion).

Chapitre 1. Présentation de la Mer Noire

1.1 Caractéristiques générales

1.1.1. Description

1.1.2. Le climat

1.1.3. Caractères morphologiques du fond de la mer Noire

1.1.4. Apports liquides et solides dans le bassin

1.2 Paléoclimat et paléogéographie de la région

1.2.1. Introduction

1.2.2. La dernière glaciation et le DMG

1.2.3. Paléogéographie de la région de la Mer Noire

a) Les environnements glaciaires : extension des calottes

b) Les environnements périglaciaires : le permafrost

Chapitre 1. Présentation de la Mer Noire

1.1. Caractéristiques générales

1.1.1. Description

Située entre deux chaînes montagneuses alpines : la Chaîne Pontique¹ au sud et le Caucase² à l'est et au nord, la Mer Noire est bordée vers le nord-ouest et le nord par des zones basses, à l'exception de la Crimée où l'altitude atteint un peu plus de 400 m (**Fig.1.1**).

Le bassin semi fermé de cette mer a une surface de 423 000 km² et un volume de 534 000 km³. Sa profondeur maximale est de 2206 m et la profondeur moyenne du bassin est de 1240 m (Ross *et al.*, 1974). Il est délimité par les parallèles 40°55' N et 46°37' N et les méridiens 27°27' E et 41°47' E, sa longueur maximale O-E est de 1130 Km et sa largeur maximale N-S est de 530 Km (Panin *et al.*, 1977 et les références citées). Les pays riverains sont la Bulgarie et la Roumanie à l'ouest, l'Ukraine et la Russie au nord, la Georgie à l'est et la Turquie au sud (**Fig.1.1**).

Les eaux de la Mer Noire sont presque isolées de celles de l'océan mondial, la communication se fait par l'intermédiaire des Mers de Marmara et la Méditerranée, via les Détroits du Bosphore (=le Détroit d'Istanbul) et des Dardanelles (=Çanakkale) Le « couloir³ » de communication entre la Mer Noire et la Méditerranée s'étend sur 300 Km, il est donc représenté par le Bosphore (31 Km), la Mer de Marmara (210 Km) et les Dardanelles (62 Km). Le Bosphore est un chenal méandré de 0,5 à 3,5 Km de largeur et avec une profondeur qui varie de -34 à plus de -110 m (Gunnerson et Özturgut, 1974 ; Kerey *et al.*, 2004). La Mer de Marmara est un bassin allongé de 75 Km de largeur, et avec une profondeur maximale de 1273m. La largeur du détroit des Dardanelles varie entre 1,2 et 7 Km, sa profondeur moyenne est de -55 m et les profondeurs maximales atteignent les -110 m (Ünlüata *et al.*, 1990 ; Ergin *et al.*, 1997 ; Yaltirak *et al.*, 2000).

Par le Bosphore, il y a un échange bi-directionnel des eaux. En surface, les eaux peu salées (17,5-18,5‰) de la Mer Noire s'écoulent vers la Méditerranée tandis qu'en profondeur, les eaux salées (35‰) et plus lourdes de la Méditerranée entrent.

¹ altitude maximale Kaçkar Dağı: 3932 m

² altitude maximale Elbrouz : 5642 m

³ Angl. *Turkish Straits System*

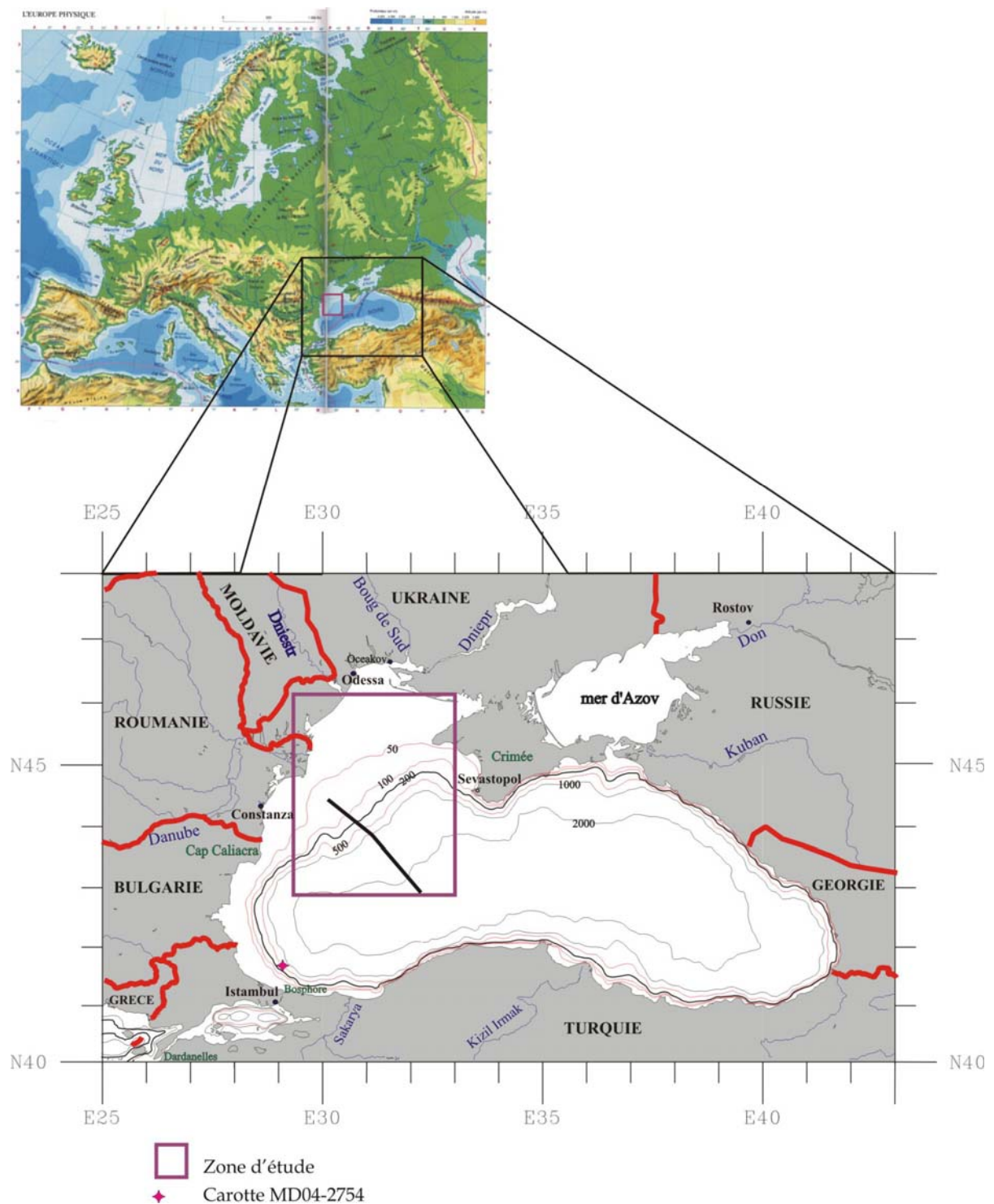


Fig. 1.1 Localisation de la zone d'étude
(carte physique de l'Europe selon l'Atlas mondial - Mérienne, 2001).

Du fait de l'absence de courants verticaux, il y a une forte stratification des eaux de la Mer Noire et la salinité augmente avec la profondeur, jusqu'à 22.33 ‰ (Murray *et al.*, 1991). Une des conséquences de l'absence de courants verticaux et de la stratification des eaux est la diminution du taux d'oxygène avec la profondeur et l'installation

d'un milieu anoxique au-delà de 150-180m. L'hydrogène sulfuré est alors le principal gaz dissous. Une halocline permanente sépare les deux milieux.

Les flux calculés pour la sortie des eaux par le Bosphore et les Dardanelles sont représentés schématiquement dans la **figure 1.2**. Le bilan des eaux est positif: $\sim 600 \text{ km}^3/\text{y}$ ($\sim 20000 \text{ m}^3/\text{s}$) sortent tandis que seulement $\sim 300 \text{ km}^3/\text{y}$ ($\sim 10000 \text{ m}^3/\text{s}$) entrent par le Bosphore (Özsöy *et al.*, 1995 et les références citées).

Deux des plus grands fleuves de l'Europe se jettent en Mer Noire (le Danube et le Dniepr) ainsi que la plupart des fleuves de l'Ukraine : le Dniestr, le Boug et le Don. Le bassin versant est de $1\,864\,000 \text{ km}^2$ (Stöffers & Müller, 1972). Les apports liquides et solides de la région asiatique ne sont pas très importants (apport par des fleuves anatoliens : la Sakarya et le Kizil Irmak).

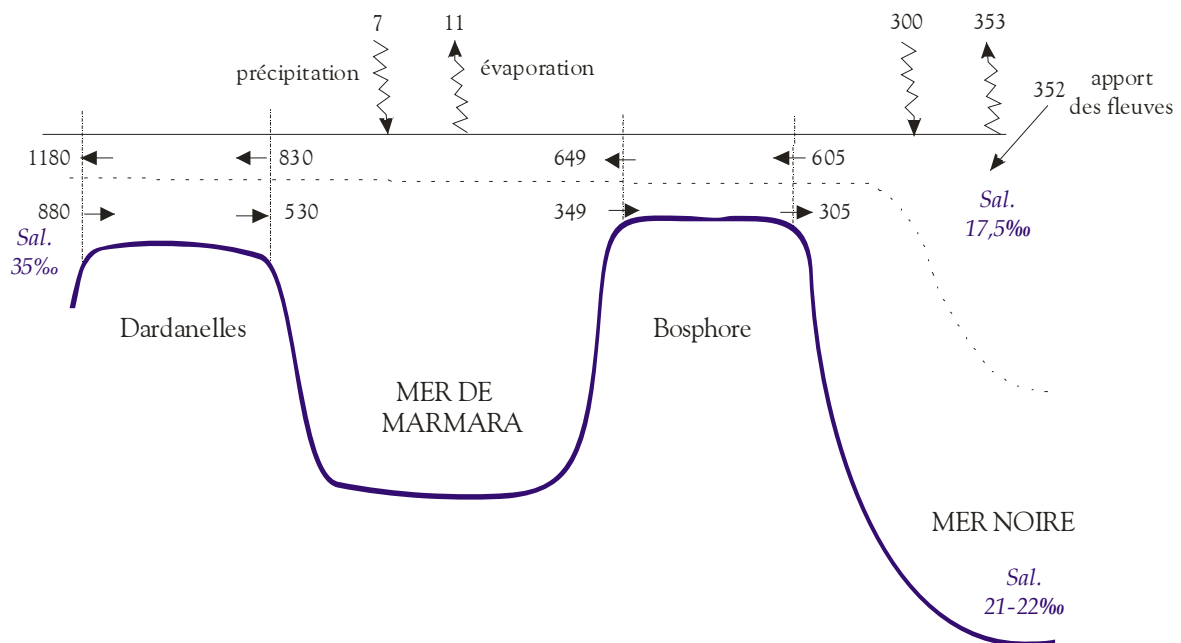


Fig.1.2 Flux moyens annuels d'eau dans les détroits du Bosphore et des Dardanelles, selon Ünlüata *et al.*, 1990 et Latif *et al.*, 1991 . Sal. = salinité (d'après Murray *et al.*, 1991). Les flux sont exprimés en km^3/an ($1 \text{ km}^3/\text{an} = 31.7 \text{ m}^3/\text{s}$).

1.1.2. Le climat

Même si le climat de la région de Mer Noire est de type continental, l'effet modérateur de la mer et la protection apportée par le Caucase se combinent pour donner des hivers doux sur les côtes. La température moyenne des eaux au nord descend jusqu'à 0°C en hiver, et augmente jusqu'à $20-22^\circ\text{C}$ en été. Lors des mois d'hiver on observe des tempêtes fréquentes et de forts vents de N-NE avec des vagues pouvant atteindre 11 m de hauteur. Mais en été, elles dépassent rarement 2-4

m. Les ports, le long de la plate-forme continentale d'Odessa, sont en général gelés en janvier et février.

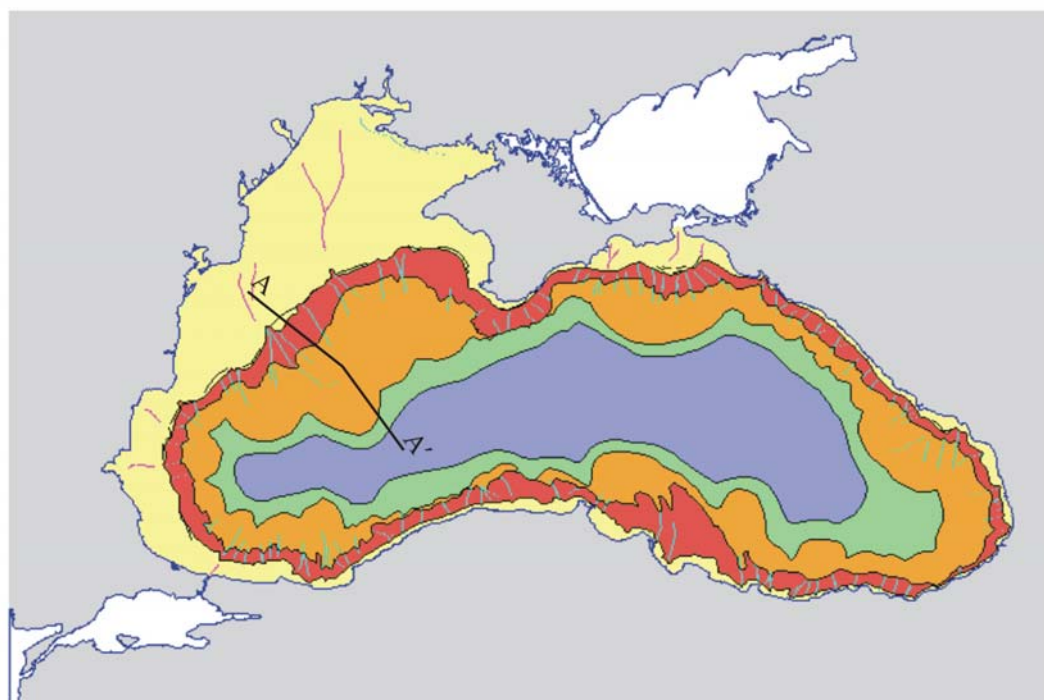
1.1.3. Caractères morphologiques du fond de la mer Noire

On distingue couramment quatre provinces physiographiques pour la décrire: la plate-forme continentale, la pente continentale, le piémont continental (le glacis) et la plaine bathyale (**Fig.1.3** et **tableau 1.1**) (Ross *et al.*, 1974a, Panin *et al.*, 1977).

La plate-forme continentale (*angl.*: shelf) est très bien développée dans la partie nord-ouest et occupe environ 126 500 km² (29,9% de la surface totale du bassin). Sa nature est une conséquence des variations eustatiques du niveau de la mer, des mouvements tectoniques et des apports fluviaux. Sa limite est marquée, presque partout dans le bassin, par l'isobathe de 100-110 m. Néanmoins, la flexure vers la pente continentale se trouve à des profondeurs variables: entre 110 et 160 m au nord-ouest du bassin et devant la Crimée. En certaines régions devant l'Anatolie la marge de la plate-forme n'est pas exprimée clairement, le passage vers la pente continentale s'effectuant à des profondeurs de 400-500 m. D'une façon générale la pente de cette plate-forme est faible pour les zones où elle est étendue (1-2 : 1000) et plus raide pour les zones où elle est étroite (30-70 : 1000) (Buachidze, 1974). Elle est très large au nord-ouest de la Mer Noire, surtout à l'ouest de la presqu'île de Crimée (>190 km). Devant la côte roumaine, la largeur de la plate-forme diminue du nord vers le sud de 150 jusqu'à 120 km. Devant la côte bulgare et au sud de la Mer d'Azov, elle atteint 40 Km, tandis qu'au long des côtes turques, géorgiennes, russes et ukrainiennes – au sud de la presqu'île de Crimée, elle dépasse rarement les 20 km de largeur.

La pente continentale (*angl.*: basin slope) occupe une surface d'environ 115 000 km² (27,3% du bassin) avec des profondeurs de 200 à 1000 m. Dans la Mer Noire, on peut distinguer deux types différents de pente continentale selon Ross *et al.* (1974a), Panin *et al.* (1977) :

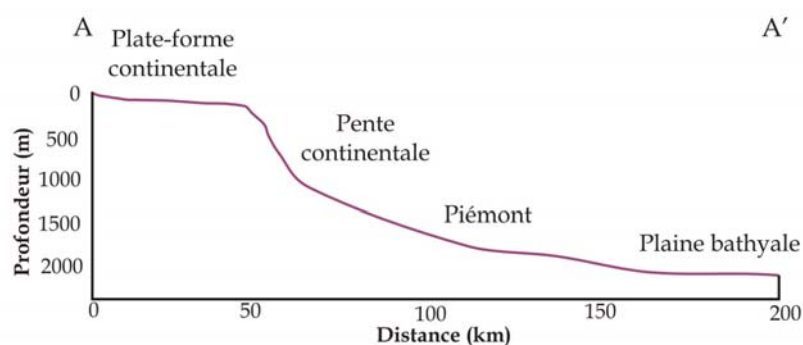
- Des pentes raides (inclinaison 1 : 40) incisées par des nombreux canyons submergés. Ce type existe devant Caucase, le long de la côte turque et devant la côte sud de Crimée. L'inclinaison de ces pentes est de 6-10°. Mais il existe aussi des secteurs ayant des inclinaisons de 20-30° et même plus.
- Des pentes à faible inclinaison (1-3° seulement) à l'ouest de la Crimée et au sud-est de la Mer d'Azov.



a)

ZONES MORPHOLOGIQUES

- Plate-forme continentale
 - Pente continentale
 - Glacis (piémont continental): éventails profonds
 - Glacis (piémont continental)
 - Plaine bathyale
- Caractères géomorphologiques**
- Paléo-roches près de la rupture de pente
 - Paléo-canaux sur la plate-forme continentale
 - Canyons sous-marins



b)

Fig. 1.3 Morphologie du bassin de la Mer Noire:
 a) provinces physiographiques d'après Black Sea GIS, 1997;
 b) profil bathymétrique vertical au Nord-Ouest de la Mer Noire.

Goncharov *et al.*, 1972, parlent d'un troisième type morphologique, la pente continentale mixte, avec des secteurs raides juxtaposés aux secteurs à faible inclinaison. Ce type est identifié entre le cap Caliacra et la Crimée.

Le **piémont continental** (**glacis** ; *angl.*: basin apron) occupe environ 129 500 km² (30,6 % du bassin) avec des profondeurs des eaux de 1000 à 2000 m. Il est localisé à la base de la pente continentale et est caractérisé par des pentes de 1 : 40 – 1 : 1000. Sa continuité est interrompue par de petites formes de relief qui ressemblent à des collines.

La **plaine bathyale** (*angl.*: abyssal plain) est la partie s'étendant au-delà de 2000 m de profondeur. Elle occupe environ 51 500 km² (12,2 % de la surface totale du bassin). Ses inclinaisons sont de moins de 1 : 1000. Elle est mieux développée dans la partie est de la Mer Noire.

Tableau 1.1 Morphologie du fond des la Mer Noire (d'après Ross *et al.*, 1974 ; Panin *et al.*, 1977)

Français	Anglais	Pente	% surface angl. (russes)	Surface km ²
Plate-forme continentale	Shelf	1-2 :1000 30-70 :1000	29,9 (26,8)	126 500
Pente continentale	Basin slope	1 :40	27,3	115 000
Glacis	Basin apron	1 : 40 à 1 : 1000	30,6	129 500
Plaine bathyale	Abyssal plain	<1 :1000	12,2 (>20%)	51 500

1.1.4. Apports liquides et solides dans le bassin

Le bassin versant de la Mer Noire couvre environ 1 864 000 km², la plus grande partie étant représentée par les bassins versants des fleuves du nord-ouest : le Danube (43,8%), le Dniestr, le Bug, le Dniepr, le Don et le Kuban. Le Dniestr, le Boug et le Dniepr déchargent leurs débits solides dans des limans⁴ (en roumain: *limane*) tandis que le Don et le Kuban débouchent dans la Mer d'Azov, en communication avec la Mer Noire par le détroit de Kerch. Par conséquent, seule une très petite partie de la charge sédimentaire de ces fleuves parvient à la Mer Noire. Les fleuves ukrainiens (Dniestr, Boug et Dniepr) ont subi une diminution importante de leur débit liquide du fait de la construction d'énormes lacs réservoirs et de l'utilisation massive de l'eau pour l'irrigation des terrains agricoles. Il ne reste donc que le Danube qui contrôle les processus sédimentaires actuels de cette zone, d'autant plus qu'il transporte 81 % du total des sédiments arrivés par les fleuves du nord-ouest de la mer (Balkas *et al.*, 1990 cité dans Rădan, 1999).

⁴ du gr. *limên*, port = Lagune isolée par un cordon littoral barrant partiellement l'embouchure d'un fleuve.

Tableau 1.2 Apports liquides et solides des rivières qui débouchent dans le mer Noire (d'après Panin et Jipa, 1998).

	Longueur (Km)	Surface du bassin versant (Km ²)	Apport d'eau (km ³ /an)	Apport sédimentaire (10 ⁶ tonnes/an)
Région Nord-Ouest de la mer Noire				
Danube	2.860	817.000	190,70	51,70*
Dniestr	1.360	72.100	9,80	2,50
Dniepr	2.285	503.000	52,60	2,12
Bug de sud	806	63.700	2,60	0,53
Sub-total I		1.455.800	255,70	56,85
Mer d'Azov				
Don	1.870	442.500	29,50	6,40
Kuban	870	57.900	13,40	8,40
Sub-total II		500.400	42,90	14,80
Rivières de la côte caucasienne			41,00	29,00
Rivières de la côte anatolienne			29,70	51,00
Rivières de la côte bulgare			3,00	0,50
Total			372,30	152,15

*apport sédimentaire multi- annuel moyen, avant la construction du barrage de Portes de Fer

Le débit solide moyen annuel du Danube avant la construction du barrage de Portile de Fier (Les Portes de Fer) a été estimé à 67.5×10^6 tonnes/an, dont 10% environ sont des alluvions sableuses (Almazov *et al.*, 1963). D'après Bondar *et al.* (1991), le débit solide est de 52.8×10^6 tonnes/an à l'entrée du delta, et de 51.7×10^6 tonnes/an à l'embouchure des bras du delta. Après la construction de deux lacs de barrage (Portile de Fier I et II) en 1970 et 1983), le débit solide à l'embouchure du Danube a baissé de 50 %. A présent, il ne dépasse pas $25-35 \times 10^6$ tonnes/an (Panin et Jipa, 1998).

La circulation des eaux de surface dans la Mer Noire est actuellement caractérisée par la présence d'un courant principal : le « Rim » cyclonique, bien défini, auquel sont associées des paires de courants moins forts : cycloniques - anticycloniques (**Figure 1.4**). Le « Rim » est méandré, il tourne autour du bassin au-dessus de la rupture de pente. Il a une structure verticale à deux couches. La couche supérieure uniforme sur les premiers 100 m de la colonne d'eau a des vitesses de 50 à 100 cm/s. Une diminution de la vitesse a travers la pycnocline (à 100-200 m de profondeur), fait que la couche inférieure du courant, entre 200 et 350 m, s'écoule à environ 20 à 40 cm/s (Oguz et Besiktepe, 1999).

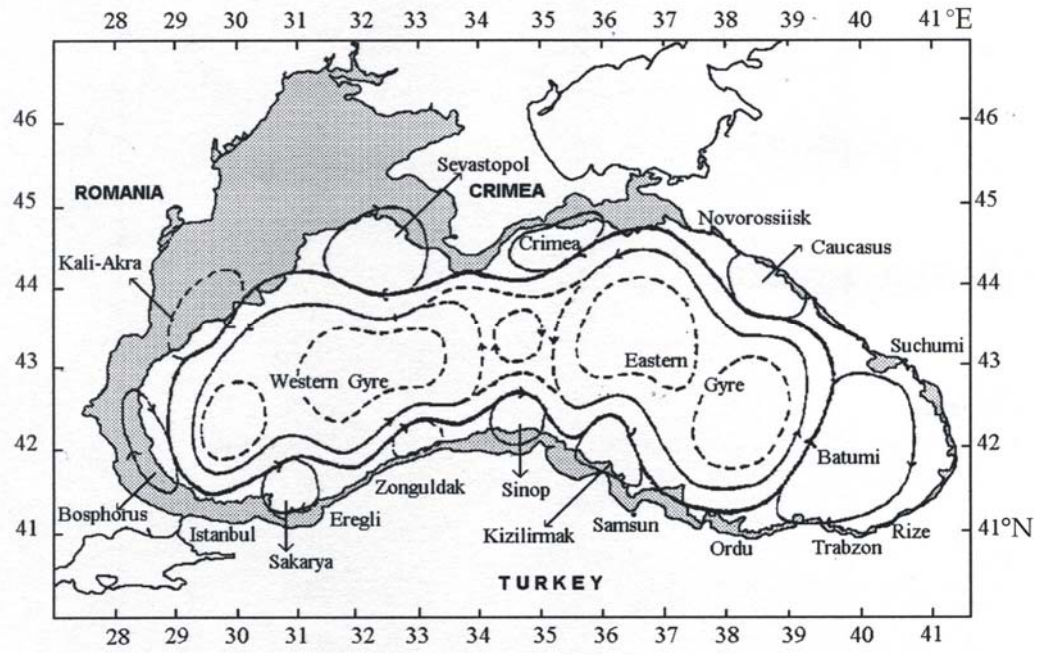


Fig. 1.4. Circulation des eaux de surface dans la Mer Noire (d'après Oguz et al., 1993)

1.2. Paléoclimat et paléogéographie de la région

1.2.1. Introduction

Les glaciations Pléistocènes font partie d'une longue série d'oscillations climatiques durant lesquelles la Terre a subi des alternances de conditions climatiques où la température moyenne annuelle diminuait d'environ 10°C (Anderson et Borns, 1997), suivies de périodes plus chaudes où la température augmentait de nouveau. Pendant les périodes froides, les calottes de glace se développaient et leur avancement sur le continent et dans la mer a été enregistré dans les dépôts sédimentaires. Les causes de ces changements importants sont principalement les variations des paramètres orbitaux de la Terre, les changements des concentrations de CO₂ de son atmosphère mais aussi parfois des épisodes de débâcles massives d'icebergs (Imbrie *et al.*, 1984, 1992 ; Pisias et Shackleton, 1984 ; Pisias et Imbrie, 1986 ; Berger, 1988 et les références citées; Dansgaard *et al.*, 1993). La nomenclature des périodes glaciaires et interglaciaires quaternaires est différente selon chaque région et la corrélation des unités chrono-stratigraphiques n'est pas facile. Ceci est dû aux différences locales, à la distance entre les stratotypes, parfois à l'imprécision des guides chronostratigraphiques, etc. Il en découle une certaine complexité observable dans le **tableau 1.3**.

Pendant les périodes froides la taille des calottes de glace change, avec des multiples conséquences sur le niveau de l'océan, le débit des fleuves et implicitement, sur les niveaux des bassins connectés à l'océan mondial ou isolés. Quand ces périodes froides sont reliées à une augmentation des précipitations, les calottes augmentent, s'étendant parfois non seulement sur le continent mais aussi sur le shelf. Elles bloquent l'écoulement des certaines fleuves, favorisant l'apparition des lacs proglaciaires en marge des calottes et modifient essentiellement les apports liquides et solides dans les bassins semi-fermés du type de celui de la Mer Noire.

		DOMAINE CONTINENTAL						DOMAINE MARIN				
		PERIODES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES										
		N-O EUROPE	ILES BRITANNIQUES	GLACIERS ALPINS	ITALIE	AMERIQUE DU NORD	EUROPE D'EST	MER NOIRE*	MER MEDITERRANNEE*	Kans BP		
Holocène	Holocène	(Flandrian)	Holocène	Holocène	Holocène	Holocène	Holocène	Black Sea	Flandrian	0		
	Pléistocène	Weichselien	(Tubantian)	Devensian	Würm	Pontinian	Wisconsin	Valdai Olenokovian Mokro-Sheksan Kalinian	Neu-Ereinen Stungkien? Post-Karangat	Grimaldian regression	10	
		Eemien	(Warthian)	Ipswichian	R/W Interglaciaire		Sangamon	Mikulinian	Karangtian	Neotyrrenien	100	
		Saalien	(Treenean) (Drenthian)	Wolstonian	Riss	Nomentanan	Illinois	Mokro-Sheksan Olenokovian Dneproperian	Uzunlar Paleo-Euxin inf.	Regression?	200	
		Holsteinien	(Needian)	Hoxnian	M/R Interglaciaire		Yarmouth	Likhvinian	Paleo-Uzunlar Paleo-Euxin inf.	Paleo-Tyrrhenien	200	
		Elster	(Taxandrian)	Anglian	Mindel	Flaminian	Kansas	Okaian	Regression	Regression	400	
		Cromérien complexe		V	Cromerien	G/M Interglaciaire		Afton	Morozovan	Chaudian	Sicilian	600
				IV	Beestonian			Nebraska				
				III	Pastonian							
		Ménapien				Günz	II I	Cassian	Odessan		Emilian	1000
		Waalien			D/G Interglaciaire				Gurian	Calabrian	1200	
		Eburonien		Baventian	Donau			Kryzhanovan			1400	
		Pliocène	Tiglien	Antian	B/D Interglaciaire				Kujalnik	Astian	1800	
				Thurnian								
			(Icenian)	Ludhamian								
Praetiglien/Brüggenien	(Amstelian)	Waltonian	Biber	Aquatraversian		Neporatan			2000			

◀ Changements d'échelle

Tableau 1.3 Corrélation des périodes glaciaires interglaciaires du Pléistocène en domaine continental d'Europe et Amérique de Nord avec les bassins marins de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée (compilation d'après Haq et Van Eysinga, 1987 et Koreneva et Kartasova, 1978*)

1.2.2. La dernière glaciation et le dernier maximum glaciaire (DMG)

La dernière glaciation est dénommée selon la région : **Weichselien** (=Vistulien)⁵ en Europe de Nord et d'Ouest, *Würm* dans les Alpes, *Pontinian* en Italie, *Valdaï* en Russie européenne et la Plaine Russe, *Zyryanka* en Sibérie ou *Wisconsin* aux Etats-Unis. La limite inférieure de la période Weichselienne se trouve vers 117 000 ans BP (e.g. Martinson *et al.*, 1987 ; Mangerud, 1989 ; van Andel et Tzedakis, 1996) tandis que la limite supérieure correspond au début de l'Holocène : ~10 000 ans BP. La correspondance des phases glaciaires terrestres avec la chronologie orbitale (SPECMAP) et aux stades isotopiques marins (OIS) est donnée dans la **figure 1.5**. Le Weichselien est divisée en trois stades (Inférieur, Moyen et Supérieur) liés aux différentes unités identifiées sur le continent et à la chronologie isotopique (**Tab.1.3**). Pendant ces trois stades, le climat a enregistré trois périodes glaciaires, avec des extensions des glaciers. Même si, du fait de la position géographique du bassin de la Mer Noire, la terminologie valable en Europe d'Est et en Russie Orientale semble mieux adaptée, nous allons utiliser ici le terme ouest Européen de 'Weichselien'. En effet le marqueur interglacial principal de la région de la Petchora est déjà corrélé avec l'Eemien marin en Europe de l'Ouest par l'intermédiaire de l'interglaciaire Mikulino de Russie. Les noms Weichselien et Valdaï sont liés tous les deux à la calotte glaciaire scandinave. La plupart des auteurs russes utilisent d'ailleurs généralement la nomenclature ouest-européenne.

⁵ Le nom vient du Wisla (*angl.* et *fr.*: Vistula, *alle.*: Weichsel) principal fleuve de Pologne qui passe par Varsovie et rejoint la Baltique dans le golfe de Gdansk. Le nom allemand Weichsel est utilisé largement, parce que le stratotype a été décrit pour la première fois au long de la vallée du fleuve, par les géologues allemands.

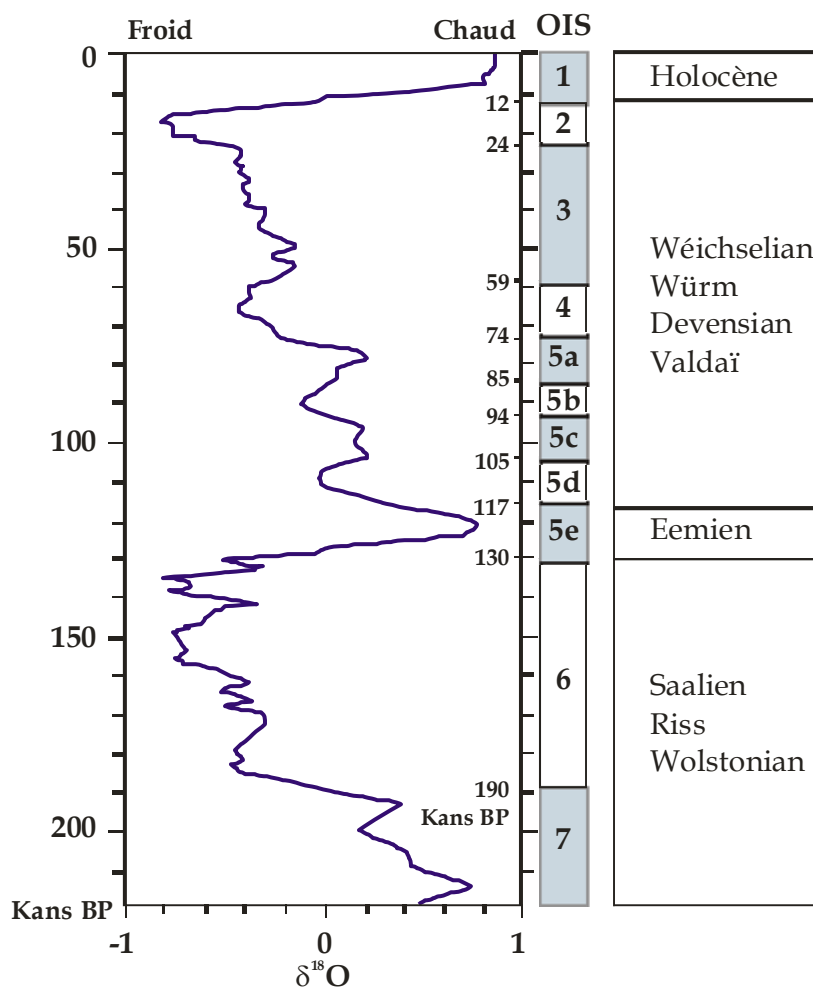


Fig.1.5 Chronostratigraphie orbitale globale (SPECMAP) des derniers 200 000 ans, d'après Imbrie *et al.* (1984), stades isotopiques sur le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques d'après Martinson *et al.* (1987) et stratigraphie terrestre

Dans l'intervalle **Weichselien inférieur** (Valdaï inférieur, Kalinian; OIS 5d-a) entre 117 000 et 75 000 ans BP (Mangerud, 1989, 1991a; Svendsen *et al.*, 2004a) le climat s'est détérioré, avec une diminution du niveau de la mer d'environ 50 m (Chapell *et al.*, 1996) et une augmentation du volume de la glace. L'extension maximale de la calotte eurasiennne pendant cet intervalle a été enregistrée entre 90 000 et 80 000 ans BP. La calotte Barents-Kara s'étendait alors beaucoup sur le continent et bloquait le drainage des fleuves (Ienisseï, Ob, Petchora, Dvina etc.) vers l'océan Arctique (par ex. Astakhov, 1993 ; Svendsen *et al.*, 1999 ; Mangerud *et al.*, 2001a, b ; Svendsen *et al.*, 2004b). En conséquence, plusieurs lacs proglaciaires immenses se sont formés, couvrant une surface totale deux fois plus grande que celle de la Mer Caspienne actuelle (**Fig.1.6**). La présence de ces lacs contribuait beaucoup, elle aussi, au refroidissement du climat (d'une manière comparable à celle des océans froids) et empêchait la fonte de glaces (par ex. Krinner *et al.*, 2004). Il faut remarquer que pendant cette période, la calotte glaciaire de la région ouest de l'Europe n'avait pas atteint son extension maximale (Mangerud, 1991a).

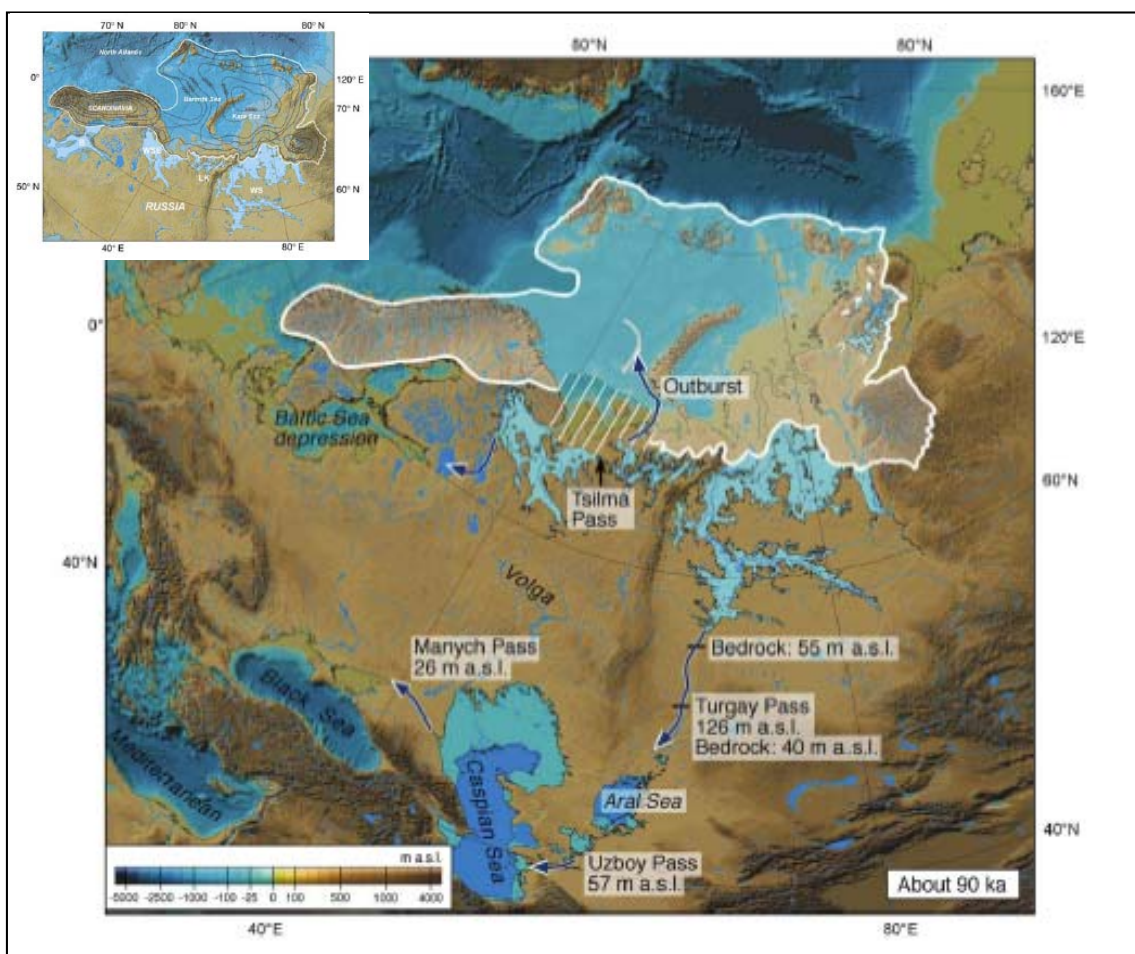


Fig. 1.6 Extension de la calotte pendant le maximum glaciaire du Weichselien inférieur (cca 90 000 – 80 000 ans BP) et localisation des lacs proglaciaires adjacents: Lac Baltique (B), Lac du Bassin de la Mer Blanche (WSB), Lac Komi (LK), Lac Ouest Sibérien (WS). Dans la zone hachurée, la limite de la calotte n'est pas connue. La distribution des glaciers des Iles Britanniques, Islande, Groenland, Alpes et d'autres zones montagneuses n'est pas figurée dans cette reconstruction (d'après Mangerud *et al.*, 2004; Krinner *et al.*, 2004; marges de la calotte d'après Svendsen *et al.*, 2004a). Les hauteurs des seuils sont indiqués en mètres par rapport au niveau de la mer (m a.s.l.).

Pendant le **Weichselien moyen** (Valdaï moyen, Mologo-Sheksian ; OIS 4-3) (75 000 – 25 000 ans BP) (Chaline *et al.*, 1980 ; Mangerud, 1989 ; Svendsen *et al.*, 2004a) les glaciers ont atteint leur développement maximal entre 60 000 et 50 000 ans BP (Svendsen *et al.*, 2004a). L'extension de la calotte vers l'est était moindre par rapport à celle du Weichselien inférieur, tandis que vers l'ouest, surtout la partie scandinave, était plus étendue (**Fig.1.7**) (Svendsen *et al.*, 2004a). Un lobe avait rempli le Bassin Baltique et il avait avancé jusqu'au sud de Danemark (Houmark-Nielsen, 1989, 1999). A cette époque, la plus grande partie de la Finlande était couverte de glace et la calotte Scandinave entraînait probablement dans la mer Blanche (Svendsen *et al.*, 2004a). Le niveau de l'océan mondial était cca 60 m plus bas que l'actuel (Chappell, 2002).



Fig. 1.7 Extension de la calotte pendant le maximum glaciaire du Weichselien moyen (cca 60 000 - 50 000 ans BP) et extension des lacs proglaciaires adjacents. Dans les zones hachurées, les limites de la calotte ne sont pas connues (d'après Mangerud *et al.*, 2004; les marges de la calotte d'après Svendsen *et al.*, 2004a).

Le glaciaire **Weichselien supérieur** (Valdaï supérieur, Ostashkovich, Sartan) (25 000 - 10 000 ans BP) (Mangerud, 1989 ; Svendsen *et al.*, 2004a) a connu son maximum vers 18 000 - 20 000 ans BP (COHMAP, 1988 ; Peterson *et al.*, 1979 ; Farrera *et al.*, 1999 ; Svendsen *et al.*, 2004a). Dénommé le dernier maximum glaciaire⁶ (DMG) il est l'intervalle froid le plus récent pendant lequel le volume des calottes de glace a atteint son point culminant (Mix *et al.*, 2001). Le niveau de l'océan mondial avait baissé à -105 m (Peltier, 1994), à -120 - -130 m selon Fleming *et al.*, 1998 et Peltier, 1998a et b ou même à -135 m (Yokoyama *et al.*, 2000).

La diminution du niveau de la mer calculé dans le cadre du programme CLIMAP (1981) est comprise entre 127 et 163 m (Denton et Hughes, 1981). Le plus bas niveau a été atteint avant 16 000 ans BP (19 000 ans cal) (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990), probablement autour de 18 000 - 19 000 ans BP (Fleming *et al.*, 1998).

Le refroidissement progressif du climat commencé autour de 30 000 ans BP a provoqué l'augmentation de la calotte sur la Scandinavie et sur la partie NO de la plateforme continentale Barents - Kara, favorisé par le climat maritime riche en précipitations. Le maximum d'extension de la calotte et le climat froid le plus marqué ont été atteints autour de 20 000 - 15 000 ans BP. Le début du réchauffement a été enregistré autour de 15 000 ans (Hubberten *et al.*, 2004).

⁶ angl. Last Glacial Maximum (LGM)

Deux types de reconstitutions sont envisagées pour le Weichselien supérieur. D'une part une hypothèse faisant appel à une calotte unique s'étalant sur les plates-formes continentales et sur le continent (e.g. Hughes *et al.*, 1977 ; Grosswald, 1977, 1980, 1993, 1998; Mangerud *et al.*, 1996 ; Svendsen *et al.*, 2004a) et d'autre part une hypothèse faisant appel à la présence de plusieurs glaciers distincts centrés sur les Iles Britanniques, l'Islande, les Iles François Joseph et Svalbard, sur la Fennoscandie et le Plateau Mi-Sibérien, sur le Plateau de Putorana et sur des montagnes comme le Verkhoïansk et les Alpes (e.g. Astakhov, 1992, 1993 ; Arkhipov *et al.*, 1995 ; Velichko *et al.*, 1997).

La **figure 1.8** présente la reconstitution de la calotte du Weichselien supérieur de Svendsen *et al.*, 2004a. Pour la partie européenne, les limites sont reconstituées à l'aide de la littérature existante.

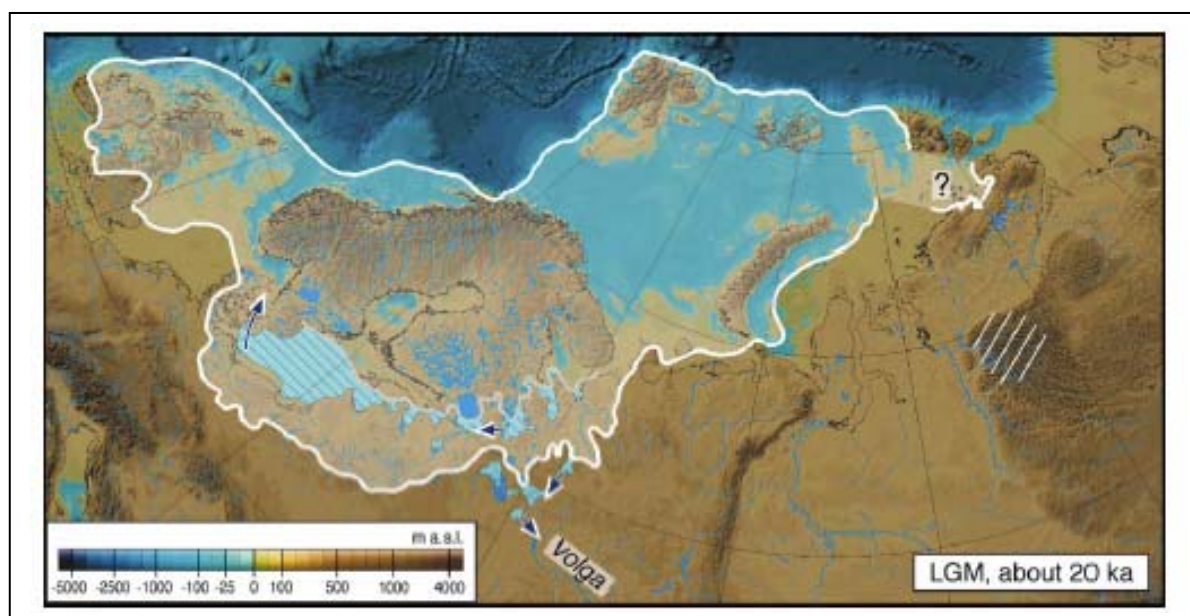


Fig. 1.8 Extension de la calotte eurasiennne pendant le maximum glaciaire du Weichselien supérieur (cca 20 000 ans BP). A l'intérieur de la limite DGM sont marqués les lacs proglaciaires plus jeunes (~14 000 ans BP) situés autour du Lac Onega et de la dépression de la Mer Baltique, ainsi que leurs déversoirs. La présence des glaciers de vallées dans les Montagnes de Putorana est représentée par des hachures. La distribution des glaciers sur l'Islande, le Groenland, les Alpes ou d'autres zones montagneuses n'est pas représentée sur cette reconstruction (d'après Mangerud *et al.*, 2004; Svendsen *et al.*, 2004a).

D'après Svendsen *et al.*, 2004a, pendant le Weichselien supérieur, la partie scandinave de la calotte (**Fig.1.8**) a atteint son extension maximale depuis le Saalien supérieur et des lacs proglaciaires inondaient les vallées des rivières devant la limite de la glace. Dans la Plaine Russe de nord-ouest, ces lacs interconnectés étaient drainés par l'intermédiaire du fleuve Volga dans la Mer Caspienne (Grosswald,

1980 ; Mangerud *et al.*, 2004). L'extension maximale de la calotte n'a pas été synchrone d'ouest à l'est (Faustova, 1984 ; Sejrup *et al.*, 1994 ; Velichko *et al.*, 1997 ; Larsen *et al.*, 1999 ; Mangerud, 2004). Au long de la marge ouest de la calotte scandinave le maximum a été atteint autour de 22 000 ans BP (Sejrup *et al.*, 1994 ; Larsen *et al.*, 1999 ; Mangerud, 2004), dans la Plaine russe de nord-ouest – autour de 20 000 – 18 000 ans BP (Velichko *et al.*, 1997 ; Lunkka *et al.*, 2001a) et dans la région Arkhangelsk – autour de 17 000 – 15 000 ans BP (Larsen *et al.*, 1999). La déglaciation semble synchroniser le long de toutes les marges, vers 17 000 – 15 000 ans (Svendsen *et al.*, 2004a ; Hubberten *et al.*, 2004).

1.2.3. Paléogéographie de la région de la Mer Noire

a) Les environnements glaciaires : extension des calottes

L'extension des calottes glaciaires a joué un rôle très important pour l'alimentation de la Mer Noire. Ainsi, les diverses reconstitutions de la couverture de glace au nord du bassin vont fournir des bilans différents des apports liquides et solides.

Les glaciations majeures du Pléistocène ont affecté des zones importantes d'Europe et d'ouest de Sibérie, et ont beaucoup influencé le bassin de la Mer Noire. Pendant leurs extensions maximales, les glaciers bloquaient les rivières qui coulaient vers le nord. Ainsi, les eaux de fonte de glaces et les rivières s'écoulaient vers la Méditerranée par l'intermédiaire de la Mer Caspienne et de la Mer Noire de l'est vers l'ouest.

Les changements majeurs concernant le drainage étaient les suivants (d'après Arkhipov *et al.*, 1995):

- blocage des principaux fleuves qui coulaient vers la Mer Baltique et leur déviation vers l'ouest (en direction de la Mer du Nord), vers le sud (Danube) ou vers sud-est (Dniepr);
- drainage de la partie couverte de glace de la Plaine russe à l'ouest des Monts Oural. Les eaux de fonte coulaient vers la Mer Noire par l'intermédiaire des fleuves Pripet et Dniepr et, par l'intermédiaire de la Volga, vers la Mer Caspienne et puis la Mer Noire.

Pour la partie scandinave de la calotte du Weichselien supérieur, les reconstitutions récentes de Svendsen *et al.* (2004a) sont en général en accord avec celles de Grosswald (1977, 1980), Mangerud (1991b) et Arkhipov *et al.* (1995). Sur la

figure 1.9 nous avons superposé les limites des calottes reconstituées par plusieurs auteurs. On constate donc que les limites des calottes dans la zone Nord de la Mer Noire et de la Mer Caspienne sont presque identiques.

La différence principale repose sur la description des lacs proglaciaires qui occupent de grandes étendues dans la Plaine Russe et en Sibérie dans le modèle de Grosswald (1977 ; 1980), tandis que pour Svendsen *et al.* (2004a et b) et Hubberten *et al.* (2004), la glace n'occupe pas tant de surface, ce qui permet aux rivières de couler vers le nord. En conséquence, les apports liquides et solides dans les bassins des mers Caspienne et Noire via le couloir de Manytch, varient en fonction du modèle accepté.

Kvasov (1975) et Grosswald (1977, 1980) parlent des lacs étendus en marge de la calotte feno-scandinave. De ces lacs s'écoulaient des eaux par l'intermédiaire des fleuves et rivières Dvina, Petchora et Volga dans la Mer Caspienne et par l'intermédiaire du Dniepr dans la Mer Noire. Jusqu'à environ 13 500 ans BP, le système des lacs proglaciaires et des déversoirs était radial, les eaux s'écoulaient par l'intermédiaire de la Mer Caspienne et la Mer Noire jusqu'à la Méditerranée, pour devenir ensuite un système marginal qui déchargeait ses eaux principalement en Mer de Norvège (Grosswald, 1980).

Une idée similaire est exprimée par Mangerud *et al.* (2004) qui est d'accord avec l'existence de lacs proglaciaires sur environ 500 Km le long de la calotte. Ces lacs s'écoulaient dans la Volga et dans la Mer Caspienne (Kvasov, 1979 ; Lunkka *et al.*, 2001b). Ils envisagent en plus des lacs proglaciaires à courte vie, formés au début de la débâcle et de la retraite de la calotte du Weichselien supérieur à 17 000 - 15 000 ans BP, à 16 000 - 15 000 ans BP et vers 14 000 ans BP (**Fig.1.8**).

Au contraire, Arkhipov *et al.* (1995) mettent en question l'existence de tels lacs, ou alors en envisagent seulement de très petits bassins en marge de la calotte.

b) Les environnements periglaciaires : le permafrost

Une conséquence de conditions climatiques très dures pendant les glaciations est la présence, dans les régions non couvertes par la glace, des sols gelés en permanence appelés permafrost. Leur présence diminue beaucoup l'apport sédimentaire des fleuves. C'est le cas de la plupart d'entre eux au glaciaire dans le bassin étudié.

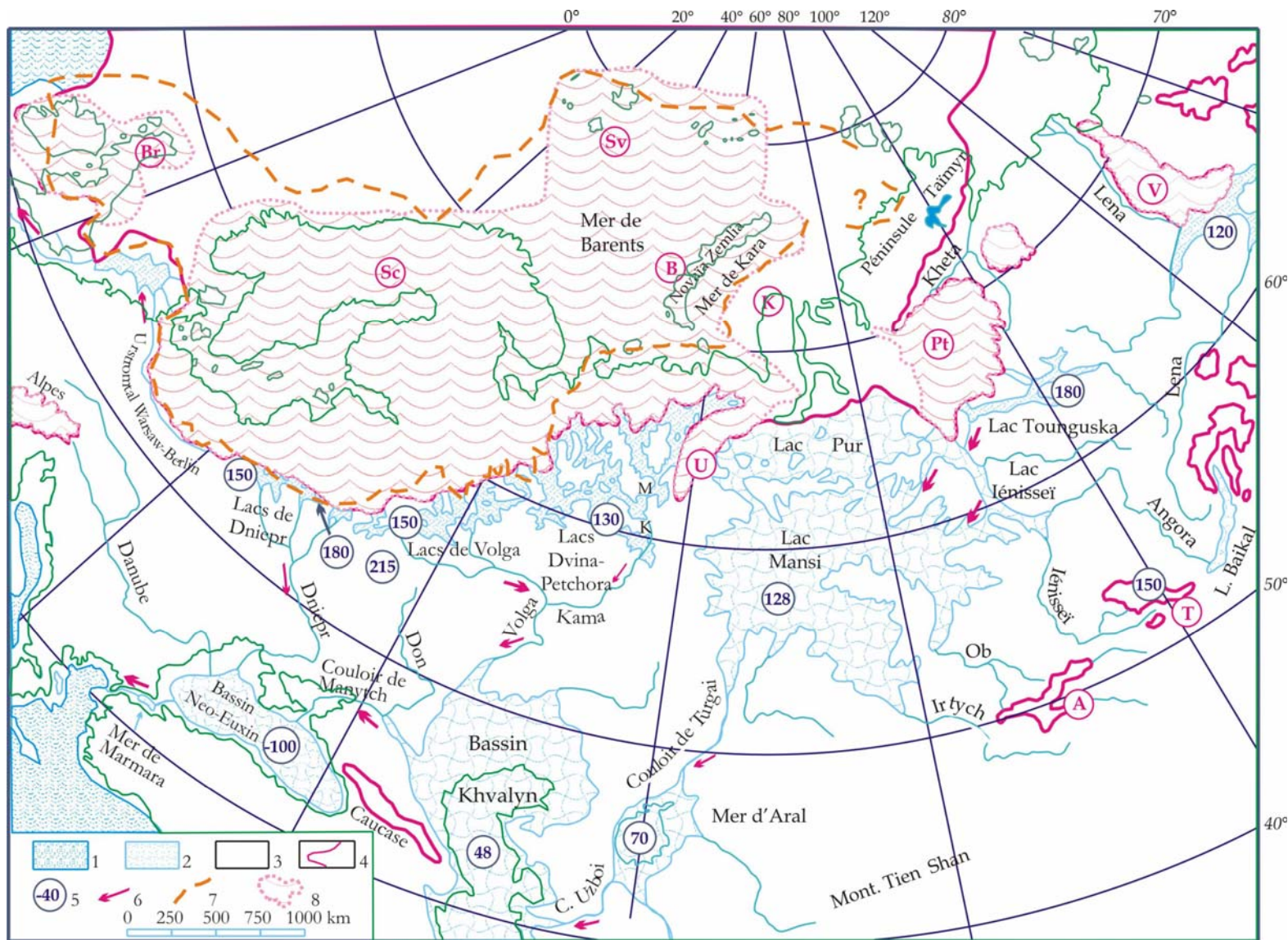


Fig.1.9 Extension des glaciers en Eurasie pendant le DMG (~20 000 ans BP) et systèmes pro-glaciaires adjacents d'après Grosswald, 1977, 1980; Arkhipov *et al.*, 1995; Svendsen *et al.*, 2004a et b)

Légende: 1. - mers profondes sans glaciers; 2. lacs pro-glaciaires et d'autres bassins intérieurs à l'eau douce; 3. terres sans glaciers; 4. limites des calottes glaciaires et complexes glaciaires de montagne d'après Grosswald, 1977, 1980; 5. altitude de la surface des bassins continentaux [m]; 6. direction d'écoulement des eaux dans les chenaux du système de drainage (M= chenal Mylva; K= Chenal Keltma); 7. limite de calotte d'après Svendsen *et al.*, 2004, 8. limites des calottes d'après Arkhipov *et al.*, 1995. Les rivages actuels sont marquées en vert.

Dômes de glace et complexes glaciaires de montagne:
 (Br) Britannique; (Sc) Scandinave; (B) Barents; (Sv) Svalbard; (K) Kara; (U) Ural; (Pt) Plateau de Putorana; (V) Montagnes Verkhoyansk; (T) Montagnes Tuva-Sayan; (A) Montagnes Altaï.

Pour la dernière glaciation en Russie européenne, les limites du permafrost s'étendaient 2000 Km vers le sud par rapport à l'actuel, l'épaisseur du sol gelé pouvant atteindre 200-400m (Kondratjeva *et al.*, 1993). En Europe Centrale et de l'Ouest, la plupart des régions situées au nord du fleuve Garonne, des Alpes ou des Carpates, étaient caractérisées par un permafrost continu de 10 à 100 m d'épaisseur.

Sur la carte paléo-environnementale du Dernier Maximum Glaciaire de Peulvast *et al.* (2000), les limites du permafrost continu et discontinu sont tracées (**Fig.1.10**).

Pourtant, l'extension vers le sud du permafrost est un sujet de discussion et les limites sont légèrement différentes en fonction des auteurs. Par exemple pour Velichko (1990), la limite du permafrost Pléistocène supérieur passe tout près du nord de la Mer Noire, elle est presque coïncidente avec la limite du permafrost discontinu de la carte de Peulvast *et al.* (2000).

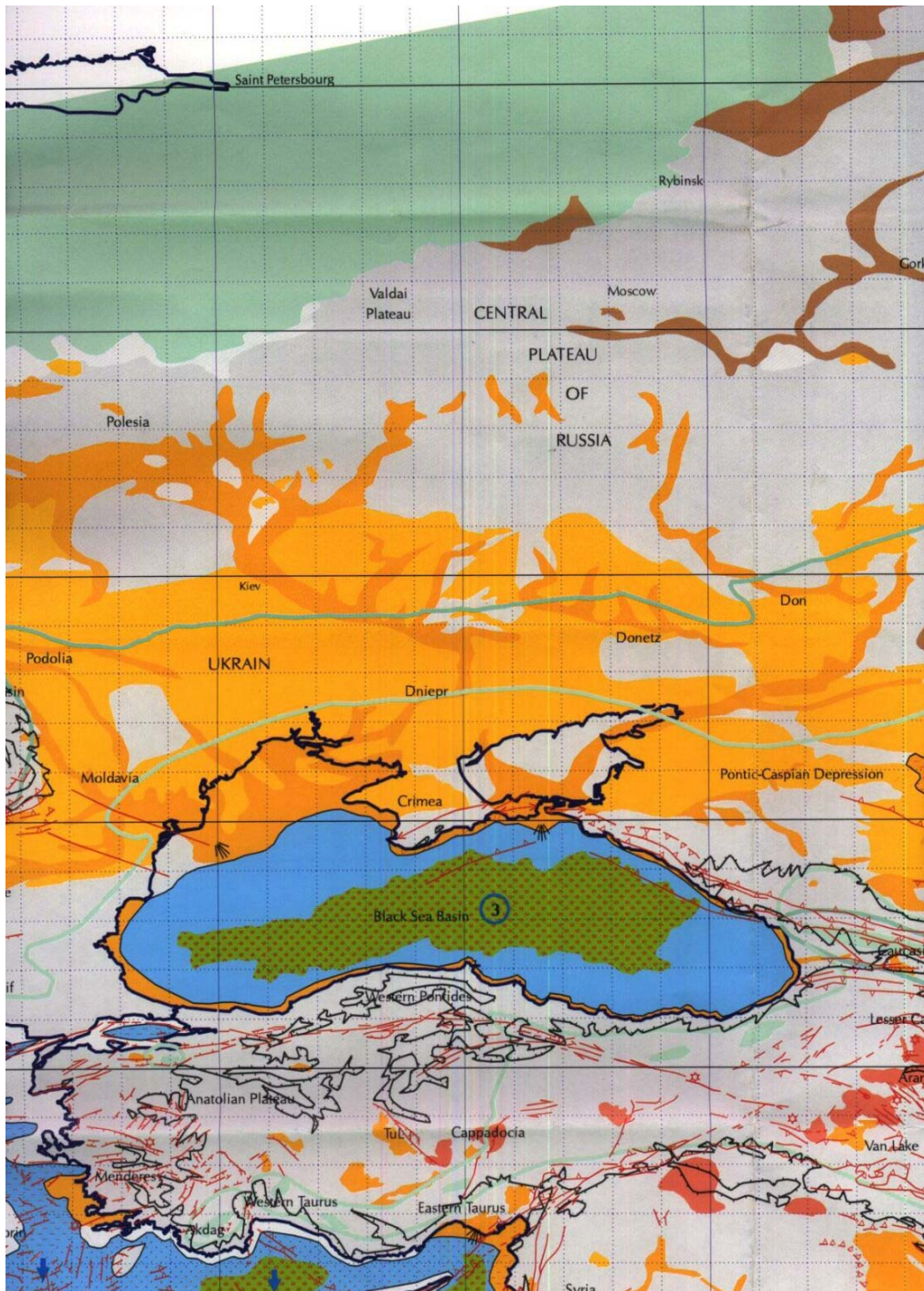


Fig.1.10 Carte paleogeographique de la zone nord de la Mer Noire, avec les limites du permafrost continu et discontinu (Peulvast *et al.*, 2000).

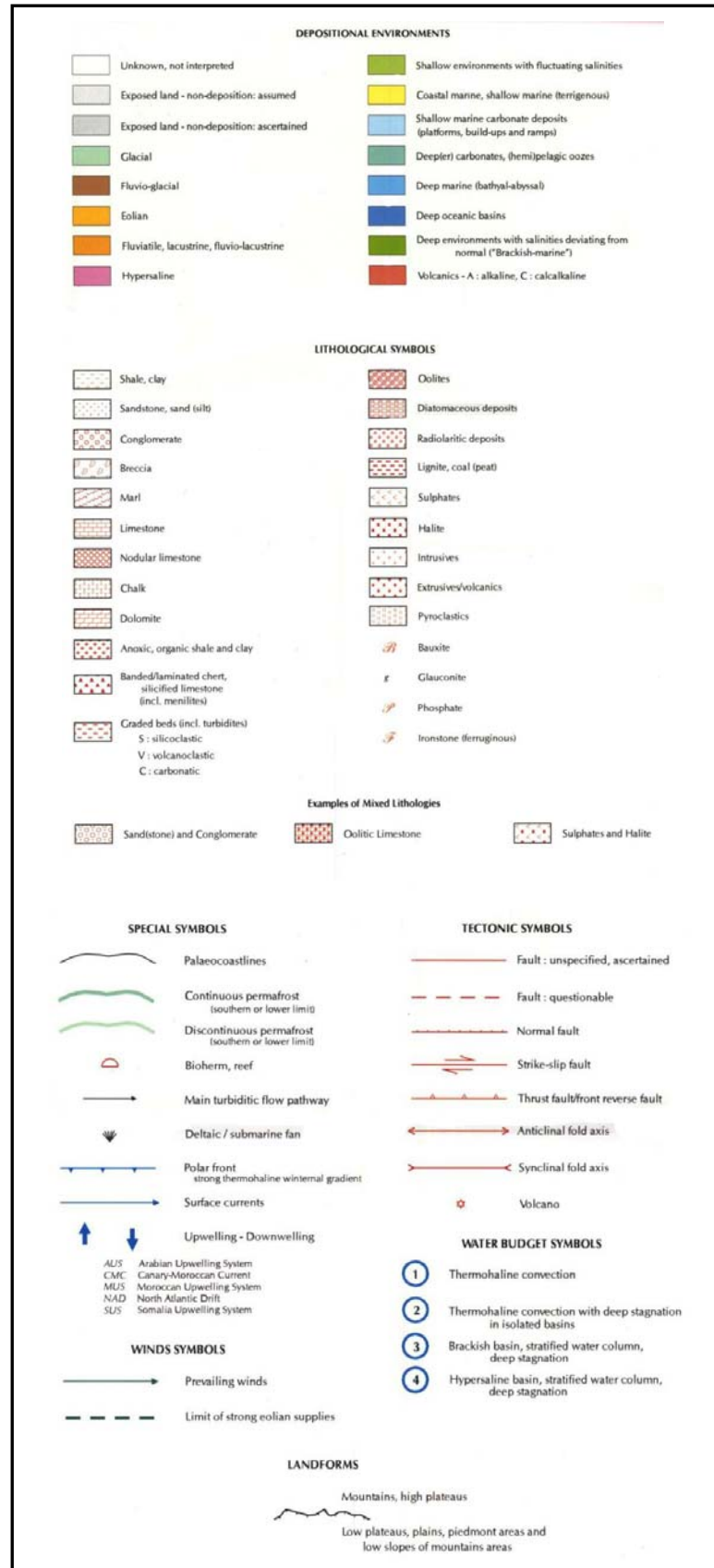


Fig. 1.10 Légende

Chapitre 2. Matériel d'étude et chronologie

2.1. Présentation de la zone d'étude

2.2. Dépôts sédimentaires de surface en Mer Noire

2.3. Description des carottes

2.4. Identification de faciès sédimentaires le long des carottes

2.5. Chronologie

2.5.1. Problématique et l'utilisation du ^{14}C pour la chronologie récente en Mer Noire

a) dans la littérature

b) dans cette étude

2.5.2. Calcul des taux de sédimentation

2.5.3. Chronologie proposée

a) âge des discontinuités

b) âges des limites des unités

c) âges des faciès

2.6. Conclusion

Chapitre 2. Matériel d'étude et chronologie

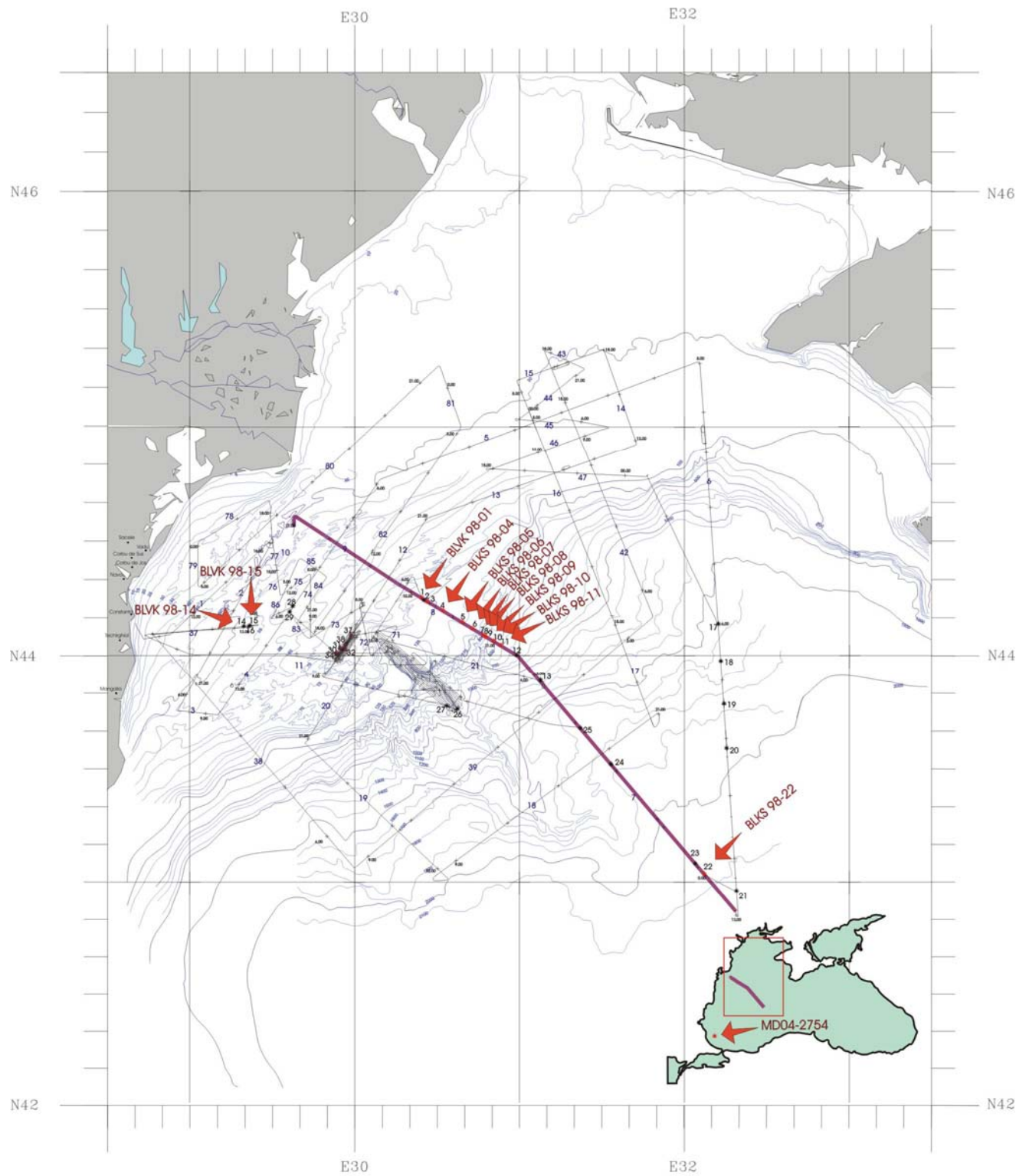
2.1. Présentation de la zone d'étude

Le périmètre de travail se trouve au nord-ouest de la mer, devant les côtes roumaine et ukrainienne (**Fig.2.1**). Le matériel utilisé pour cette étude provient de 13 carottes marines, 12 prélevées dans le cadre de la mission franco-roumaine BlaSON 1 (1998), sur le *N/O le Suroît*, et une provenant de la Mission ASSEMBLAGE 1 (2004) sur le *N/O Marion Dufresne*. Cette zone a été choisie car la plate-forme continentale étant large, les processus sédimentaires et les variations du niveau de la mer doivent être bien enregistrés (**Fig.2.1**). Nous avons analysé en détail uniquement 6 carottes, mais nous avons utilisé les observations lithologiques de toutes les 13, afin de mieux comprendre l'évolution du niveau de l'eau au cours des derniers 30 000 ans.

Un des objectifs du projet BlaSON est l'étude de l'enregistrement des variations quaternaires du niveau marin de la Mer Noire en relation avec le climat, le glacio-eustatisme et la néotectonique, et repérer et comprendre leurs effets dans l'organisation des dépôts sédimentaires sur la plate-forme et la pente continentale.

Les enregistrements sismiques effectués dans les années '80 par *GEOECOMAR* et ceux obtenus dans le cadre du projet BlaSON ont montré qu'il s'agit d'une zone où les sédiments sont affectés par la tectonique récente (*i.e.* Popescu, 2002). Les déplacements positifs ou négatifs de ces failles sont de l'ordre de quelques mètres. La **figure 2.2** représente une juxtaposition des profils sismiques HR 24 traces au long desquels ont été effectués des carottages. L'échelle a été ajustée de façon à faire tenir la carte dans une feuille A4, mais les failles récentes restent encore visibles.

Les carottes présentées ont été prélevées le long des profils 7, 8 et 9, d'orientation NO-SE, globalement perpendiculaires à la côte et sur le profil 37 d'orientation O-E. Ces carottes s'étendent entre 55 et 2100 m sous la tranche d'eau (**Fig.2.1** et **Tab.2.1**).



Legende:

- ²³ Location des carottes
- ¹⁹ Profil sismique
- Profils sismiques 9, 8, 7
- ²³ Carottes étudiées
- Profondeur de l'eau

Fig.2.1 Profils sismiques de la mission BlaSON 1 et localisation des carottes étudiées

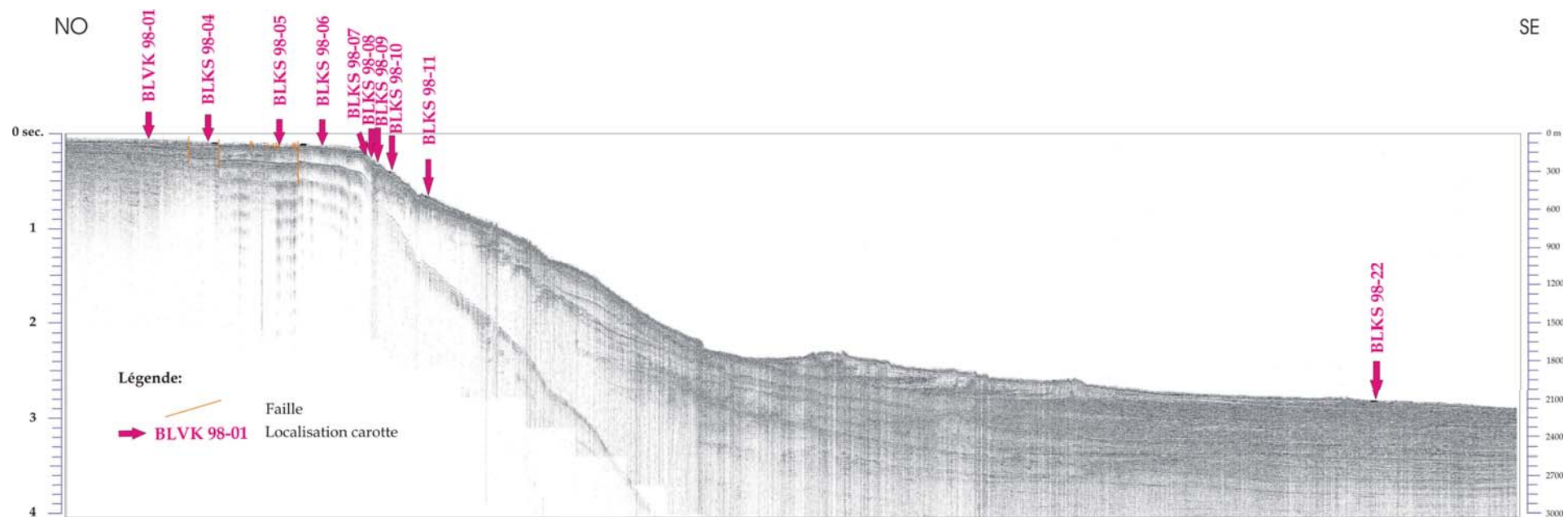


Fig.2.2. Localisation des carottes sur les profils sismiques HR 24-traces 9, 8 et 7 (Lericolais, document non-publié). Localisation du profil sur la figure 2.1.

Tableau 2.1 Coordonnées et types des carottes analysées et/ou mentionnées

Carotte no.	Carottier utilisé	Latitude N	Longitude E	Profondeur d'eau (m)	Longueur de la carotte (cm)	Profil sismique
BLVK 98-01	VK	44°15,27	30°24,68	92	49	9
BLKS 98-04	CG	44°12,02	30°32,21	101	81	8
BLKS 98-05	CG	44°08,95	30°39,24	131	102	8
BLKS 98-06	CG	44°07,386	30°42,983	135	265	8
BLKS 98-07	CG	44°05,761	30°46,807	163	324	8
BLKS 98-08	CG	44°05,47	30°47,21	186	368	8
BLKS 98-09	CG	44°05,238	30°47,986	240	844	8
BLKS 98-10	CG	44°04,04	30°50,68	378	755	8
BLKS 98-11	CG	44°03,02	30°53,12	500	757	8
BLKS 98-22	CG	43°02,271	32°07,492	2100	712	7
BLVK 98-14	VK	44°07,99	29°19,53	55	212	37
BLVK 98-15	VK	44°08,136	29°21,851	55	119	37
MD04-2754	CC	41°59,23	28°40,99	453	32	

CG - carottier a piston, type Kullenberg

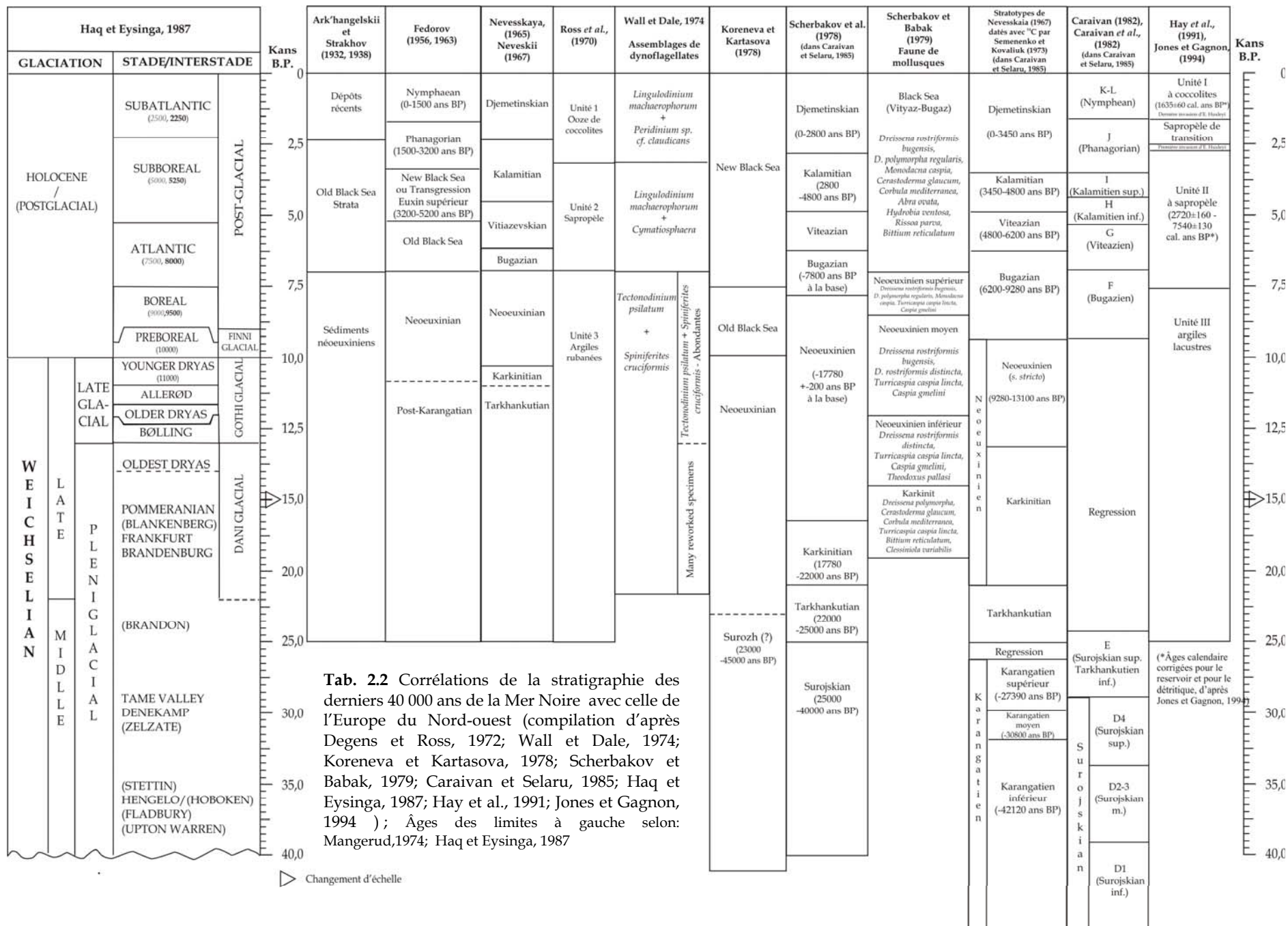
VK - vibro-carottier

CC - carottier geant Calypso

2.2. Dépôts sédimentaires de surface dans la Mer Noire

Les sédiments de surface de la Mer Noire ont été décrits pour la première fois par Andrusov, 1890, 1893 (cité dans Ross et Degens, 1974). Ensuite, des expéditions océanographiques du début des années 1920 ont conduit à des études plus détaillées (Arkhangel'skiy, 1927, 1928 ; Arkhangel'skiy et Strakhov, 1932, 1938 cités dans Ross et Degens, 1974). Puis sont venues les travaux de Strakhov, 1947, 1954, 1961 (cités dans Ross et Degens, 1974) sur les processus sédimentaires actifs dans la Mer Noire et les travaux sur les sédiments des zones côtières par Barkovskaya, 1961 et Neveskiy, 1967 ainsi que des compilations d'études sur les sédiments par Strakhov, 1954, Raupach, 1952, Erünal-Erentöz, 1956 et Caspers, 1957 (cités dans Ross et Degens, 1974). Après l'expédition *Atlantis II*, de 1969, des études beaucoup plus complètes ont été publiées par Ross *et al.*, 1970, Degens, 1971, Ross et Degens, 1974 qui ont aussi proposé une chronologie des sédiments basé sur des mesures ¹⁴C.

Un problème important concerne la corrélation entre les unités stratigraphiques, du fait d'une grande variabilité des dénominations des couches sédimentaires décrites par les divers auteurs. Dans le **tableau 2.2**, nous proposons une corrélation de ces unités stratigraphiques de la Mer Noire, avec les classifications stratigraphiques de la glaciation Weichselienne et de l'Holocène dans l'Europe du Nord-ouest, telle qu'elle a été réalisée par Haq et Eysinga en 1987.



Europe du Nord			B L A C K S E A											
Stratigraphie			Zone bathymétrique 0-50 m		Zone bathymétrique 50-200 m			Zone profonde – au nord du bassin		Zone profonde – au sud du bassin				
			Niveau	Bivalves	Horizon	Bivalves	Diatomées	Horizon	Diatomées, bivalves	Horizon	Nannopl.dinoflagelates	Age		
H O L O C È N E	Sup.	Subatlantic	Dzhemetinien	<i>Divaricella divaricata</i> <i>Gafarium minimum</i> <i>Pitar radis</i> <i>Cardium papillosum</i>	Vase à Phaseolinus	<i>Modiolus phaseolinus</i>	<i>Coccinodiscus radiatus</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Actinocyclus ehrenbergii</i> <i>Cyclotella kutzingiana</i> <i>Cyclotella acoelata</i>	Vase à coccolithes	<i>Coccinodiscus radiatus</i> <i>Endictia oceanica</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Asteromphalus robustus</i> <i>Rhizosolenia calcar avis</i>	Vase à coccolithes Unité 1	<i>Emiliania huxleyi</i> <i>Lingulodinium sp.</i> <i>Peridinium sp.</i>	(2700)		
		- 2,800 Sub-boreal - 4,800	Kalaminien	<i>Chione gallina</i> <i>Spisioia subtruncata</i> <i>Mytilus galloprovincialis</i>	Vase à Mytilus	<i>Mytilus galloprovincialis</i> <i>Cardium edule</i>	<i>Coccinodiscus radiatus</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Asteromphalus robustus</i>	Sapropèle		Sapropèle Unité 2	<i>Braarudosphaera bigelovi</i> <i>Peridinium trochoideum</i>			
	Moyen	Atlantic	Bugazien-Viteazien	<i>Cardium edule</i> <i>Abra ovata</i> <i>Corbula mediterranea</i> <i>Mytilaster lineatus</i> <i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	6,800 ± 140	<i>Mytilus galloprovincialis</i> <i>Cardium edule</i> <i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	<i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Stephanodiscus astraera</i> <i>Synedra buculus</i> <i>Navicula palpebralis var. semiplena</i>	Vase terrigène-biogène		Vase terrigène-biogène		7,090± 180 (7500)		
		- 7,800 Boreal - 9,400 Pre-boreal - 10,200	Néoeuxinien	<i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	8,550 ± 130	<i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena rostriformis bugensis</i>	<i>Stephanodiscus astraera</i> <i>Melosira arenaria</i> <i>Diploneis domblitensis</i>	Vase à hydrotrélite	<i>Stephanodiscus astraera</i>	Vase terrigène riche en nannofossiles	Coccolithes du Crétacé, Paléogène, Néogène (reworked)	8,600± 200		
		Younger Driass Alleröd Lower Driass Belling Gothiglacial Pomeranien		<i>Dreissena polymorpha</i> <i>Viviparus fasciatus</i> <i>Unio sp.</i>	13,500±1,500	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>		Vases brunes "oxydées", terrigènes		Fragments et formes juveniles de <i>Dreissena rostriformis</i> <i>Monodacna caspia</i>			13,850±200	
	P l e i s t o c è n e s u p é r i e u r	Würm (Valdai) supérieure (glaciation)	Frankfurktien	Karkinitien	<i>Dreissena polymorpha</i> <i>Cardium edule</i>	17,760 ± 200	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>			<i>Micromelania caspia</i>	Phase lacustre		22,000	
			Brandenburgien	Tarkhankutien	<i>Cardium edule</i> <i>Abra ovata</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	~ 22,000				<i>Cardium edule</i>	Phase marine		25,000	
			- 25,000 Paudorf Arcy Gotweig - 40,000	Surozhién		~ 25,000								40,000
		Moyen M-S.ig.	Regression											
			Post-karangatien											
Karangatien														
Inférieure K.g.	Eemien													
	- ~ 65,000													
Riss-Würm Mikulinien (intergl.)														
	- ~ 125,000													
		Pre-karangatien												

Tab.2.3 Corrélation des faciès de diverses profondeurs dans le bassin de la Mer Noire (adaptation par Panin et Popescu, 2002 d'après Scherbakov F.A. et al., 1979)

On différencie les dépôts sédimentaires actuels sur la plate-forme continentale, entre 0 et 50 m de profondeur d'eau, et entre 50 m et jusqu'à environ 150-200 m, de ceux du bassin profond. Une équivalence entre ces faciès est donnée dans le **tableau 2.3** (d'après Panin et Popescu, 2002).

Dans la zone bathymétrique 0-50m, le stade Djemetinskian (0-2800 ans BP) est caractérisé par la présence de bivalves tels que : *Divaricella divaricata*, *Gafrarium minimum* Pitar rudis, *Cardium papillosum*, le stade Kalamitien (2800-4800 ans BP) par la présence de *Chione gallina*, *Spisula subtruncata*, *Mytillus galloprovincialis*, celui Bugazien-Viteazien (4800-7800 ans BP) par la présence de *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Corbula mediterranea*, *Mytilaster lineatus*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha* et le Neoeuxinien (7800-17760 ans BP) par la présence de *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Viviparus fasciatus*, *Unio* sp. (Scherbakov *et al.*, 1978)

Sur la plate-forme continentale, les unités définies auparavant par Arkhangel'skiy et Strakhov, 1938 ; Fedorov, 1962 ; Nevesskaya, 1965 ; Nevesskiy, 1967 ; Muratov, 1972 ; Scherbakov *et al.*, 1978, se disposent en surface comme indiqué dans la **fig.2.3**. Elles sont dénommées selon les espèces de bivalves qui dominent dans le sédiment :

- Les vases à *Modiolus phaseolinus* qui se trouvent en surface entre 50 et 125 m de profondeur d'eau, dépassent rarement 30 cm d'épaisseur.
- Les vases à *Mytilus galloprovincialis* se trouvent en surface jusqu'à des profondeurs d'eau de 40-50m ; au-delà de 50 m elles sont couvertes par l'unité à *Modiolus*.
- Les vases à *Dreissena*, de couleur claire, apparaissent en surface vers 130 m, mais existent aussi en profondeur, couvertes par les vases à *Modiolus* et à *Mytilus*.

Au delà de 200 m d'eau et jusqu'au bassin profond, les sédiments superficiels sont constitués de deux unités hemi-pélagiques, déposées au cours de l'Holocène, et dont l'épaisseur est en général de quelques dizaines de centimètres. Elles ont été définies un peu différemment selon les divers auteurs (Ross *et al.*, 1970; Ross et Degens, 1974 ; Hay *et al.*, 1990, 1991). On utilisera dans cette étude la numérotation et la définition des unités choisies par Hay *et al.*, 1991.

- l'**unité I** est une alternance de lamines très fines, claires et noires, riches en carbonates (Hay *et al.*, 1991). Il y a autour de 50-100 lamines pour un centimètre d'épaisseur. Les lamines blanches sont constituées principalement par *Emiliana huxleyi*, elles sont déposées en automne - début de l'hiver (périodes de développement maximal des coccolitophoridés). Les lamines noires sont formées de matériel terrigène et de matière organique. Leur

formation intervient en hiver et au début du printemps, quand les diatomées connaissent leur maximum de productivité (*i.e.* Belogorskaya & Kondratyeva, 1965 ; Hay *et al.*, 1990 ; Krupatkina *et al.*, 1991). Cependant, on ne trouve pas ces diatomées en grand nombre dans les lamines noires car elles se dissolvent rapidement à l'interface eau-sédiment. Un couple de lamines blanche-noire se dépose annuellement, mais il peut survenir des moments lors desquels la

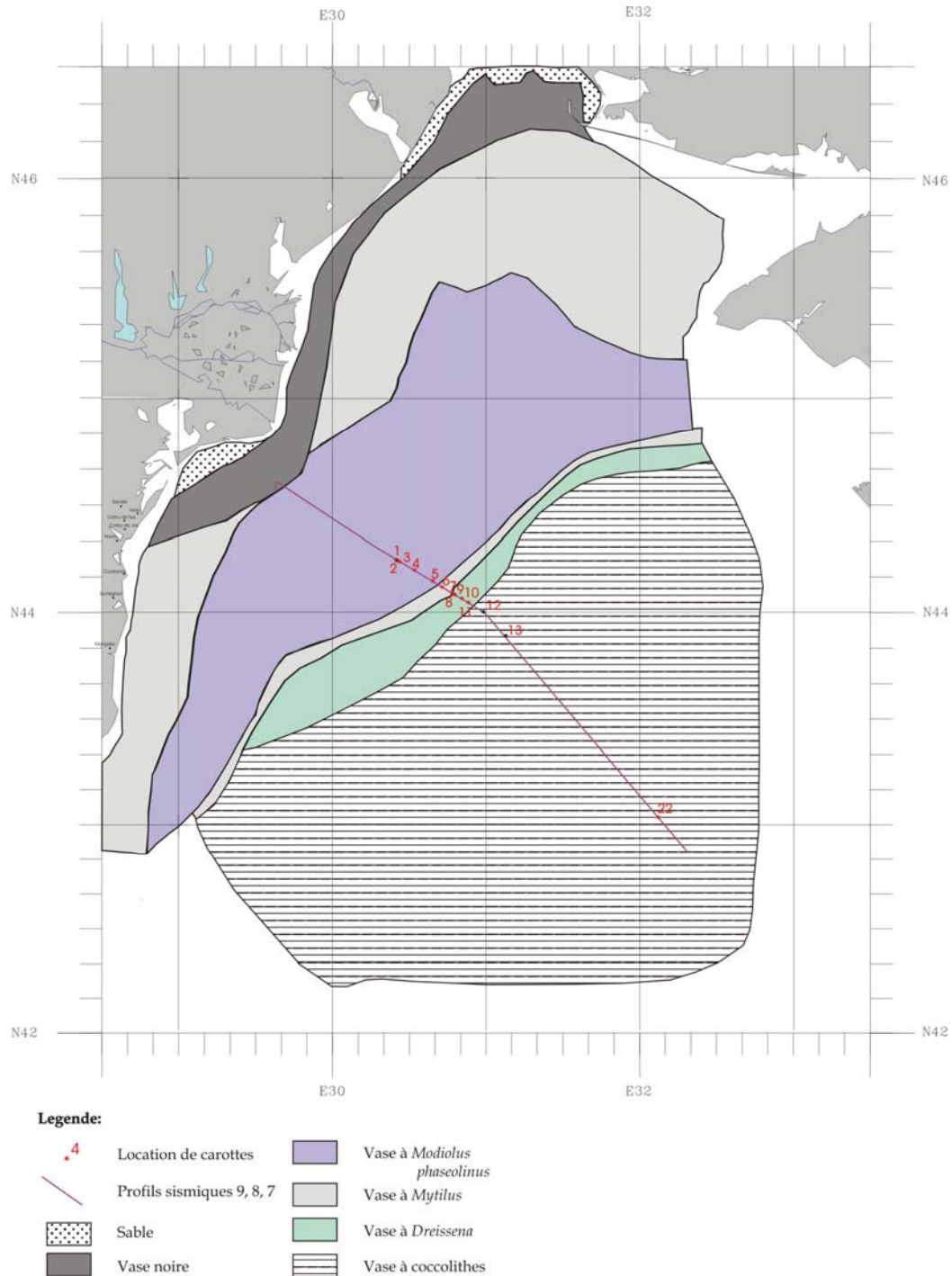


Fig. 2.3 Distribution des unités litho-stratigraphiques à la surface de sédiments de la plateforme Nord-ouest de la Mer Noire (d'après Rădan, données non publiés).

production dans les eaux de surface et la sédimentation sont si faibles que les couples ne se déposent pas. C'est la raison pour laquelle les estimations des âges obtenus par le comptage de varves donnent des erreurs atteignant 20% (Arthur *et al.*, 1994 ; Jones et Gagnon, 1994). La limite entre cette unité et celle du dessous a été définie différemment selon les auteurs (Fig.2.4). Ross *et al.*, 1970, ensuite Ross et Degens, 1974 avaient placé cette limite à la base de la plus récente invasion d'*Emiliana huxleyi* dans la Mer Noire et avaient numéroté les unités avec des chiffres arabes : " unités 1 et 2 ". Hay *et al.*, 1991, ont déplacé cette limite en bas de la première invasion des coccolites, incluant dans l'unité I le sapropèle de transition et la première invasion de coccolites (moment qui représente probablement, une augmentation de la salinité de la Mer Noire, au delà de 11-12‰ selon Bukry, 1974). Hay *et al.*, 1991, ont utilisé une numérotation romaine des unités : I et II. Dans la fig.2.5 on peut remarquer les trois sous-unités de l'unité I : la première invasion du coccolite *Emiliana huxleyi*, le sapropèle de transition et la dernière invasion de l'*Emiliana huxleyi*. L'épaisseur de l'unité I peut varier entre quelques centimètres et 50-60 cm.

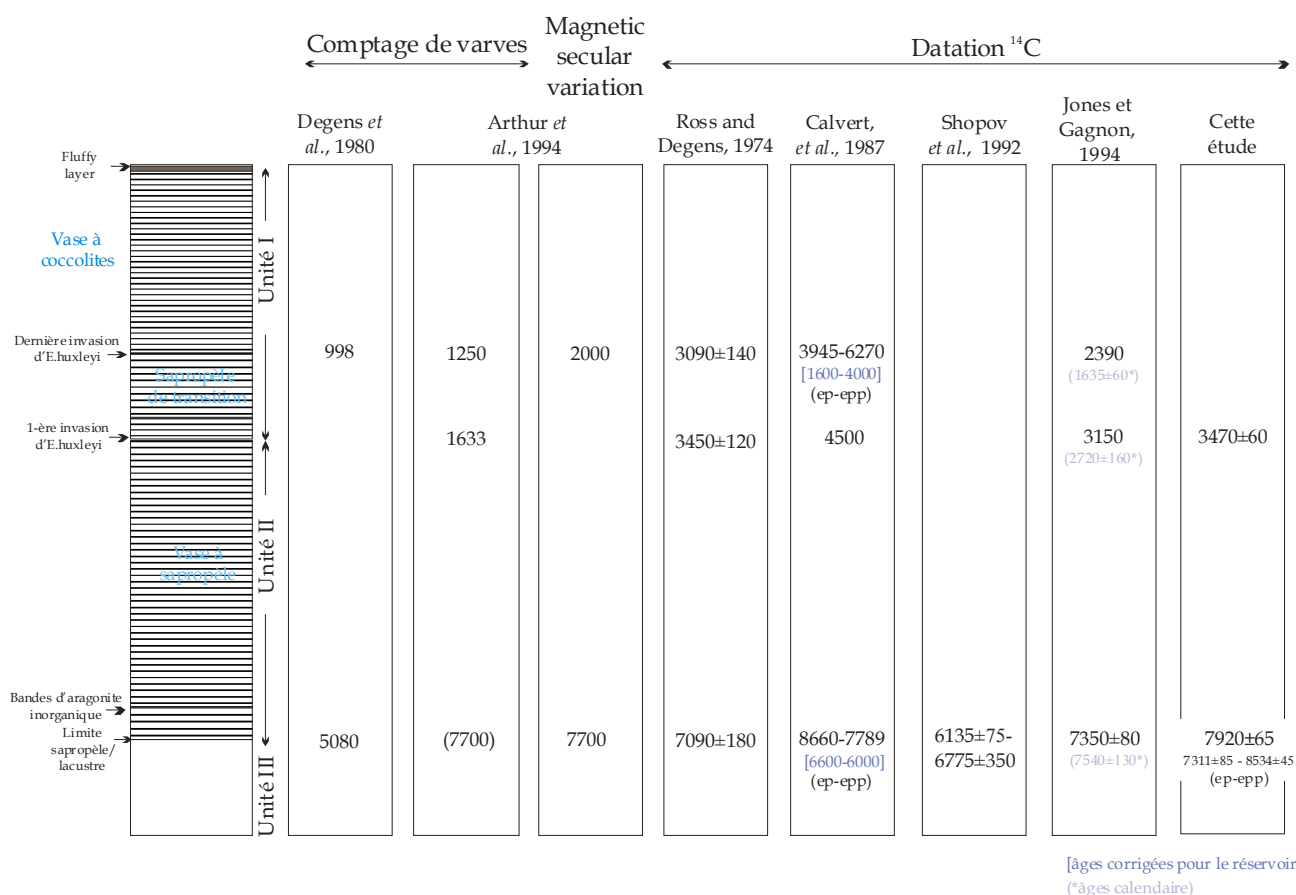


Fig.2.4 Limites et âges ^{14}C (conventionnels non-corrigés) des unités lithostratigraphiques selon divers auteurs (modifié d'après Jones et Gagnon, 1994); ep = âge des limites pour les carottes d'eau profonde, epp=âge dans les carottes d'eau peu profonde

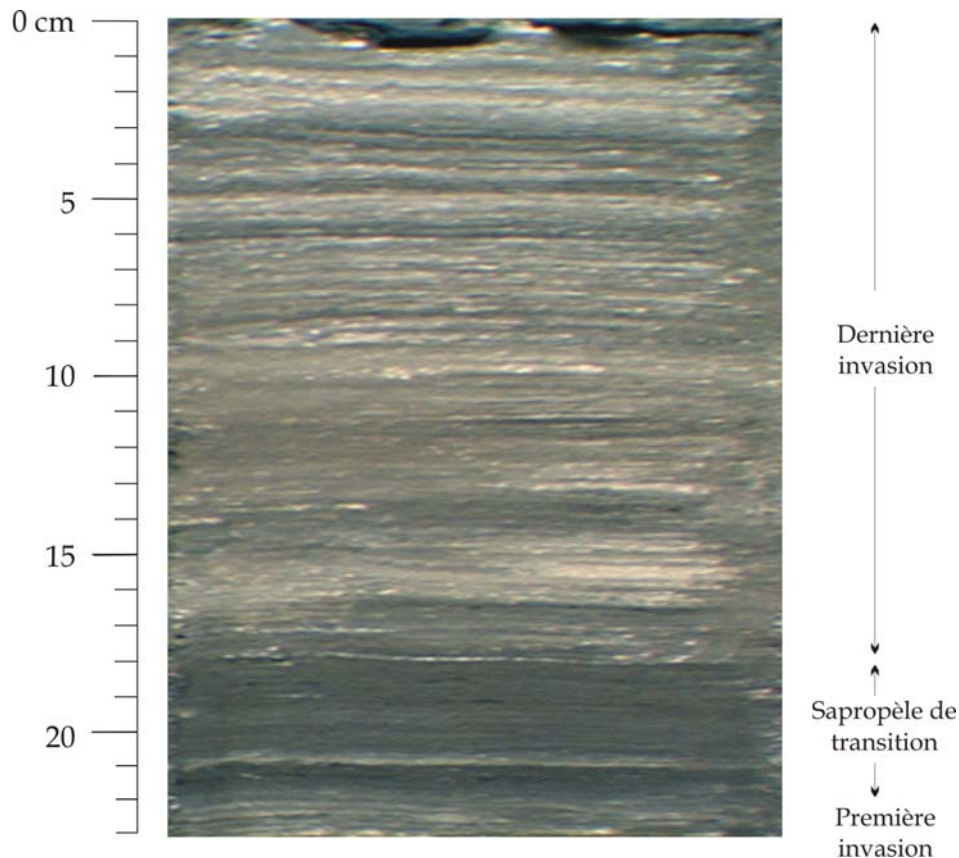


Fig. 2.5 L'unité I et ses trois sous-unités: la première invasion du coccolithe *Emiliana huxleyi*, le sapropèle de transition et la dernière invasion d'*E.huxleyi* (Carotte BLKS 98-11; 0-23cm).

- **l'unité II** est un sédiment fin granulaire, laminé, de couleur vert-foncé-noire à noire, à faible concentration de carbonates, très riche en matière organique, dénommé **sapropèle**¹. L'épaisseur de cette unité est en général de 30-50 cm, mais elle peut atteindre 150 cm près du rebord de la plate-forme continentale (vers 200-400 m de profondeur). Dans la plupart des carottes, à la base de cette unité 3 bandes blanches sont visibles: la plus récente est constituée majoritairement d'*Emiliana huxleyi*, la deuxième contient le coccolithophore *Braarudosphaera bigelowi* et des restes de kystes du dinoflagellé marin *Peridinium trochoideum*, et la troisième est constituée entièrement d'aragonite (Ross et Degens, 1974).
- en dessous de ces deux unités se trouve **l'unité III**, constituée d'alternances d'argiles claires et foncées déposées dans des conditions lacustres. Dans cette unité se trouvent aussi des intercalations de silt et de sable plus au moins grossier, granoclassé, plus fréquentes dans la partie est et le long de la côte anatolienne. Le contenu de carbone organique est en général en dessous de 1

¹du gr. *sapros*, pourri, et *pêlos*, boue ; angl. *sapropel*.

Vase ou boue comportant une grande proportion de matière organique d'origine algale, déposé sous une colonne d'eau anoxique. La proportion du carbone organique dépasse 1-2% du sédiment, selon les divers auteurs.

% (Ross et Degens, 1974). Souvent, on trouve des couches noires de monosulfures de fer métastables tels que la mackinawite ou la greigite (Berner, 1974). Dans cette unité il n'y a pas de coccolites holocènes tels que *Emiliana huxleyi*, trouvé dans les deux premières unités. En échange, sont présents des fragments des coccolites éocènes et crétacés, probablement remaniés à partir des couches sédimentaires continentales (Ross et Degens, 1974).

L'équivalence des dépôts d'eau peu profonde décrits ci-dessus, avec ceux d'eau profonde est la suivante (voir aussi le **tableau 2.3**):

- la vase à *Modiolus phaseolinus* de la zone de profondeur 50-200m, correspond dans la zone profonde, à l'unité I à coccolites ;
- la vase à *Mytilus* correspond à l'unité II à sapropèle et
- la vase à *Dreissena* correspond à l'unité III, lacustre.

2.3. Description des carottes

Les carottes analysées au cours de ce travail (BLKS 98-04 ; -06 ; -09 ; -11 ; -22) ont été choisies le long des profils 7, 8 et 9 à diverses profondeurs d'eau. Pour avoir une vision plus complète nous avons aussi effectué des observations sur des carottes des mêmes profils (BLVK 98-01 ; BLKS 98-05 ; -07 ; -08 ; -10) ou dans une zone de dunes sous-marines, plus au sud-ouest (BLVK 98-14 ; -15) (**Fig.2.1**).

L'**annexe 1** contient leurs descriptions lithologiques, avec indications des niveaux d'échantillonnage, dont ceux datés grâce au ^{14}C .

2.4. Identification des faciès sédimentaires

Pour les carottes de la plate-forme continentale, on a retrouvé les unités sédimentaires de surface décrites antérieurement dans la littérature. Nous avons aussi identifié d'autres faciès, parfois similaires d'une carotte à l'autre, et nous les décrivons ci-dessous (voir aussi la **figure 2.6**). Nous avons noté avec 'M' les faciès marin et avec 'S' les faciès saumâtre ou lacustre. Les chiffres arabes correspondent à des sous-différenciations de faciès.

- **Vase à *Modiolus* (M1)** : au sommet des carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06 et BLCP 98-07. Il s'agit d'une vase gris-claire à gris-foncé-verte, avec des débris et des coquilles entières de *Modiolus phaseolinus* (**Fig.2.7**).

92 m

101 m

135 m

Carotte: **BLVK 98-01**
 Nom: 'fluffy layer'
 Lithologie: argile silteuse fluide
 Faune: -
 Intervalle: 0-19cm
 Age: <6750 ans BP

Carotte: **BLKS 98-04 M1**
 Nom: vase à débris de *Modiolus phaseolinus*
 Lithologie: vase a *Mo. ph.* et *My.g.* (débris et coquilles entières dispersées)
 Couleur: 0-4 cm gris-clair
 4-7cm gris foncé vert
 Faune: *Modiolus phaseolinus* et *Mytilus galloprovincialis*
 % du séd.: 5-10%
 Intervalle: 0-7cm
 Age: <7540 ans BP

Carotte: **BLKS 98-06 M1**
 Nom: vase à débris de *Modiolus phaseolinus*
 Lithologie: vase a *Mod. ph.* dominant (90%) (débris de coquilles)
 Couleur: gris-vert
 Faune: *Modiolus phaseolinus* (90%)
 % du séd.: 30-40%
 dimension des débris: <10mm
 Intervalle: 0-5cm

Nom: vase à débris de *Mytilus*
 Lithologie: sable argileux à granoclassement inverse; fraction sableuse constituée de débris de coquilles, surtout de *Mytilus*
 Faune: *Mytilus, Dreissena polymorpha*
 Intervalle: 19-34cm
 Age: 33cm: ~6750 (*My.g.*)*
 7940 (*D.p.*) ans BP*

Nom: vase à débris de *Dreissena* et *Modiolus*
 Lithologie: vase sableuse a *D. r.* (majoritaire) et *Mo.* (débris et coquilles entières)
 Couleur: vert-gris foncé
 Faune: *Dreissena rostriformis* (I) *Modiolus*
 % du séd. >50% ?
 Intervalle: 7-10cm

Carotte: **BLKS 98-05 S1a**
 Nom: sable à débris de *Dreissena*
 Lithologie: sable très fin (silteux) avec de débris de *Dreissena*
 Couleur: gris foncé
 Faune: *Dreissena*
 dimension des débris: top <1mm, bas <5-6mm
 Intervalle: 0-12cm
 Age: ~10090 ans BP (*D.* daté a 14 cm dans le pilote)

Nom: vase à débris de *Dreissena*
 Lithologie: vase sableuse a *Dr. r.* et *D.c.*
 Couleur: vert-gris
 Faune: *Dreissena r.* + *D.caspia*
 % du séd.: 70-80%
 dimension des débris: <7mm
 Intervalle: 5-9cm

Nom: sable dense à débris de *Dreissena*
 Lithologie: sable semi consolidé avec des débris de *Dreissena*
 Couleur: *Dreissena*
 Faune: *Dreissena*
 Intervalle: 34-49cm
 Age: 8660-10250 ans BP
 34cm: 8660 (*D.débris*)* -
 45cm: 10250 (*D.*)* ans BP

Nom: vase à débris de *Dreissena*
 Lithologie: vase a *D. r.* (débris et coquilles entières)
 Intervalle: 7-10cm

Nom: alternances de sable silteux et vase sableuse (silt) avec des granules noirs de MO
 Lithologie: sable silteux et vase sableuse (silt), avec des granules organiques rares et des lamines noires, sans débris de coquilles
 Couleur: gris foncé: 12-18; 22-23; 32-43 cm
 Gris très clair: 18-22; 23-32; 43-52; 52-76 ; 76-102
 Faune: -
 Intervalle: 12-102cm

Nom: vase à débris de *Dreissena*
 Lithologie: vase fine a *Dr. r.* en généraux entiers
 Couleur: gris-vert 9-16cm
 gris-clair 16-21
 Faune: *D. rostriformis, D.polymorpha*
 Intervalle: 9-21cm
 Age: 16 cm: 11480 ±140 (*D.r.d.*), 11650±120 (*MO*) ans BP

~12400 ans BP

Couleur: 10-12 vert-gris foncé
 12-14 gris-blanc
 Faune: *D.r., Micromelania (Turricaspia) caspia*
 % du séd.: 50-70%
 dim. des débris: <5mm (12-14cm)
 Intervalle: 10-29cm
 Age: 10,5cm: 7540±80 (*MO*), 26,5 cm: 11940±100 ans BP (*MO*)

Nom: sable silteux à débris de *Dreissena* et de points noirs dispersés
 Lithologie: sable silteux à débris de *Dreissena* très fins et des points noirs.
 Granoclassement normal
 Couleur: gris-clair 21-25cm
 gris-blanc 25-29cm
 gris-noir 29-33cm
 gris-foncé 33-38
 Faune: *D. rostriformis, Micromelania (Turricaspia) caspia*
 Dimension des débris: <2mm - <7mm vers la base
 Intervalle: 21-46cm
 Age: ~12000-19000 ans BP
 44cm : ~18810±160 (*MO*)

~19300 ans BP

Nom: vase sableuse avec des granules noires
 Lithologie: vase sableuse avec des granules noirs (rares) et des débris de coquilles très rares
 33-34 cm ; 52-53 cm ; 63-64 cm – échantillons contenant des minéraux lourds
 Couleur: gris-claire
 Faune: ? très rare
 Intervalle: 30-81cm
 Age: 30,5 cm: 25910±290 ans BP (*MO*)

Nom: vase sableuse avec des granules noirs
 Lithologie: vase sableuse avec des granules noirs en lamines minces et dispersés : 1 nodule et des niveaux
 55-56 cm ; 66-67 cm ; 80-81 cm – échantillons contenant des minéraux lourds
 Couleur: gris-clair
 Faune: ?fragm. *Dreissena* et *Candona*?
 Intervalle: 46-105cm
 Age : 48,5cm: 28900±330 ans BP (*MO*)
 73,5cm : 28060±310 ans BP (*MO*)

~10000 ans BP

~25900 ans BP

Nom: sable fin avec des lamines noires
 Lithologie: sable fin à lamines noires (*MO* ?) et deux intercalations de vase sableuse
 Couleur: noir-gris
 Faune: - no
 Intervalle: 105-125cm
 Age: >28000 ans BP

Nom: alternance vase sableuse - sable fin, sans faune
 Lithologie: alternance de vase sableuse et sable fin micacé avec des limites nettes En général sans granoclassement. 211-231cm : niveau de sable à granoclassement; 196-234cm : rares nodules de sable
 Couleur: vase – gris-clair
 Sable – gris ; gris-vert
 Faune: - no
 Intervalle: 125-265cm
 Age: >28000 ans BP

Fig. 2.6 a) Faciès sur la plate-forme continentale

(MO = matière organique *D.* = *Dreissena* ; *D.p.*=*D. polymorpha* ; *D.r.* = *D. rostriformis* ; *My.* = *Mytilus* ; *Mo.* = *Modiolus*)
 Toutes les âges¹⁴C conventionnels non corrigées.

* dates marquées avec une étoile, d'après Major, 2002

240 m

378 m

500 m

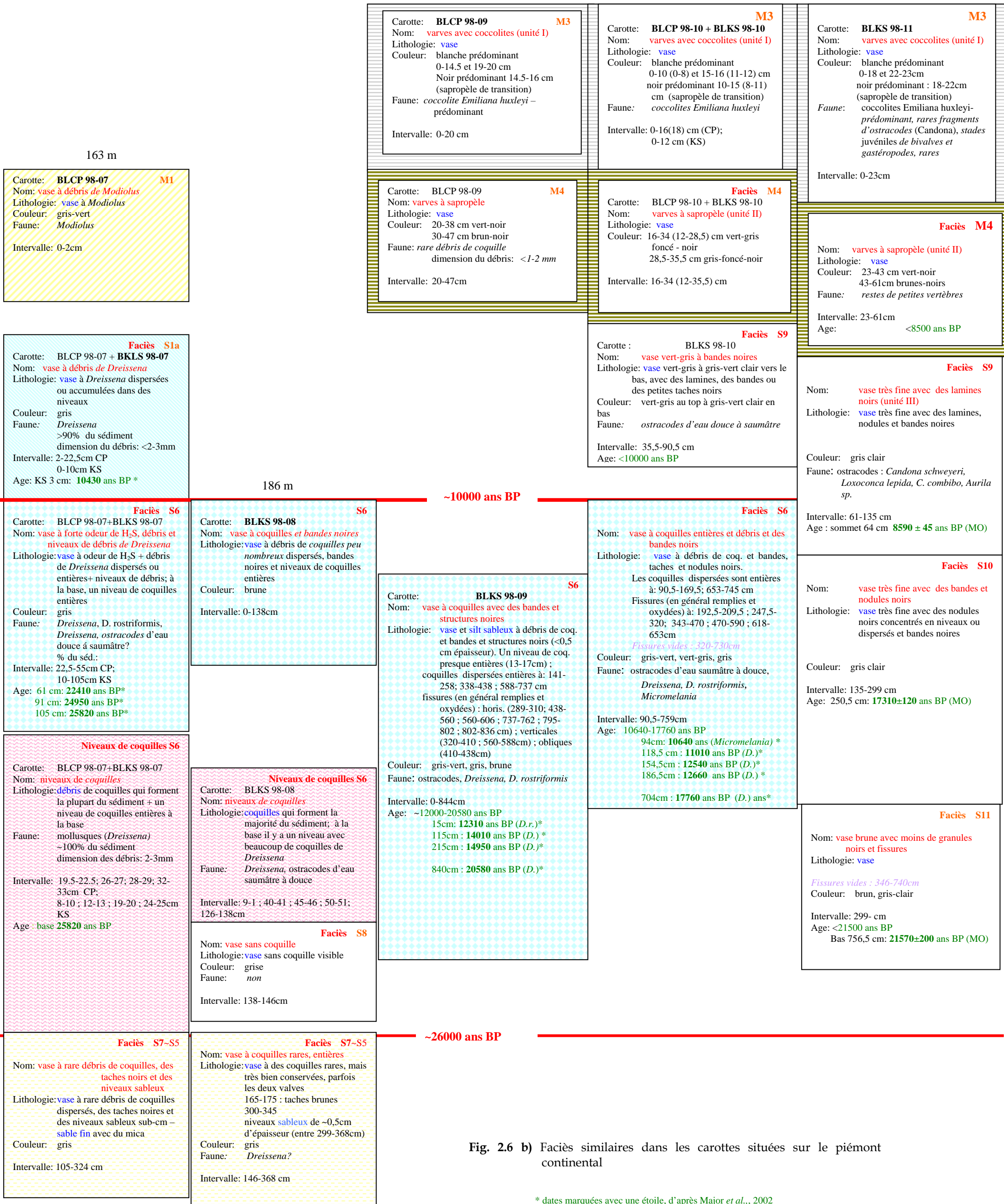


Fig. 2.6 b) Faciès similaires dans les carottes situées sur le piémont continental

* dates marquées avec une étoile, d'après Major *et al.*, 2002

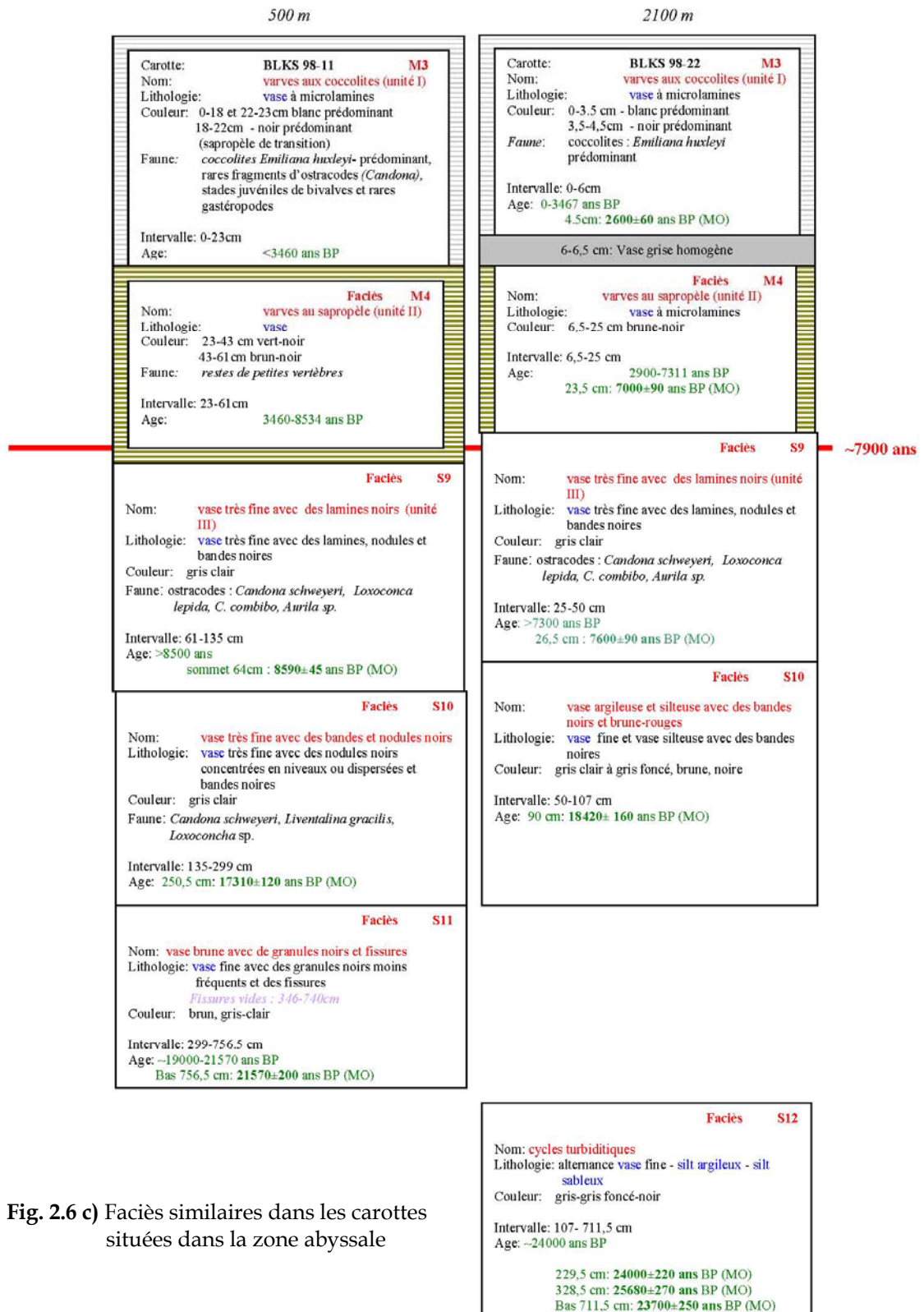


Fig. 2.6 c) Faciès similaires dans les carottes situées dans la zone abyssale

- **Vase à *Mytilus* (M2)** : c'est une vase riche en débris très fins de coquilles, (surtout des débris de *Mytilus galloprovincialis*, mais aussi des fragments de *Dreissena*). Elle a été identifiée seulement au sommet de la carotte BLVK 98-01 (**Fig.2.8**).

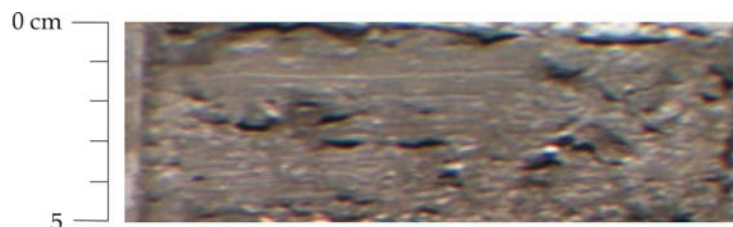


Fig.2.7 Faciès M1: vase à débris de *Modiolus phaseolinus* (Carotte BLKS 98-06, 0-5cm)



Fig.2.8 Faciès M2: vase à *Mytilus galloprovincialis* (Carotte BLKS 98-01, 19-34cm)

- **Vase sableuse à débris de *Dreissena* (S1a)** : elle contient des débris (fragments <5-7 mm) et des coquilles entières de *Dreissena rostriformis*, *Dreissena caspia* et *Modiolus* (*Modiolus* a été trouvé uniquement dans la carotte BLKS 98-04). Ce faciès a été identifié dans toutes les carottes situées sur la plate-forme (BLVK 98-01 ; BLKS 98-04 ; -05 ; -06) et aussi dans le carottier pilote BLCP 98-07, situé sur le rebord de la plate-forme (**Fig.2.9**). L'épaisseur de ce faciès est de quelques centimètres. Parfois, on observe une augmentation de la taille et de la quantité des débris vers le bas du faciès S1 (BLKS 98-04 et BLKS 98-05).
- **Vase à débris de *Dreissena* (S1b)** : c'est un faciès qui ressemble beaucoup au faciès S1a, mais le sédiment est ici plus fin. Il contient des coquilles de *Dreissena rostriformis distincta*, *Dreissena polymorpha* et *Micromelania caspia*. Il est visible dans les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06, et a une épaisseur d'environ 10-18cm (**Fig.2.9**).

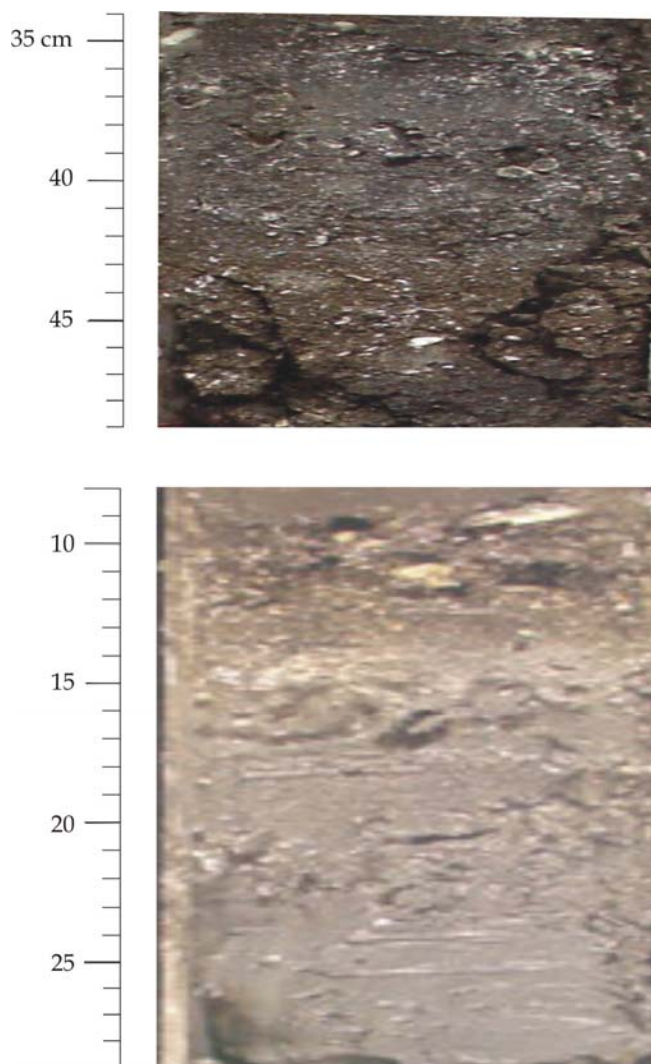


Fig. 2.9. Faciès S1a et b: vase sableuse à débris de *Dreissena*
 (en haut S1a: carotte BLVK 98-01, 34-49cm;
 en bas S1a et b: Carotte BLKS 98-04, 7-10 et 10-29cm).

- **Alternance de sable fin - silt avec des granules et des lamines noirs (S2) :** ce faciès n'a pas de débris de coquille. Les granules et les lamines noires peuvent être dues à la présence des monosulfures de fer dans le sédiment. C'est un faciès trouvé dans la carotte BLKS 98-05, qui ressemble au faciès S4b ; mais, dans cette carotte on ne distingue pas de discontinuité entre S2 et le faciès S1 qui se trouve au-dessous (**Fig.2.10**) ;
- **Sable fin à débris de *Dreissena* et à points noirs dispersés (S3) :** ce faciès se trouve en dessous de la discontinuité dans la carotte BLKS 98-06. Il est constitué de niveaux de sable gris-clair à gris-noir ayant des débris de coquilles très nombreux, avec un granoclassement normal. La quantité et la dimension des fragments de débris (2 à 7mm) augmentent vers la base du

niveau (**Fig.2.11**). La composition de ce sédiment semble indiquer la proximité de la côte. S3 a une épaisseur d'environ 25 cm.

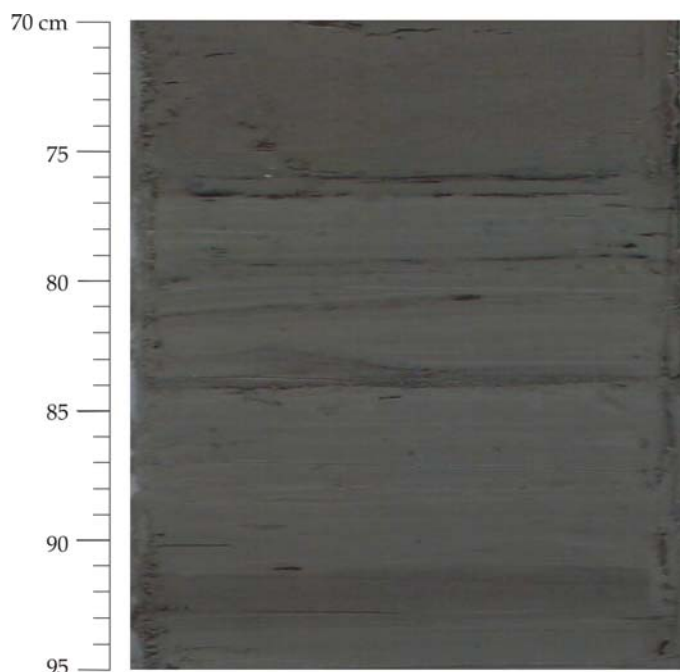


Fig.2.10 Faciès S2 : alternance sable fin - silt avec des granules et des lamines noirs sans coquille (Carotte BLKS 98-05 ; 12-76cm).

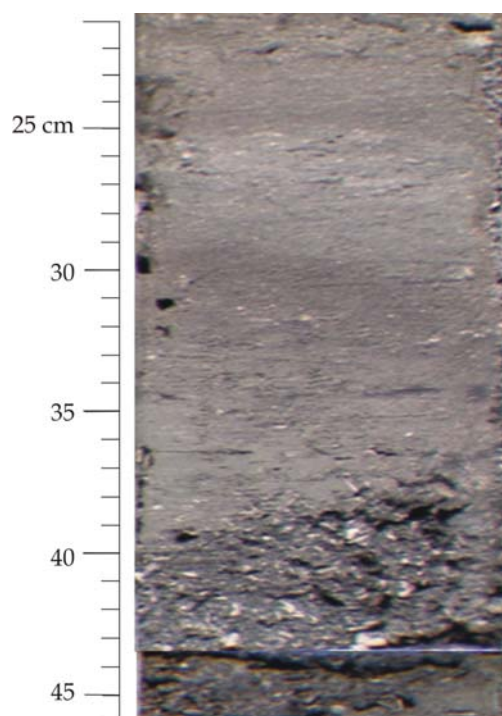


Fig.2.11 Faciès S3 : sable fin à débris des coquilles, granoclassement normal et points noirs (carotte BLKS 98-06 ; 21-46cm).

- **Vase sableuse à granules et lamines noirs (S4a)** : le sédiment contient des granules et des lamines noires, et également des points noirs dispersés et en niveaux. Les granules, lamines et points noirs, sont constitués probablement

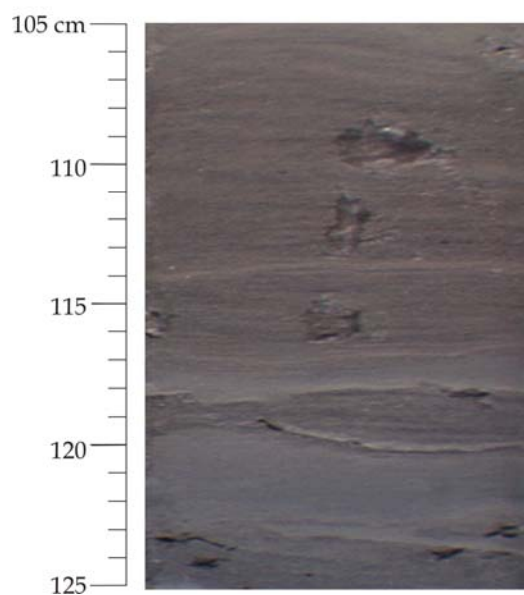
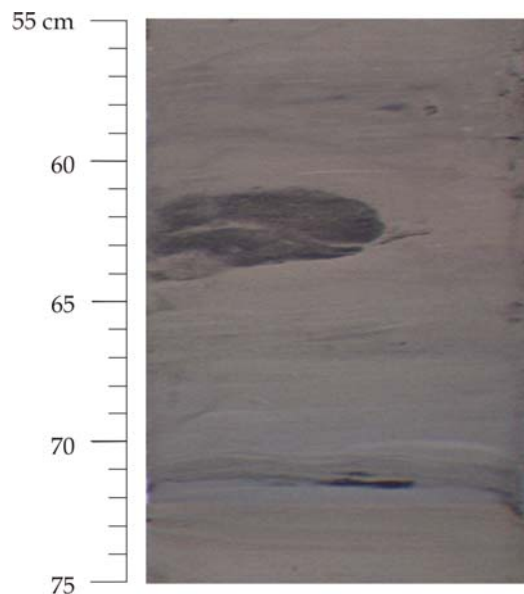


Fig.2.12 Faciès S4.

En haut: S4a - vase sableuse avec des granules, points dispersés et lamines noirs, sans coquille (carotte BLKS 98-06 ; 46-105cm).

En bas: S4b - sable fin à lamines noirs et intercalations sableuses (carotte BLKS 98-06; 105-125cm).

des monosulfures de fer mais ils peuvent aussi contenir des minéraux lourds dont la présence a été confirmée par nos analyses au microscope. Les fragments de coquilles sont extrêmement rares. Ceci, en plus de la présence de minéraux lourds, indique un milieu dépositionnel de haute énergie. On trouve S4a dans les carottes BLKS 98-04 (de 30 à 81cm) et BLKS 98-06 (de 46 à 105cm) (**Fig.2.12a**), avec des épaisseurs de 50-60 cm.

- **Sable fin à lamines noires et intercalations de vase sableuse (S4b)** : il apparaît dans la carotte BLKS 98-06 (105-125 cm). S4b peut être simplement une variante plus grossière du faciès S4a (**Fig.2.12b**).

- **Alternance " vase sableuse - sable fin " (S5)** : les niveaux sont homogènes, sans granoclassement, sans faune visible, et le sable est micacé. Les limites

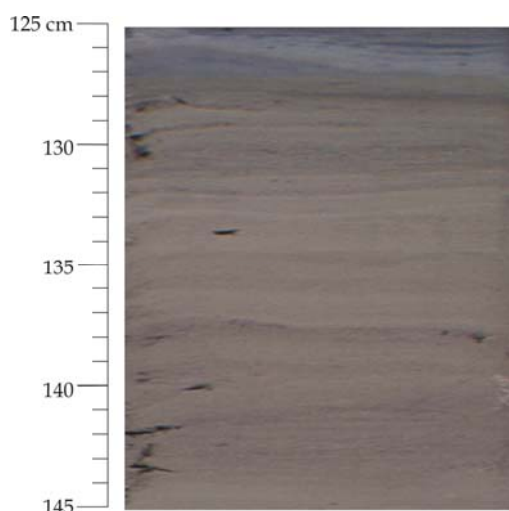


Fig.2.13 Faciès S5 - alternance vase sableuse - sable fin. Les niveaux sont homogènes à limites nettes, sans granoclassement, sans faune visible. Rares nodules de sable micacé. (Carotte BLKS 98-06; 125-265cm).

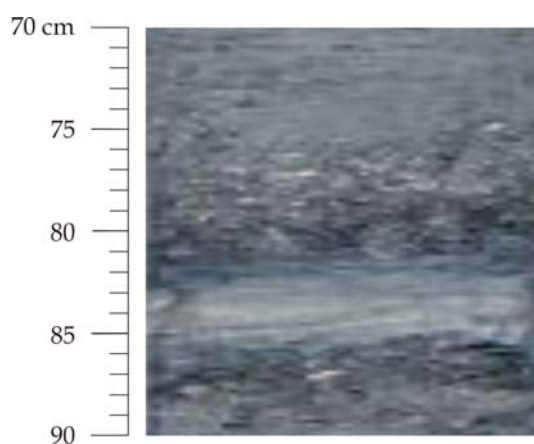


Fig. 2.14 Faciès S6 - Vase à forte odeur de H₂S et à niveaux de coquilles ; la vase contient des débris de coquilles et même de rares coquilles entières, dispersées (BLKS 98-07 ; 10-105cm).

sont nettes et on trouve de rares nodules de sable. Ce faciès, d'une épaisseur d'environ 140cm, a été identifié dans la carotte BLKS 98-06 (de 125 à 265 cm) (**Fig.2.13**).

- **Vase à forte odeur de H₂S avec des niveaux de coquilles (S6)** : cette vase contient des débris de coquilles et même de rares coquilles entières, dispersées (alors, les *Dreissena* prédominant ; **Fig.2.14**). Ce faciès a été identifié dans 4 carottes (BLKS 98-07, -08, -09 et -10), toutes situées sur le piémont continental (le glacis), à des profondeurs entre 163 et 378 m. L'épaisseur de ces dépôts atteint 1 à 8 mètres et augmente avec la tranche d'eau. La présence de coquilles entières, parfois avec les deux valves, est une indication qu'elles se trouvent *in situ*. Les niveaux de coquilles entières de la carotte

BLKS 98-07 indiquent soit le fait que les mollusques sont *in situ* où qu'il y a un transport sur la pente, mais sur une courte distance.

- **Vase à rares débris de coquilles, à taches noires et à niveaux sableux (S7)** : elle est identifiée dans les carottes BLKS 98-07 et BLKS 98-08 et ressemble au faciès S5 de la carotte BLKS 98-06. Les débris de coquilles sont dispersés et parfois, il y a des coquilles entières, très bien conservées, pouvant présenter les deux valves. Les niveaux de sable fin sont sub-centimétriques (**Fig.2.15**). L'épaisseur de ce faciès est d'environ 220 cm.

- **Vase très fine, homogène, sans coquilles (S8)** : identifiée dans la carotte BLKS 98-07 (à 109-126cm et à 138-146 cm). Ce faciès a 10-20 cm d'épaisseur (**Fig.2.16**).

- **Vase à coccolites (M3)** : ce faciès pélagique est l'unité I de Hay, 1990, décrite au sous-chapitre 2.2, **Fig.2.4**. On trouve cette vase au sommet de carottes BLCP 98-09 et -10, BLKS 98-10, -11 et -22. Les épaisseurs, qui diminuent avec l'augmentation de la profondeur d'eau, vont de 23 à 6 cm (**Fig.2.17**).

- **Vase à sapropèle (M4)** : c'est le faciès pélagique décrit par Hay, 1990, comme étant l'unité II, et dont la description se trouve déjà dans le sous-chapitre 2.2.2. Il est présent dans les mêmes carottes que le faciès M3 : BLCP 98-09 et -10, BLKS 98-10, -11 et -22. Il présente des épaisseurs de 18 à 38 cm (**Fig.2.17**).

- **Vase colorée, sans organisation interne, à lamines et taches noires (S9)** : c'est la partie supérieure de l'unité 3 décrite par Ross et Degens (1974) et dénommée ensuite unité III par Hay (1990).

Ce faciès, présent dans les carottes BLKS 98-10 (de 35,5 à 90,5cm), BLKS 98-11 (de 61 à 135 cm) et BLKS 98-22 (de 25 à 50 cm), a été dénommé par Popescu (2002) "silt coloré, sans organisation interne" ou "faciès A4". La partie supérieure de ce faciès a une couleur foncée, alors que les sédiments plus clairs du dessous sont plus carbonatés (**Fig.2.18**).

- **vase très fine avec des bandes et des nodules noirs (S10)** : c'est un faciès similaire au faciès S6 de carottes moins profondes (BLKS 98-07, -08, -09 et 10),

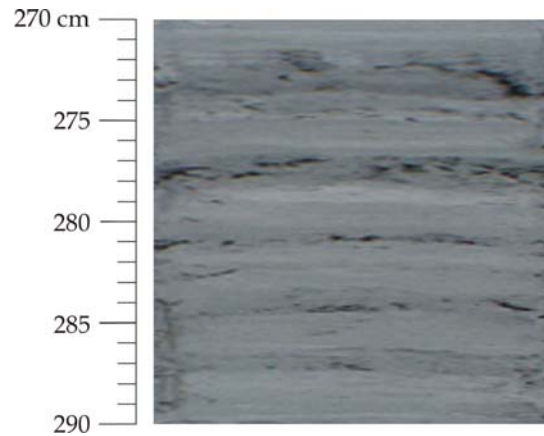


Fig.2.15 Faciès S7 - Vase à rares débris de coquilles et à coquilles entières bien conservées; la vase présente des taches noires et des niveaux sableux sub-centimétriques (BLKS 98-07; 105-324 cm).

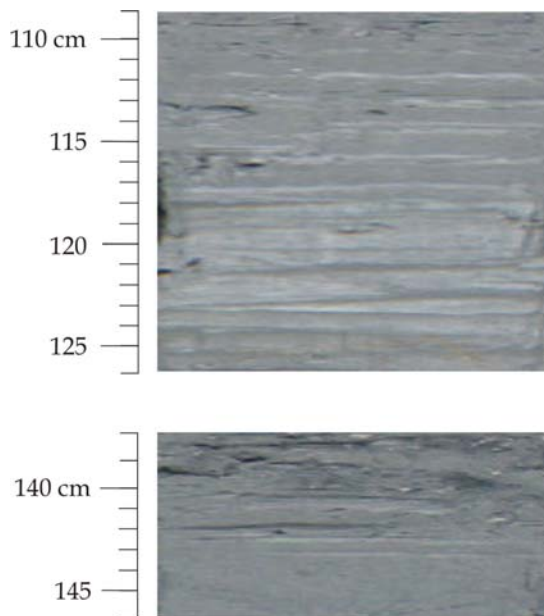


Fig.2.16 Faciès S8 - Vase très fine, homogène, sans coquille (S8) (carotte BLKS 98-07 ; 109-126 et 138-146 cm).

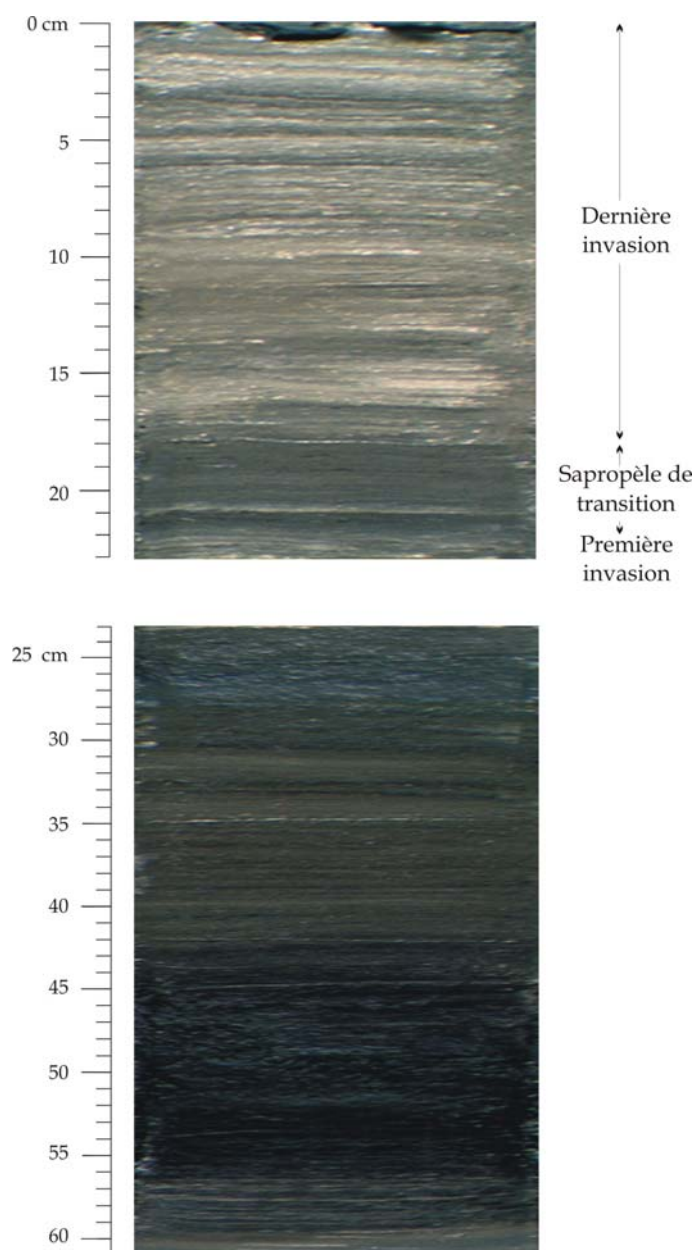


Fig. 2.17 Faciès M3 (0-23cm) et M4 (23-43cm) :

a) Vase à coccolites (M3):
 22-23 cm première invasion de coccolites,
 18-22 cm sapropèle de transition,
 0-18 cm deuxième invasion de coccolites;

b) vase à sapropèle (M4) : 23-61 cm
 (carotte BLKS 98-11, 0-61 cm).

à la différence qu'il lui manque ici les débris de coquilles (**Fig.2.19**). Il se trouve dans les carottes BLKS 98-11 (135 à 299cm) et BLKS 98-22 (50 à 107cm).

- **vase brune avec fissures et moins de granules noirs (S11)** : c'est un faciès homogène de la carotte BLKS 98-11 (299 à 757cm) (**Fig.2.20**).
- **vase fine à lamines de vase plus grossière (S12)** : c'est le faciès A5 défini par Popescu (2002) en tant que succession de cycles turbiditiques: "silt organisé, avec grano-classement, stratification parallèle". Les lamines de vase sableuse sont millimétriques. On le retrouve dans la carotte BLKS 98-22 (**Fig.2.21**).

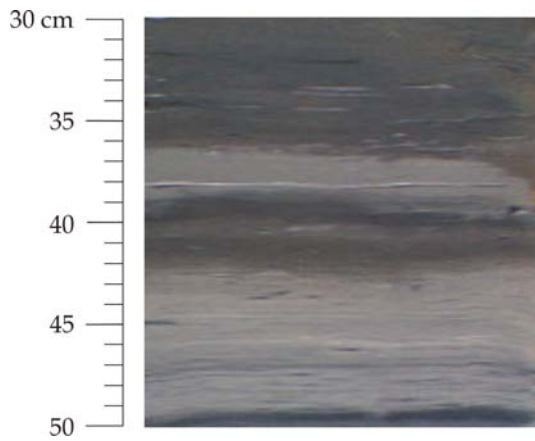


Fig.2.18 Faciès S9 - Vase colorée, sans organisation interne, à lamines et taches noires (carotte BLKS 98-22, 30-50cm).

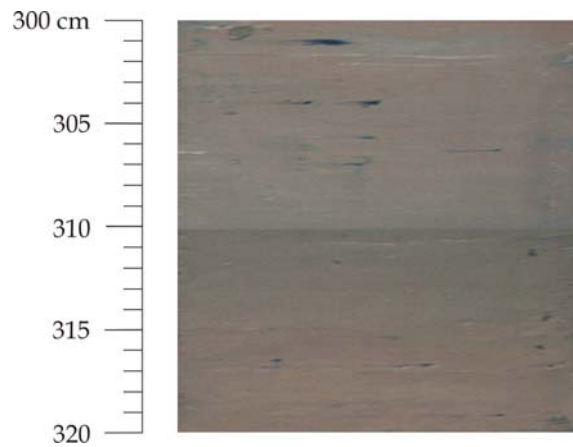


Fig.2.20 Faciès S11 - vase brune avec des fissures et moins de granules noirs (carotte BLKS 98-11, 300-320cm).

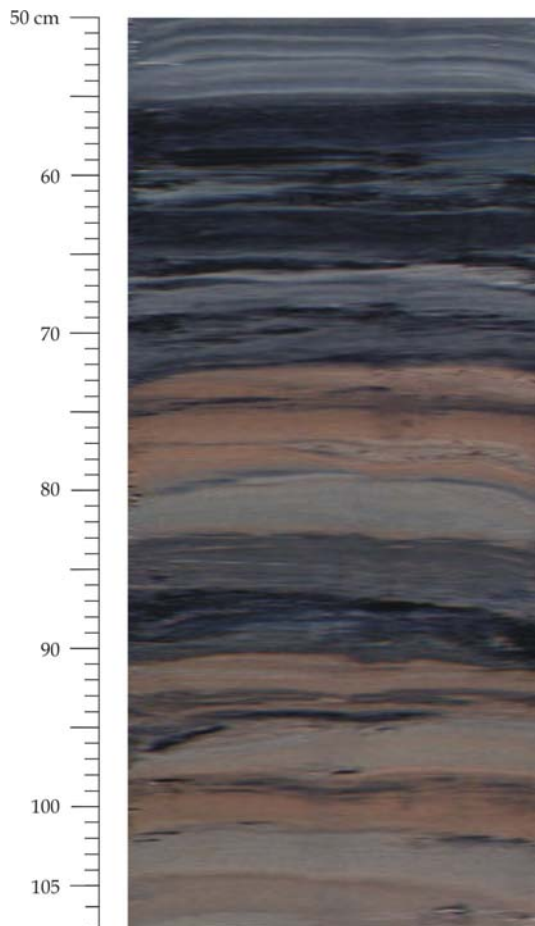


Fig. 2.19 Faciès S10 - vase très fine avec des bandes et des nodules noirs (carotte BLKS 98-22, 50-107cm).

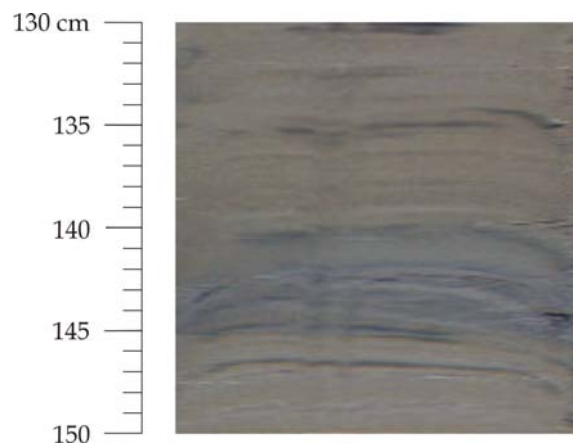


Fig.2.21 Faciès S12 - alternances de vases fines et grossières (BLKS 98-22, 130-150).

2.5. Chronologie

Afin de pouvoir établir la chronologie des unités décrites plus haut, des datations ^{14}C par AMS ont été effectuées sur les carbonates de coquilles et sur la matière organique du sédiment, aussi souvent que possible. Les datations ont été réalisées sur le *Tandetron* de LSCE Gif-sur-Yvette.

Nous avons daté 35 échantillons de coquilles et de matière organique totale après décarbonatation douce. 28 des échantillons sont issus de 5 carottes situées le long des profils 7 et 8, orientés NO-SE (**fig.2.1b**) et 7 échantillons, des carottes BLVK 98-14 et BLVK 98-15 situées plus près de la côte, à l'ouest des profils 7 et 8. Le **tab.2.4** présente la profondeur de l'eau, les niveaux, le type de matériel daté et les âges obtenus, conventionnels non corrigés et corrigés.

La disposition des âges en fonction de la profondeur dans chaque carotte est représentée dans la **figure 2.22**.

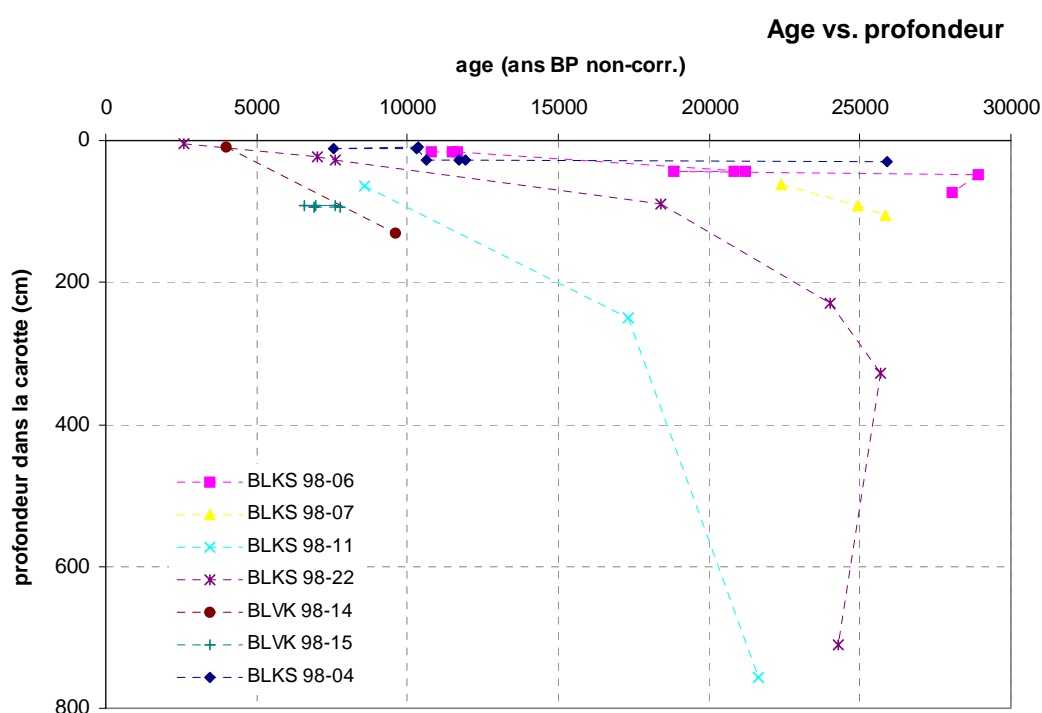


Fig. 2.22 Disposition des âges mesurés en fonction de la profondeur dans la carotte

Tableau 2.4 Liste des échantillons datés, dans 7 carottes du NO de la Mer Noire. Les dates ont été obtenues sur des coquilles de mollusques ou sur la matière organique (MO) du sédiment

No	Carotte no.	Prof. de l'eau (m)	niveau dans la carotte (cm)	âge conventionnel non corrigé (ans BP)	âge corrigée* (ans BP)	Type d'échantillon daté	Fichier ¹⁴ C	Laboratoire		
1	BLKS 98-04	101	9	10380±120	9965±105	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	GifA-101 525	LSCE		
2			10,5	7540±80	6960±80	MO du sédiment	GifA-101 533	LSCE		
3			10,5	10280±120	9865±105	<i>Dreissena</i>	GifA-101 526	LSCE		
4			10,5	10610±130	10195±110	<i>Dreissena</i>	GifA-101 527	LSCE		
5			26,5	11690±130	11275±110	<i>Micromelania caspia (Turricaspia)</i>	GifA-101 528	LSCE		
6			26,5	11940±100	11360±100	MO du sédiment	GifA-101 534	LSCE		
7			30,5	25910±290	25330±290	MO du sédiment	GifA-101 535	LSCE		
8			15	10800±130	10385±110	<i>Dreissena polymorpha</i>	GifA-101 529	LSCE		
9	BLKS 98-06	135	16	11480±140	11065±115	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	GifA-101 530	LSCE		
10			16	11650±120	11070±120	MO du sédiment	GifA-101 536	LSCE		
11			16	21180±210	20765±150	<i>Micromelania caspia (Turricaspia)</i>	GifA-101 531	LSCE		
12			44	20850±170	20435±130	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	GifA-101 532	LSCE		
13			44	18810±160	18230±160	MO du sédiment	GifA-101 537	LSCE		
14			48,5	28900±330	28320±330	MO du sédiment	GifA-101 538	LSCE		
15			73,5	28060±310	27480±310	MO du sédiment	GifA-101 539	LSCE		
16			61	22410±210	21995±150	<i>Dreissena</i>	GifA-99 252	LSCE		
17	BLKS 98-07	163	91	24950±230	24535±160	<i>Dreissena</i>	GifA-99 253	LSCE		
18			105	25820±230	25405±160	<i>Dreissena</i>	GifA-99 254	LSCE		
19			64	8590±45	8010±45	MO du sédiment		LLNL		
20	BLKS 98-11	500	250,5	17310±120	16730±120	MO du sédiment		LLNL		
21			756,5	21610±200	21030±200	MO du sédiment		LLNL		
22			4,5	2600±60	2020±60	MO du sédiment	GifA-101 540	LSCE		
23	BLKS 98-22	2100	23,5	7000±80	6420±80	MO du sédiment	GifA-101 541	LSCE		
24			26,5	7600±90	7020±90	MO du sédiment	GifA-101 542	LSCE		
25			90	18420±160	17840±160	MO du sédiment	GifA-102 101	LSCE		
26			229,5	24000±220	23420±220	MO du sédiment	GifA-101 543	LSCE		
27			328,5	25680±270	25100±270	MO du sédiment	GifA-101 544	LSCE		
28			711,5	24280±250	23700±250	MO du sédiment		LLNL		
29			BLVK 98-14	55	10	3980±60	3565±75	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	GifA-99 255	LSCE
30					130	9580±90	9165±90	<i>Monodacna</i>	GifA-99 256	LSCE
31	BLVK 98-15	55	92	6590±80	6175±85	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	GifA-99 261	LSCE		
32			92	7630±80	7215±85	<i>Hypanis plicatus</i>	GifA-99257	LSCE		
33			92	6950±70	6535±80	<i>Cerastoderma</i>	GifA-99258	LSCE		
34			94	6900±70	6485±80	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	GifA-99259	LSCE		
35			94	7770±80	7355±85	<i>Mytilus galloprovincialis</i>	GifA-99260	LSCE		

* corrections: 415±90 ans pour les âges obtenus sur les coquilles (d'après Siani *et al.*, 2000) et 580 ans pour les âges obtenus sur la matière organique (d'après Jones et Gagnon, 1994)

LSCE = Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement - Gif sur Yvette

LLNL = Lawrence Livermore National Laboratory - Center for Accelerator Mass Spectrometry

2.5.1. Problématique et l'utilisation du ^{14}C pour la chronologie récente en Mer Noire

a) dans la littérature

Le problème de corrections des dates ^{14}C est délicat à résoudre particulièrement en Mer Noire. Ce fait est dû à la présence d'unités sédimentaires qui se sont déposées dans de conditions environnementales très différentes, chacune avec un " possible " âge réservoir particulier.

L'âge réservoir des eaux de surface dans un milieu côtier ou les eaux sont brassées par les courants et par les vagues est, forcément, différent de l'âge des eaux de surface en s'éloignant vers le centre du bassin où l'influence des eaux de fond peut jouer un rôle. Il en découle que, même pour les unités sédimentaires de surface, on ne peut probablement pas appliquer la même correction de réservoir pour une carotte prélevée sur la plate forme continentale et pour une carotte de la zone abyssale. De plus, par le passé, les conditions environnementales dans le bassin de la Mer Noire ont beaucoup changé, passant successivement d'un bassin d'eau saumâtre à douce probablement avec une colonne d'eau bien oxygénée, à un bassin d'eau salée, avec des conditions anoxiques à partir d'une certaine profondeur. De plus, même en milieu peu salé une stratification des eaux peut parfois intervenir comme dans le cas des lacs: eau légère chaude en haut et plus froide et dense en bas. Cela change si des eaux de fond se forment, ces eaux plongent et provoquent un 'turn over' de toute la masse d'eau et donc une réoxygénation. Ceci a entraîné des changements dans les échanges de CO_2 entre l'eau et l'atmosphère tout comme dans la productivité des eaux de surface. L'âge des unités sédimentaires déposées dans des conditions si diverses, doit donc être corrigé par des âges réservoir spécifiques de chaque type de milieux.

Avant d'essayer d'appliquer des corrections d'âge réservoir et tenir compte de l'influence du matériel détritique, un retour sur les données de la littérature traitant de ce sujet s'impose.

Jusqu'à présent, il y a peu d'estimations de ces âges réservoir pour la Mer Noire. Pourtant, après les travaux de Degens *et al.*, 1980, Calvert *et al.*, 1987, Guichard *et al.*, 1993, Jones et Gagnon, 1994, Siani *et al.*, 2000 on peut proposer une image concernant les âges des eaux de surface pour les derniers milliers d'années.

Degens *et al.* (1980) ont constaté une différence de 2000 ans entre l'âge obtenu par le comptage des varves et les dates ^{14}C des bases des unités I et II (dans des carottes prélevées en 1969 et 1974). Ils attribuent cette différence d'environ 2000 ans au vieillissement des sédiments de surface par l'apport de carbonates allogènes ou par le remaniement de coquilles. Jones et Gagnon (1994) contestent cette valeur de

l'âge réservoir, car ils obtiennent des âges ^{14}C plus jeunes que 2000 ans sur les premiers 25 cm des carottes prélevées en 1988. Ceci prouve la perte des sédiments des sommets des carottes datées par Ross et Degens (1974) et reprises ensuite par Degens *et al.* (1980).

Calvert et al. (1987), utilisent l'âge réservoir déterminé par Degens *et al.* (1980) et corrigent de 2000 ans les dates obtenues pour l'horizon à sapropèle (unité II).

Guichard et al. (1993), utilisent la différence d'âge ^{14}C de la matière organique des niveaux adjacents aux cendres de l'éruption minoenne du volcan Santorin identifiée dans plusieurs carottes de la Mer Noire, et l'âge ^{14}C de cette éruption² obtenue en divers sites archéologiques. Ils aboutissent à un âge réservoir de ~1280 ans. Ces cendres ont été identifiées dans le tiers supérieur du niveau à sapropèle de 4 carottes du centre et du sud de la Mer Noire. L'âge réservoir obtenu, serait donc valable pour les sédiments de l'unité II, représentant l'âge des eaux de surface lors du dépôt de ces sédiments parce que la matière organique vit dans ces eaux de surface. L'argument des auteurs en faveur d'un changement du fractionnement isotopique du plancton plutôt qu'une influence terrigène dans la matière organique est basé sur les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ d'environ -25 ‰ et sur les études de la littérature qui affirment que le matériel terrigène reste piégé près du continent. Pourtant dans ce cas, il est peu probable que dans la zone près de la côte montagneuse où les carottes ont été prélevées, à 400 et 700 mètres de profondeur sur une pente continentale très raide, il n'y ait pas d'influence terrigène (voir la **fig. 2.23** pour la localisation de ces carottes). Nous pensons donc, que cet âge réservoir est tout de même vieilli par l'apport de la matière organique remaniée ou apportée du continent.

Jones et Gagnon (1994), calculent des âges réservoir de 460 ans pour les eaux de surface de la Mer Noire, à partir de la datation d'une coquille de *Mytilus galloprovincialis* collectée vivante en 1931. Ils utilisent donc respectivement des corrections de réservoir de 460 ans et 60 ans (460-400³) pour les carbonates et pour la matière organique des sédiments de l'unité I. Ils appliquent de telles corrections à la datation de sédiments des unités I et II. En même temps, ces auteurs estiment l'âge du carbone détritique qui entre dans le bassin, moyennant la différence entre 15 paires de dates (corrigées pour le réservoir) obtenues en parallèle sur les carbonates et sur la matière organique des sédiments de l'unité I. Les corrections détritiques

² Evenement daté avec ^{14}C autour de 1650±50 ans BC (entre 3290 et 3410 ans BP) ; dans leur papier, Guichard *et al.* utilisent la date de 3355±32 ans BP représentant la moyenne des 4 échantillons issus des excavations archéologiques d'Akrotiri dans l'île de Santorin

³ 400 ans étant l'âge des carbonates marins modernes précipités dans les eaux d'avant les explosions nucléaires

obtenues de cette manière sont de 580 ans (320+260)⁴ pour le carbone organique total et de 260 ans pour le carbone des carbonates totaux.

Un schéma de la façon dont Jones et Gagnon font les corrections des âges est donné plus bas :

age ¹⁴ C conventionnel	correction de réservoir	correction détritique	âge corrigé pour le réservoir et le détritique	calibration utilisée	âge calibre (ans cal. BP)
TOC	- 60	- 580			
	[460-400 = <i>My.g.</i> pré-bombe - âge des carbonates marins pp. dans les eaux de surface (pré-bombe) de l'océan mondial]	[320+260 = moyenne des différences (TOC corr. pour rés. - TCC corr. pour rés.) + l'âge de 'fluffy layer']		Stuiver et Braziaunas, 1993	
825	-	640	=	185	→ 175
1120	-	640	=	480	→ 480
3000	-	640	=	2360	→ 2500
TCC	- 460	- 260			
	<i>Mytilus galloprovincialis</i> pré-bombe	L'âge de 'fluffy layer'			
1000	-	720	=	280	→ 320
3100	-	720	=	2380	→ 2520

TOC = Total Organic Carbon = le carbone organique total des sédiments

TCC = Total Carbonate Carbon = les carbonates totaux des sédiments

La chronologie que Jones et Gagnon (1994) obtiennent pour les sédiments est claire et bien argumentée. L'âge de 460±35 ans BP de la coquille "pré-bombe" de *Mytilus galloprovincialis* est en concordance avec l'âge réservoir de 415±90 ans BP calculé par Siani *et al.* (2000). Pourtant, au niveau des corrections, il y a des points moins clairs : par exemple, la façon dont les auteurs calculent la correction de réservoir de 60 ans pour la matière organique du sédiment : ils enlèvent à l'âge de 460 ans du mollusque "pré bombe", la valeur de 400 ans, correspondant à l'âge apparent des carbonates marins précipités dans les eaux de surface pré bombes, de l'océan mondial. Mais les organismes qui vivent aujourd'hui dans un bassin précipitent des carbonates qui ont un âge différent de zéro, dû à l'équilibre entre le taux de ¹⁴C des eaux de surface et leurs coquilles. Cette valeur peut varier entre 200

⁴ 320 ans représentant la moyenne de la différence de 15 paires de datations et 260 ans l'âge qu'ils ont estimé pour le plus récent sédiment déposé (fluffy layer)

et 800 ans, en fonction du positionnement géographique et de la présence des phénomènes locaux tels qu'un upwelling. Si l'âge " pré bombe " des eaux modernes de surface de la Mer Noire a été déterminé par la datation d'une coquille à 460 ans, il n'y a pas de raison d'enlever la valeur moyenne des eaux de surface " pré bombe " de l'océan mondial, puisque la coquille datée est, elle aussi, un carbonate marin moderne, précipité dans des eaux de surface d'avant les expériences atomiques.

Partant de la datation de 6 coquilles collectées dans la Mer Noire, la Mer de Marmara et en face du détroit de Bosphore entre 1837 et 1951, *Siani et al. (2000)*, calculent un âge réservoir de 415 ± 90 ans BP. Parmi les dates utilisées pour ce calcul ils ont aussi utilisé l'âge de 460 ans du *Mytilus galloprovincialis* daté par Jones et Gagnon (1994).

Dans l'**annexe 3** nous présentons une synthèse des datations ^{14}C obtenues par divers auteurs sur des coquilles et des sédiments de la Mer Noire.

b) cette étude

La Mer Noire étant un bassin presque fermé ayant des caractéristiques différentes de celles de l'océan mondial, avec des conditions environnementales variant dans le temps, utiliser des corrections réservoir spécifiques pour chaque type de matériel daté et pour chaque unité lithologique serait l'idéal. Il reste néanmoins un manque de données pouvant fournir des informations sur les corrections d'âge réservoir et sur l'âge du détritique spécifiques à chaque unité lithologique. Nous allons examiner la relation entre les âges ^{14}C obtenus dans le cadre de ce travail et l'âge des niveaux d'échantillonnage. La possibilité et/ou l'utilité d'effectuer des corrections de ces âges sera ensuite mise en discussion.

Commençons par les *carottes peu profondes*, situées sur la plate-forme continentale : BLKS 98-04 et BLKS 98-06 (respectivement à 101 m et 135 m de profondeur).

Pour 4 niveaux, on a pu dater en parallèle des coquilles et la matière organique des sédiments (**Tab.2.5** et figure plus bas).

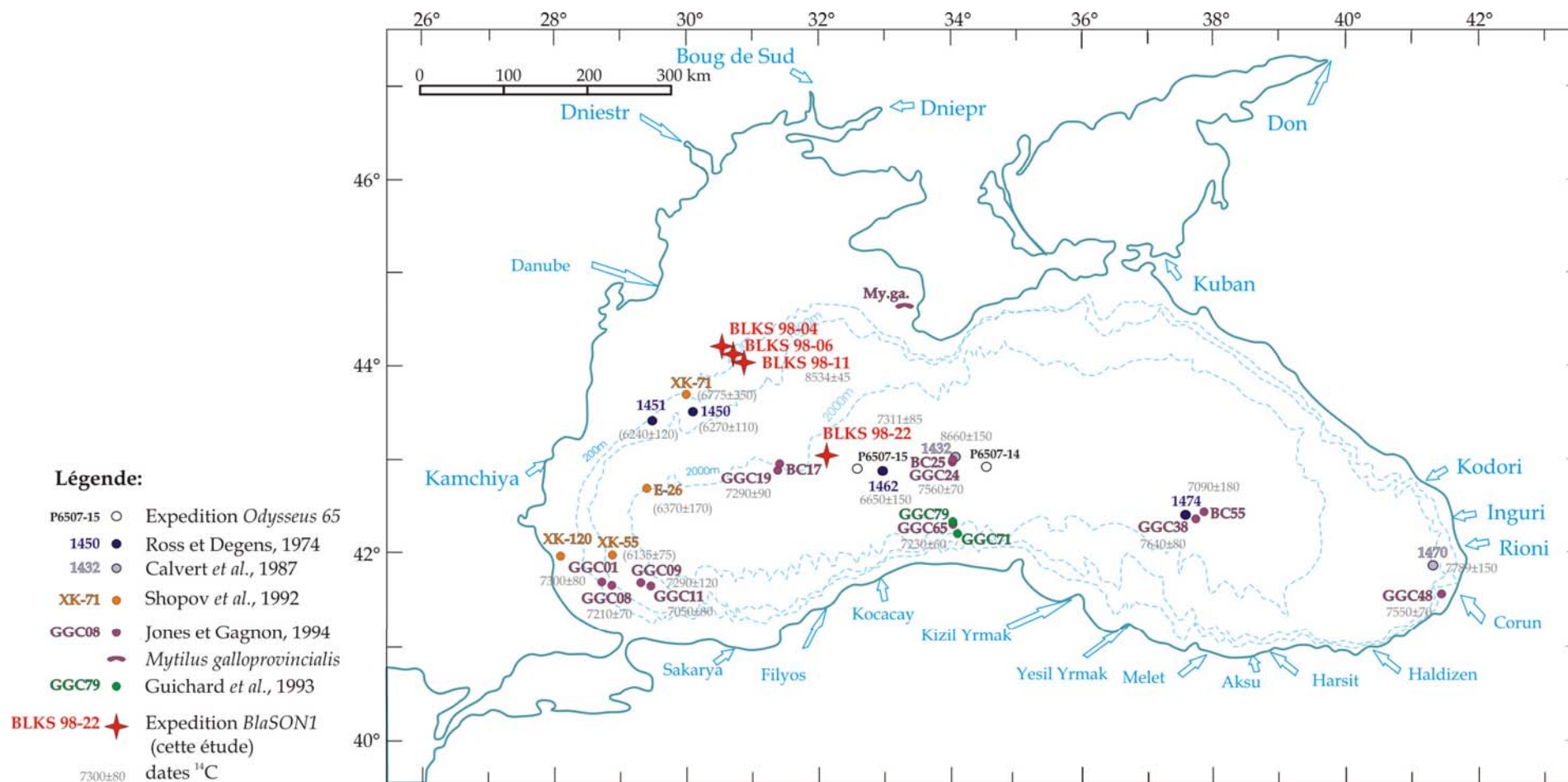
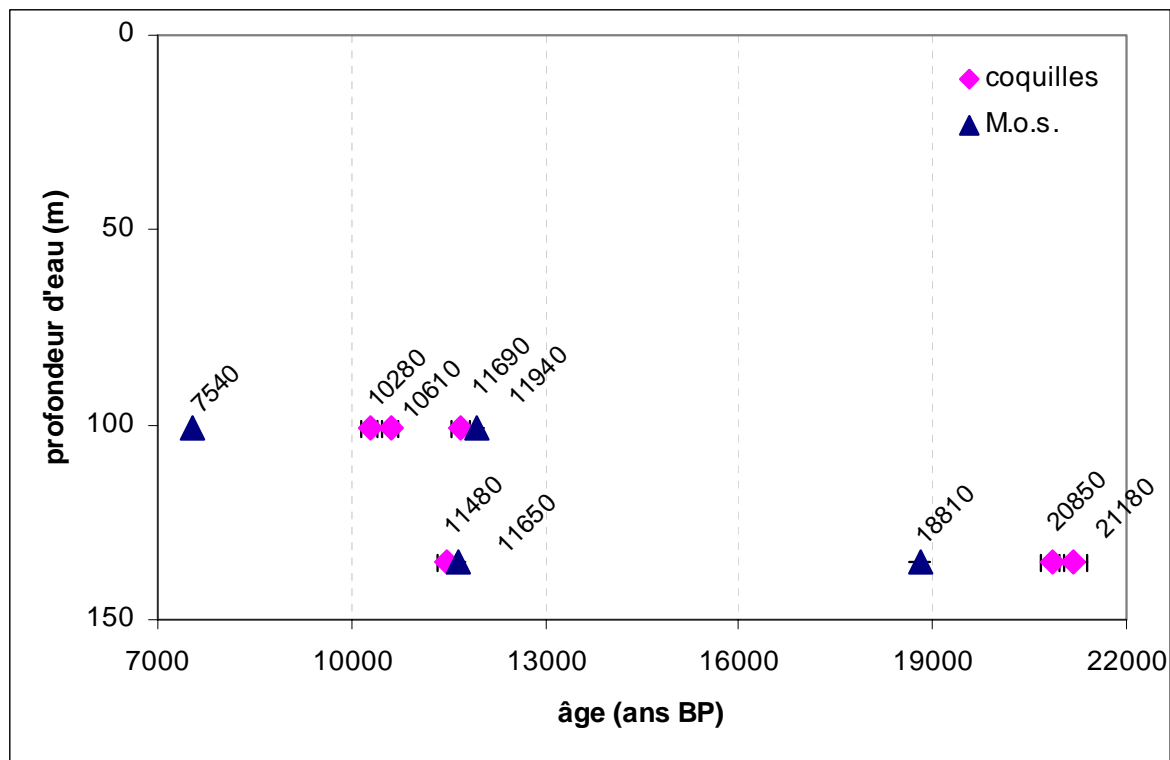


Fig. 2.23 Localisation des carottes de la littérature et de cette étude avec des datations ¹⁴C de la limite des unités II et III.



Représentation d'âges ^{14}C conventionnelles non corrigés des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 en fonction de la profondeur des échantillons dans la carotte. L'erreur 1 sigma est indiquée

Tout d'abord, on remarque que l'âge des deux coquilles de *Dreissena* de niveaux 10,5 et 26,5 cm est proche de 10000 ans (respectivement 10280 et 10610 ans). Cet âge est bien différent de celui de la matière organique du sédiment de ces niveaux : la différence étant de +2740 ans pour les niveaux 10,5 cm et de -1330 ans pour le niveau 26,5 cm. Mais, encore pour le niveau 26,5 cm, la différence entre l'âge d'une autre coquille (*Micromelania caspia*) et celle de la matière organique du sédiment est de -250 ans (pour une marge d'erreur de 1 sigma). En conséquence, on peut penser que les deux coquilles de *Dreissena* sont remaniées. Pour cette raison, nous n'avons pas utilisé l'âge de ces deux coquilles (en caractères italiques dans le **tableau 2.5**) pour établir la chronologie de nos faciès. L'âge correct de nos niveaux serait donc plus près de celui de la matière organique du sédiment.

La différence entre l'âge de carbonates de coquilles et l'âge de la matière organique du sédiment est (**Tab.2.5**):

- a) **Positive et grande** dans deux cas: les niveaux 10,5 cm de la carotte BLKS 98-04 et 44 cm de la carotte BLKS 98-06, où elle est en moyenne de ~2400 ans. Les coquilles de ces niveaux seraient remaniées.

- b) **Négative et petite** pour les niveaux 26,5 cm de la carotte BLKS 98-04, et 16 cm de la carotte BLKS 98-06. Cette différence entre l'âge des coquilles et celui de la matière organique du sédiment est respectivement de -250 et -170 ans, valeurs comprises dans la marge d'erreur de 1 sigma (**Tab.2.5**).

Les valeurs de la différence entre les âges obtenus sur les coquilles et ceux obtenus sur la matière organique étant tantôt positives et tantôt négatifs, nous ne pouvons pas tirer un loi générale de variation des âges ^{14}C et de déterminer la correction pour le détritique. Nous avons initialement prévu d'analyser de nombreux couples coquilles - MO associée, mais des difficultés de mesures fiables de la MO par l'accélérateur sont survenues pendant une longue durée lors de ce travail. Ce problème devant être résolu par l'équipe de la machine en question, il n'était pas de mon ressort.

De plus, compte tenu des valeurs obtenues pour les rapports C/N et $\delta^{13}\text{C}$, ces différences semblent ne pas être due à une influence détritique sur la matière organique du sédiment: le rapport C/N < 10 et les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ autour de -25‰ témoignent d'une origine algaire de la matière organique et d'une influence terrigène faible (voir le chapitre 3, **tableaux 4.3, 4.4** et **figs.4.12**). La même discussion est valable pour les niveaux plus profonds datés dans les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06.

D'un autre côté, si on applique uniquement une correction d'âge réservoir de 415 ans (selon Siani *et al.*, 2000) sur les coquilles, la différence entre les âges des coquilles et ceux de la matière organique augmente beaucoup. Cette augmentation peut-être soit une indication de la nécessité d'appliquer une correction détritique pour les âges obtenus sur la matière organique, soit une indication du fait que, pour le moment, les données ne sont pas suffisantes pour appliquer une correction avec certitude. Prenant en compte les données de la littérature, pour les niveaux datés sur la matière organique du sédiment nous pouvons appliquer la correction détritique de 580 ans calculée par Jones et Gagnon (1994).

On peut observer donc, qu'il y a une contradiction entre la signification des données isotopiques indiquant une absence de l'influence terrigène dans la matière organique des sédiments et les valeurs des âges obtenus après l'application des corrections de réservoir uniquement sur les âges des coquilles, correction qui a comme résultat l'augmentation de la différence d'âges entre les deux types de matériel. Ceci est imputable - soit au fait qu'une correction pour l'influence détritique des âges sur la matière organique est nécessaire, soit que nous ne disposons pas d'assez d'information actuellement pour appliquer des corrections. Cette seconde hypothèse est celle qui a été choisie ici.

Les différences entre les âges obtenus sur les coquilles et de la matière organique sont présentés dans le **tableau 2.5**. Nous avons ajouté une première proposition de correction pour chaque type de matériel. Puis un second calcul pour proposer un âge pour chacun des niveaux datés à partir des informations obtenues sur les coquilles et la MO. Les âges des ces niveaux sont obtenus en moyennant les valeurs (corrigées ou pas) obtenus sur du matériel différent.

Tableau 2.5 Différences entre les dates ^{14}C des coquilles et de la matière organique de sédiments (MO), obtenus pour 4 niveaux des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06. Les corrections utilisées sont : 415 ans d'âge réservoir pour les coquilles (d'après Siani *et al.*, 2000) et 580 ans pour la matière organique du fait de l'influence détritique (selon Jones et Gagnon, 1994). Les âges des niveaux 26,5 cm et 16 cm sont des moyennes des deux datations retenues pour chaque niveau. Les âges non retenus sont marqués en caractères italiques.

No	Carotte no.	Niveau (cm)	Type d'échantillon	Âges non corrigés (ans BP)	1 sigma (ans)	Différence coquille - MO	Ages corrigés (ans BP)	Âges des niveaux (ans BP)	
								non corrigés	corrigés pour le réservoir ou pour le détritique
1		10.5	<i>Dreissena</i>	10280	120				
2	BLKS 98-04		Matière organique du sédiment (MO)	7540	80	2740	6960±80	7540±80	6960±80
3			<i>Dreissena</i>	10610	130	-1330			
4		26.5	<i>Micromelania caspia</i>	11690	130	-250	11275±130	11815±115	11318±115
5			MO	11940	100		11360±100		
6		16	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	11480	140		11065±140	11565±130	11068±130
7			MO	11650	120	-170	11070±120		
8	BLKS 98-06		<i>Micromelania caspia</i>	21180	210	2370	20765±210		
9		44	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	20850	170	2040	20435±170		
10			MO	18810	160		18230±160	18810±160	18230±160

Pour les *carottes profondes* (>200m), nous ne disposons pas de paires d'analyses sédiment-coquille. Par conséquent, nous allons utiliser pour les corrections des données de la littérature. L'étude de Jones et Gagnon (1994) a prouvé le fait que les couples de datations sur la matière organique du sédiment et sur les carbonates totaux d'un même niveau peuvent être utilisés pour la détermination des corrections détritiques uniquement dans le cas des sédiments très récents de l'unité I. Pour les autres dates, les différences sont comprises dans un intervalle trop large (entre - 290 ans et +11250 ans) pour pouvoir aboutir à un résultat satisfaisant. Nous pensons donc qu'une approche complètement différente du sujet sera nécessaire, en tenant compte du changement dans le temps de la productivité des eaux de surface. Ces changements survenus lors de modifications de la salinité et du contenu de l'oxygène dans le bassin modifient le contenu du CO_2 dans les eaux de surface. Les estimations

de paléo-productivité des eaux ne sont pas des calculs faciles, surtout pour un bassin semi fermé à régimes changeants. Dans le cadre de cette étude nous allons utiliser les données de la littérature.

Jones et Gagnon (1994) et de Guichard *et al.* (1993) ont estimés des corrections applicables aux sédiments du bassin profond.

L'unité I, à coccolites, est constituée d'une alternance de microlamines noires et blanches. Les blanches sont principalement constituées de tests de coccolites déposées pendant le bloom du phytoplancton durant l'automne et le début de l'hiver. Les lamines noires correspondent au bloom des diatomées durant l'hiver et le début du printemps. Cependant, comme la plupart des diatomées sont dissoutes à l'interface eau-sédiment, ce qui reste dans les lamines noires est un mélange de matière organique et du matériel terrigène. **La présence de cet matériel terrigène dans le sédiment de l'unité I a été démontré par plusieurs auteurs (Deuser, 1972 ; Müller et Stoffers, 1974 ; Calvert et Fontugne, 1987). Il faut donc supposer que le matériel terrigène n'est pas constitué uniquement du carbone des carbonates, mais aussi du carbone organique des plantes terrestre. L'existence de pollen dans les sédiments de cette unité a été mentionnée (Degens *et al.*, 1970 ; Traverse, 1974). Selon notre opinion, cela constitue une preuve de l'influence détritique sur les âges obtenus pour la matière organique présente dans cette unité.**

La correction détritique correspondante, calculée par Jones et Gagnon (1994), est de 580 ans. Nous allons l'appliquer à nos données ^{14}C de l'unité à coccolites.

L'unité II à sapropèle est constituée de matière organique dont l'origine algale prépondérante marine a été démontrée par Calvert *et al.*, 1987 (étude du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$). Pourtant, Degens *et al.* (1970), Traverse (1974), Ross et Degens (1974), Hay *et al.* (1991), Atanassova et Bozilova (1992) etc., montrent que le sapropèle contient aussi beaucoup de matériel terrigène et du pollen. Dans le cadre de cette étude, nous avons observé aussi des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N indicatrices d'une origine algale marine du matériel organique, mais également un apport de matériel terrigène (voir le sous-chapitre 4.5). Une correction des âges tenant compte de l'influence du carbone détritique sera donc nécessaire.

Pour le sapropèle, la seule correction de réservoir calculée dans la littérature est celle de Guichard *et al.* (1993), de ~ 1280 ans. Les considérations présentées auparavant sur le possible vieillissement de cet âge réservoir par l'influence de la matière organique terrestre dans le matériel daté ainsi que le rajeunissement excessif des âges obtenus à la limite inférieure du sapropèle, nous font préférer la correction de 580 ans selon Jones et Gagnon (1994).

Pour l'unité III, il n'y a pas de valeur de correction de réservoir dans la littérature. Une estimation de cette correction n'étant pas possible à ce stade de l'étude, une solution acceptable sera d'utiliser la même correction détritique que celle utilisée pour les autres niveaux des carottes profondes. Même si cette unité a été déposée dans des conditions lacustres, très probablement dans un milieu oxygéné, il est peu probable qu'à des profondeurs plus grandes que 500 mètres le mouvement vertical des eaux ait été rapide. Le problème de l'influence terrigène est encore controversée. Tout d'abord Calvert et Fontugne, 1987 considèrent que l'influence terrigène n'est pas importante dans les sédiments lacustres car ces apports seront piégés près du continent. Dans cette étude, nous séparerons des faciès différents à l'intérieur de l'unité III avec des caractéristiques de la matière organique légèrement différents (voir le sous-chapitre 4.5). Par exemple, la matière organique du faciès S6 semble être principalement formée à partir d'algues lacustres tandis qu'une influence des plantes vasculaires flottantes ou de la dégradation du matériel organique peut-être observée pour le faciès S9. Afin d'avoir une indication sur l'ordre de grandeur de la correction que l'on peut appliquer, nous avons regardé dans la littérature les informations sur l'âge des eaux de fond de la Mer Noire, tout en sachant que l'âge et le temps de résidence des eaux de fond jouent aussi un rôle dans le vieillissement des eaux de surface. Östlund (1974) a calculé un temps de résidence moyen des eaux de fond de 935 ans. Les eaux profondes ont des âges variant de 1470 ans à des profondeurs >600 mètres et jusqu'à 2000 ans à plus de 1400 mètres (Östlund et Dryssen, 1986). Ceci est valable pour le système actuel de stratification des eaux. Pendant la période lacustre du bassin, quand la stratification des eaux était moindre ou inexistante, le temps de résidence des eaux était plus petit que 935 ans. L'application d'une correction inférieure à cette valeur est donc admissible. Pour toutes ces raisons, nous allons appliquer, pour les âges des sédiments lacustres, la même correction que les 580 ans utilisés pour les autres unités de carottes profondes.

Une des raisons pour laquelle nous avons essayé de corriger nos données était de comparer les âges des limites des unités sédimentaires à ceux de l'étude la plus complète sur ce sujet (Jones et Gagnon, 1994).

Cette discussion montre la grande difficulté d'apprécier les valeurs exactes des corrections applicables pour les âges des différentes unités sédimentaires. La preuve en est aussi que les âges publiés sont généralement conventionnels non corrigés. En conséquence, afin de pouvoir comparer nos données avec ceux de la littérature et aussi pour éviter de fausser nos données par des corrections plus au moins précises, nous utiliserons aussi des âges ¹⁴C conventionnels non corrigés.

2.5.2. Calcul des taux de sédimentation

Afin de pouvoir construire des échelles de temps pour nos carottes, nous avons estimé les taux de sédimentation pour les intervalles présentant des lithologies similaires (comme, par exemple, la partie supérieure du sapropèle).

Le calcul des taux de sédimentation a été effectué à partir des niveaux datés au radiocarbone. Dans le cas des intervalles sans datations, les taux de sédimentation ont été estimés : nous avons appliqué les valeurs obtenus sur les mêmes unités lithologiques ou sur des unités similaires des carottes datées. Cela a le mérite de conduire à une évaluation de l'âge des limites des unités I et II pour les carottes profondes : on y a effectué des datations à quelques centimètres de part et d'autre de ces limites. Les taux de sédimentation obtenus sont présentés dans le **tableau 2.6**. A partir de ce tableau, remarquons que :

- la période avant 18800 ans est caractérisée par un taux de sédimentation décimétrique, de 13 cm/1000 ans dans la carotte BLKS 98-22 ;
- pour les carottes situées sur la plate-forme continentale, le taux de sédimentation depuis 18800 ans et jusqu'à 7500 ans est de ~4 cm / 1000 ans. Dans les carottes profondes, entre 18400 ans et l'installation du sapropèle le taux de sédimentation varie selon la profondeur de la carotte, entre 6 et 21 cm/1000 ans (respectivement pour les carottes BLKS 98-22 et BLKS 98-11). Nous pouvons conclure que la période 18800-7300 ans est caractérisée par des taux de sédimentations compris entre 4 et 21 cm/1000 ans;
- dans les carottes profondes étudiées, la présence de turbidites⁵ avant la phase marine de la Mer Noire conduit à des taux de sédimentation d'environ un mètre par 1000 ans. Dans la carotte BLKS 98-11, un taux de sédimentation de ~118 cm/1000 ans pour l'intervalle 21610 – 17310 ans BP confirme la présence d'une coulée de sédiment. Pareillement, une valeur de ~59 cm/1000 ans (intervalle 25680 – 24000 ans) dans la carotte BLKS 98-22 correspond à des successions de cycles turbiditiques décrites par Popescu (2002);
- les taux de sédimentation dans les unités à sapropèle et à coccolites sont <10 cm/1000 ans (respectivement de 4 cm /1000 ans et de 2 cm/1000 ans). Ils concordent avec ceux calculés par Ross *et al.* (1970) et Ross et Degens (1974)

⁵ **Turbidite** n.f. [du lat. *turbidus*, trouble ; angl. *turbidite*] – couche de sédiments détritiques déposée en une fois par un courant de turbidité. Son épaisseur est de l'ordre de quelques décimètres, parfois un ou deux mètres, rarement plus. Sous sa forme la plus complète, une turbidite peut être décrite par la *séquence type de A. Bouma* qui comprend cinq intervalles, de bas en haut : A. grossier et granoclassée ; B. gréseux, fin et laminaire ; C : fin, convoluté ou ondulé ; D : silteux, fin et laminaire ; E : argileux. Cette séquence type est souvent incomplète, et l'examen des séries qui en sont formées (analyse séquentielle) donne des indications sur les conditions de la sédimentation : près ou loin de la source des apports.

pour des carottes situées à l'Ouest de la Mer Noire, mais ils sont plus faibles que ceux calculés ultérieurement par divers auteurs.

Tableau 2.6 Calcul des taux de sédimentation pour des intervalles des carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLKS 98-11 et BLKS 98-22. Âges conventionnels non corrigés.

Carotte	Intervalle (cm)	âge du niveau (ans BP)		cm séd. déposé	durée (ans)	taux de séd (cm/1000 ans)	Observations
		supérieur	inférieur				
BLKS 98-04	10,5-26,5	7540	11815	16	4275	3,7	
	26,5-29	11815	12440	2,5	625	3,7	discontinuité a 29 cm
BLKS 98-06	16-44	11565	18810	28	7245	3,9	
	44-46	18810	19328	2	518	3,9	discontinuité a 46 cm
BLKS 98-11	0-23	0	3467	23	3467	6,6	âge de limite de BLKS 98-22; unité I à coccolites : 0-23cm
	23-61	3467	8534	38	5067	7,5	
	61-64	8534	8590	3	56	53,4	unité II à sapropèle : 23-61cm
	64_250,5	8590	17310	186,5	8720	21,4	
	250,5-756,5	17310	21570	506	4260	118,8	
	64_756,5	8590	21570	692,5	12980	53,4	
BLKS 98-22	0-4,5	0	2600	4,5	2600	1,7	
	4,5-6	2600	3467	1,5	867	1,7	unité I à coccolites: 0-6 cm
	6-6,5	3467	3472	0,5	5	100,0	taux de sédimentation estimé, pour une turbidite
	6,5-23,5	3472	7000	17	3528	4,8	
	23,5-25	7000	7311	1,5	311	4,8	unité II à sapropèle : 6,5-25cm
	25-26,5	7311	7600	1,5	289	5,9	
	26,5-90	7600	18420	63,5	10820	5,9	
	90-143	18420	22660	53	4240	12,5	Taux de sédimentation estimé comme étant la moitié de celui de l'intervalle 90-229,5
	143-229,5	22660	24000	86,5	1340	58,9	143 cm changement de faciès, apparition des turbidites
	229,5-328,5	24000	25680	99	1680	58,9	turbidite

âges mesurés

âges calculés

Dans la littérature, les taux de sédimentations à l'échelle du bassin sont rarement en accord les uns avec les autres. Les causes de ces différences reposent sur la localisation des carottes analysées, sur la façon de calculer et même sur l'âge de la base des unités holocènes choisie par chaque auteur. Ces différences d'estimations des taux de sédimentation sont représentées dans le **tab.2.7**.

Ross *et al.*, (1970) ont montré que, du moins pour les derniers 3000 ans, dans la Mer Noire, il y a une zonation des taux de sédimentation: faibles (<10 cm/1000 ans) dans la partie ouest du bassin, augmentant au centre (10-30 cm/1000 ans) et vers le sud (à l'approche de la côte turque) jusqu'à >30 cm/1000 ans.

Les taux de sédimentations sont calculés différemment selon les auteurs: à partir des datations ^{14}C (Ross *et al.*, 1970, Ross et Degens, 1974; Glenn et Arthur, 1985; Calvert *et al.*, 1987) ou du comptage des varves (Degens *et al.*, 1978; Hay, 1988).

Les bases des unités Holocènes prises en considération sont : 1000 ans à la base de l'unité I pour Degens *et al.* (1978), Glenn et Arthur (1985) et Calvert *et al.* (1987) ou ~3000 ans pour Ross *et al.* (1970), Ross et Degens (1974) et Calvert *et al.* (1991). En ce qui concerne la base de l'unité II à sapropèle, elle est considérée à 5000 ans par Degens *et al.* (1978) et Glenn et Arthur (1985), tandis que pour Ross *et al.* (1970) et Ross et Degens (1974) elle est de 7000 ans.

Il existe très peu d'estimations des taux de sédimentation pour l'unité III : Deuser, 1972 et Ross et Degens, 1974 présentent des valeurs comprises entre 40 et 90 cm/1000 ans, tandis que Degens *et al.*, 1978 donne une valeur de 20 cm/1000 ans et Calvert *et al.*, 1987 un de 7,7 cm/1000 ans (**Tableau 2.7**).

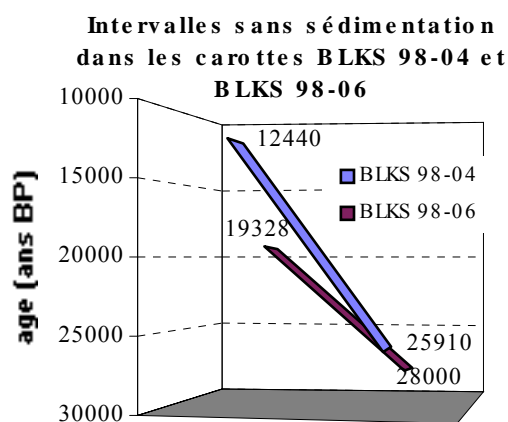
Tableau 2.7 Données sur les taux de sédimentation en Mer Noire selon les auteurs

Auteurs	Localisation/ profondeur d'eau	Carottes	Taux de sédimentation (cm/1000 ans)						Période	Méthode de calcul
			unité I	unité II	unité III	déglacia tion	glacia tion	turbid ites		
Ross <i>et al.</i> , 1970	Ouest du bassin		0-10						derniers 3000 ans	
	Centre et sud-est à >-2000m de profondeur	1462	10-30						derniers 3000 ans	datations ¹⁴ C
	Sud et est	1474	>30						derniers 3000 ans	datations ¹⁴ C
Deuser, 1972			10	10	40-80				80 cm/1000 ans pour la partie inférieure de l'unité III, 40 cm/1000 ans pour sa partie supérieure	
Ross & Degens, 1974	Centre ouest et est	1474; 1462; 1451; 1450	10	10	40-90				0-7000: unités I et II; 7000-min 25000: unité III	
Degens <i>et al.</i> , 1978	Basin profond >-2000m		30	10	20	1000		100	0-1000 ans : unité I aux coccolites; 1000-5000 ans : unité II à sapropèle	comptage des varves
	Pente continentale supérieure -470m	35	3 fois plus grande que dans le bassin profond							comptage des varves
Hsü, 1978	Sud-ouest, devant le Bosphore	Site 380 DSDP	10					90		
Schrader, 1979	Centre est / >-2000m	Site 379 DSDP	100							
Glenn & Arthur, 1985	Centre / -2248 m	1432	22	2,6					0-1000 ans : coccolites ; 1000-5000 ans : sapropèle	rapport de l'épaisseur de l'unité et son âge extrapolé
	Centre / -2179 m	1462	30	28						
	Est / -960 m	1470	40	39,3						
Calvert <i>et al.</i> , 1987	Centre / -2248 m	1432	25	15,5					base de l'unité A à 1000 ans BP	pentes âge/profondeur
	Est / -960 m	1470	38	21,5	7,7					
Hay, 1988	Centre et sud-ouest / -2050, -2160 et -470 m	5, 18 et 35	26	9						rapport entre l'épaisseur du sédiment et le numéro des couples de varves
	Centre / -2050 m	5	25,4						1004 ans, unité I	
	Centre / -2160 m	18	27,4	8,9					1168 ans, unité I	
Calvert <i>et al.</i> , 1991	centre est / -2087 m	BS4-9BC	15,9						0-3000 ans	
	Centre / -2218 m	BS4-14BC	15,8						0-3000 ans	
	Centre sud / -198 m	BS4-15BC	17						0-3000 ans	
Jones et Gagnon, 1994			20							
Arthur et Dean, 1998	Sud-ouest, près du Bosphore	GC01	33	16,2						
	SO, près du Bosphore	GC09	10,5	7,8						
	Sud-est centre	GC59	28	20,2						
	Sud centre	GC79	25	15,9						
	Sud centre	GC71	25	21,4						
	Centre	GC66	4,5	8,1						
Cette étude	Nord-ouest	BLKS 98-11	6,6	7,5	53,4					Datations ¹⁴ C
	Nord-ouest	BLKS 98-22	1,7	4,8	5,9			59		Datations ¹⁴ C

2.5.3 Chronologie proposée

a) âge des discontinuités

Pour les carottes BLKS 98-04 (profondeur 101 m) et BLKS 98-06 (profondeur 135 m), nous avons daté les sédiments de part et d'autre des discontinuités. L'âge de celles-ci est donc compris **entre 28000 et 19300 ans BP dans la carotte BLKS 98-06 et entre 25900 et 12400 ans BP dans la carotte BLKS 98-04**. L'intervalle de temps commun aux deux carottes et caractérisé par le manque des sédiments (dû à la non déposition ou à l'érosion) est compris entre 25900 et 19300 ans BP soit environ 6600 ans (voir l'image).



b) âges des limites des unités I et II

En ce qui concerne les unités I et II des carottes profondes, leurs âges sont déterminés par la datation de niveaux près des limites, puis par une extrapolation à l'aide des taux de sédimentation (Tab.2.6).

La base de l'unité II à sapropèle a 7311 ± 85 ans BP dans la carotte BLKS 98-22 (zone abyssale, à 2100 m de profondeur) et 8534 ± 45 ans dans la carotte BLKS 98-11 (piémont continental, à 500 m de profondeur), la moyenne de ces deux dates étant de 7923 ± 65 ans BP.

En comparant cet âge à celui de 7350 ± 80 ans BP (= 7540 ± 130 ans BP calendaire) calculé par Jones et Gagnon (1994) on obtient une différence de 573 ans. Toutefois, Jones et Gagnon, ont moyenné 9 valeurs obtenues sur la matière organique de sédiments dans des carottes des profondeurs variant entre 205 et 2195 mètres. L'intervalle de variation des âges obtenus est : 7050-7640 ans BP. La différence entre notre résultat et ceux obtenus par Jones et Gagnon est faible. Nous avons marqué les carottes où la base du sapropèle a été datée dans la littérature sur la **figure 2.23**. Nous pouvons observer que ces âges sont compris entre $<6135 \pm 75$ ans (Shopov *et al.*, 1992) et 8660 (Calvert *et al.*, 1987). Il s'agit d'âges conventionnels non corrigés. Dans le cas d'âges conventionnels, nos dates (7311 ± 85 ans BP et 8534 ± 45 ans BP) sont comprises dans l'intervalle des résultats publiés par ailleurs.

Cependant, une apparente diminution de l'âge du sapropèle vers le bassin profond peut être observée selon les données de Shopov *et al.* (1992). Ils datent des échantillons dans le sapropèle et obtiennent 6775 ± 350 ans dans une carotte à 520 m

de profondeur, 6135 ± 75 ans pour une carotte à 1430 m et 6370 ± 170 ans pour une carotte à 2165 m (**fig.2.23**). Ces carottes se trouvent dans la partie ouest de la Mer Noire, devant la Bulgarie, donc une plate-forme continentale identique celle que nous travaillons. Selon la description des carottes, les niveaux échantillonnés ne sont pas à la base du sapropèle, mais au-dessus, de 7 à 18 cm. Si on tient compte des taux de sédimentation de 4 cm/1000 ans dans le sapropèle, ceci peut augmenter l'âge de la base de quelques milliers d'années. Les valeurs atteignent alors environ 8600 ans, ce qui est similaires au résultat de la carotte BLKS 98-11.

Pour la **base de l'unité I** à coccolites, on obtient un âge d'environ **3467 ± 60 ans BP** dans la carotte BLKS 98-22. Cette date n'est pas éloignée de celle de 3450 ± 120 ans BP obtenue par Ross et Degens, 1974 et présente une différence de 317 ans par rapport à l'âge conventionnel de 3150 ans BP ($=2720 \pm 160$ ans BP calendaire) obtenu par Jones et Gagnon (1994) (**Fig.2.4**) en moyennant les niveaux datés de six carottes. Elles ont fourni des dates comprises entre 2810 et 3640 ans BP.

c) âges des faciès

Les âges des faciès sont synthétisés dans le **tableau 2.8**.

Tableau 2.8 Synthèse de faciès identifiés avec leurs âges

Faciès	Carottes	Âge (ans BP) ⁶	Observations	
M1	vase à <i>Modiolus</i>	BLKS 98-04 ; BLKS 98-06 ; BLCP 98-07	< 7500	similaire à L1 de Major <i>et al.</i> , 2002.
M2	vase à <i>Mytilus</i>	BLVK 98-01	En base : 6750 à 8660 ans	dates ¹⁴ C d'après Major, 2002
S1a	vase sableuse à débris de <i>Dreissena</i>	BLVK 98-01 ; BLKS 98-04 ; BLKS 98-05 ; BLKS 98-06 ; BLCP 98-07	<7500 à 12 000	similaire à S1a, sédiment plus fin, différence d'âge
S1b	vase à débris de <i>Dreissena</i>	BLKS 98-04 ; BLKS 98-06		
S2	alternance de sable fin - silt avec des granules et des lamines noirs, sans débris de coquilles	BLKS 98-05	>10 000	dates d'après Major, 2002 ; ressemble au faciès S4b
S3	sable fin à débris de <i>Dreissena</i> et à points noirs dispersés	BLKS 98-06	12 000 - 19 000	
S4a	vase sableuse à granules et lamines noirs	BLKS 98-04 ; BLKS 98-06	25 900-28 000	des minéraux lourds identifiés par l'analyse au microscope
S4b	sable fin à lamines noires et intercalations de vase sableuse	BLKS 98-06	>28 000	peut être une variante plus grossière du faciès S4a
S5	alternance « vase sableuse - sable fin »	BLKS 98-06	>28 000	
S6	vase à forte odeur de H ₂ S avec des niveaux de coquilles	BLCP 98-07 ; BLKS 98-07 ; BLKS 98-08 ; BLKS 98-09 ; BLKS 98-10	10 000 - 25 800	
S7	vase à rares débris de coquilles, à taches noires et à niveaux sableux	BLKS 98-07 ; BLKS 98-08	>25 800	ressemble au faciès S5
S8	vase très fine, homogène, sans coquille	BLKS 98-08	> 25 000	
M3	vase à coccolites	BLCP 98-09 ; BLCP 98-10 ; BLKS 98-10 ; BLKS 98-11 ; BLKS 98-22	Base à 3467±60	= unité I
M4	vase à sapropèle	BLCP 98-09 ; BLCP 98-10 ; BLKS 98-10 ; BLKS 98-11 ; BLKS 98-22	Base à 7923±65 ans (7311±85 dans BLKS 98-22 et 8534±45 dans BLKS 98-11)	= unité II
S9	vase colorée, sans organisation interne, à lamine et taches noires	BLKS 98-10 ; BLKS 98-11 ; BLKS 98-22	~7900-10000 (BLKS 98-10 : <10600 ans ; BLKS 98-11 : >8534 ans ; BLKS 98-22 : >7311 ans BP)	p. sup. unité III (selon Hay <i>et al.</i> , 1991) ou de l'unité 3 (selon Ross et Degens, 1974) ; faciès A4 (Popescu, 2002)
S10	vase très fine avec des bandes et des nodules noirs	BLKS 98-11 ; BLKS 98-22	~10000-19000	similaire au faciès S6, mais sans débris
S11	vase brune avec fissures et moins de granules noirs	BLKS 98-11	~19000-21500	
S12	vase fine à lamines de vase plus grossière	BLKS 98-22	~24000	faciès A5 de Popescu (2002)

⁶ Âge ¹⁴C conventionnel, non corrigé

2.6. Conclusion

Nous avons décrit en détail la lithologie des 12 carottes et nous avons identifié des faciès sédimentaires communs pour plusieurs d'entre-elles. Ces faciès marins ou lacustres sont différents selon la profondeur des carottes. Ils sont spécifiques pour les carottes peu profondes (<200 m) et pour celles qui sont profondes (>200 m).

35 datations ^{14}C , dans 7 carottes de diverses profondeurs, nous ont permis d'établir les âges des limites des unités sédimentaires et les âges des faciès. L'âge des bases des unités I et II est respectivement de 3467 ± 60 ans BP et 7923 ± 65 ans BP. Ceci est en accord avec les données publiées. Les âges des discontinuités identifiées dans les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 sont respectivement compris entre 25900 et 12400 ans BP et, entre 28000 et 19300 ans BP. Un intervalle de temps d'environ 6600 ans (entre 25900 et 19300 ans BP) est caractérisé par une absence de sédiment (non déposition ou érosion) dans ces deux carottes.

Les datations en parallèle de la matière organique de sédiments et des coquilles montrent des différences parfois importantes entre les âges obtenus sur les mêmes niveaux. Compte tenu du fait que ces différences sont parfois positives, parfois négatives, la valeur absolue de ces différences étant variable, nous en déduisons que certains coquilles étaient remaniées.

Toute la discussion sur la possibilité et l'utilité de l'application des corrections (de réservoir ou détritiques) des âges obtenus nous a prouvé la difficulté d'apprécier les valeurs exactes des corrections applicables pour les différentes unités sédimentaires de la Mer Noire. Un essai concernant nos données ^{14}C nous a permis de comparer nos dates avec celles de l'étude de Jones et Gagnon (1994). Comme la plupart des valeurs ^{14}C des travaux antérieurs sont conventionnelles non corrigées, nous allons utiliser dorénavant les âges ^{14}C conventionnels non corrigés.

Nos datations nous ont permis de calculer des taux de sédimentation conduisant à l'établissement des échelles de temps précises. Nous les utiliserons par la suite en examinant quelle est la distribution de divers paramètres mesurés dans le sédiment en fonction de l'âge. Les taux de sédimentation obtenus pour les unités I et II sont compris entre 1,7 et 6,6 cm/1000 ans pour l'unité I et entre 4,8 et 7,5 cm/1000 ans dans l'unité II. Ces valeurs sont généralement en accord avec les données de la littérature. Les taux de sédimentation de l'unité III est peu documenté. Les valeurs que nous avons obtenues sont comprises entre 5,9 et 53,4 cm/1000 ans.

Chapitre 3. Carbonates

3.1. Problèmes à résoudre

3.2. Les carbonates dans le milieu aquatique

3.2.1. Constituants minéraux des carbonates

3.2.2. Dépôts des carbonates marins

Distribution et composition

Systèmes de dépôt

Processus sédimentaires marins

La diagenèse

3.2.3. Sédiments carbonatés dans les eaux stratifiées

3.3. Méthode

3.4. Résultats

3.5. Discussion et interprétation

3.5.1. Les carbonates dans les sédiments récents de la Mer Noire

3.5.2. Corrélation des carottes et comparaison avec les données de la littérature

3.6. Conclusions

Chapitre 3. Carbonates

3.1. Problèmes à résoudre

La nécessité d'une étude détaillée de la variation des taux des carbonates le long des nos carottes sédimentaires s'est révélé assez tard dans le cadre de cette étude. Elle est devenue évidente quand nous avons remarqué une tendance à une corrélation entre les propriétés magnétiques des sédiments et leur taux de carbonates, et aussi une similitude des allures des courbes de carbonates des diverses carottes. Des carbonates peuvent aussi contribuer à clarifier le problème de corrélation de divers 'épisodes' dans le bassin de la Mer Noire et à l'amélioration de la chronologie, compte tenu de la sensibilité des dépôts carbonatés aux changements climatiques et aux caractéristiques du milieu aquatique (température, pression, taux d'oxygène ou l'anoxie, stratification des eaux).

3.2. Les carbonates dans le milieu aquatique

Le terme 'carbonates' se réfère à tous les sédiments où les roches sédimentaires composés principalement de CaCO_3 et/ou $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Malgré leur formule chimique simple, les roches carbonatées présentent des textures très différentes.

Les sédiments de ce type se forment et s'accumulent dans des milieux très différents (**Fig.3.1**). Malgré le fait qu'ils soient associés plutôt aux mers tropicales peu profondes (**Fig.3.2**), les sédiments carbonatés peuvent se former aussi dans les océans, les lacs, les cavernes et dans les sources d'eau froide ou chaude. Les animaux et les plantes sont importants pour la formation de ces sédiments du fait de l'apport de leurs squelettes calcaires, la favorisation de la précipitation par la modification de l'environnement local, par le piégeage et la fixation des sédiments.

3.2.1. Constituants minéraux des carbonates

Le *carbonate de calcium* solide, CaCO_3 , existe en trois structures différents (polymorphes) : **calcite** (système trigonal), **aragonite** (système orthorhombique) et **vaterite** (système hexagonal). La vaterite est extrêmement rare. L'aragonite est un composant commun des sédiments carbonatés malgré le fait qu'il soit métastable aux basses températures et pressions de la surface de la Terre. Dans le temps, l'aragonite



Fig. 3.1 Milieux de dépôt des carbonates

(A) Milieu marin avec un récif marginal qui sépare le 'forereef' de la lagune - Ile Caicos;
 (B) Source thermique avec des dépôts des carbonates formés de cristaux dendritiques de calcite - vallée du rift du Kenya ; (C) Milieu lacustre avec des oncoïdes géantes (20-30 cm) dans la formation de l'holocène moyen Galana-Boi du lac Turkana, Kenya ; (D) Milieu lacustre avec des colonnes de tuf formés autour des trous de l'orifice de sources d'un fond de lac ; les colonnes sont formés quand le niveau du lac était plus haut qu'aujourd'hui (la plus haute colonne a env. 5 mètre) - Lac Mona, Californie ; (E) Milieu d'une grotte, avec des stalactites formées de la calcite - Cristal Cave, Bermuda (d'après Jones, 2004)

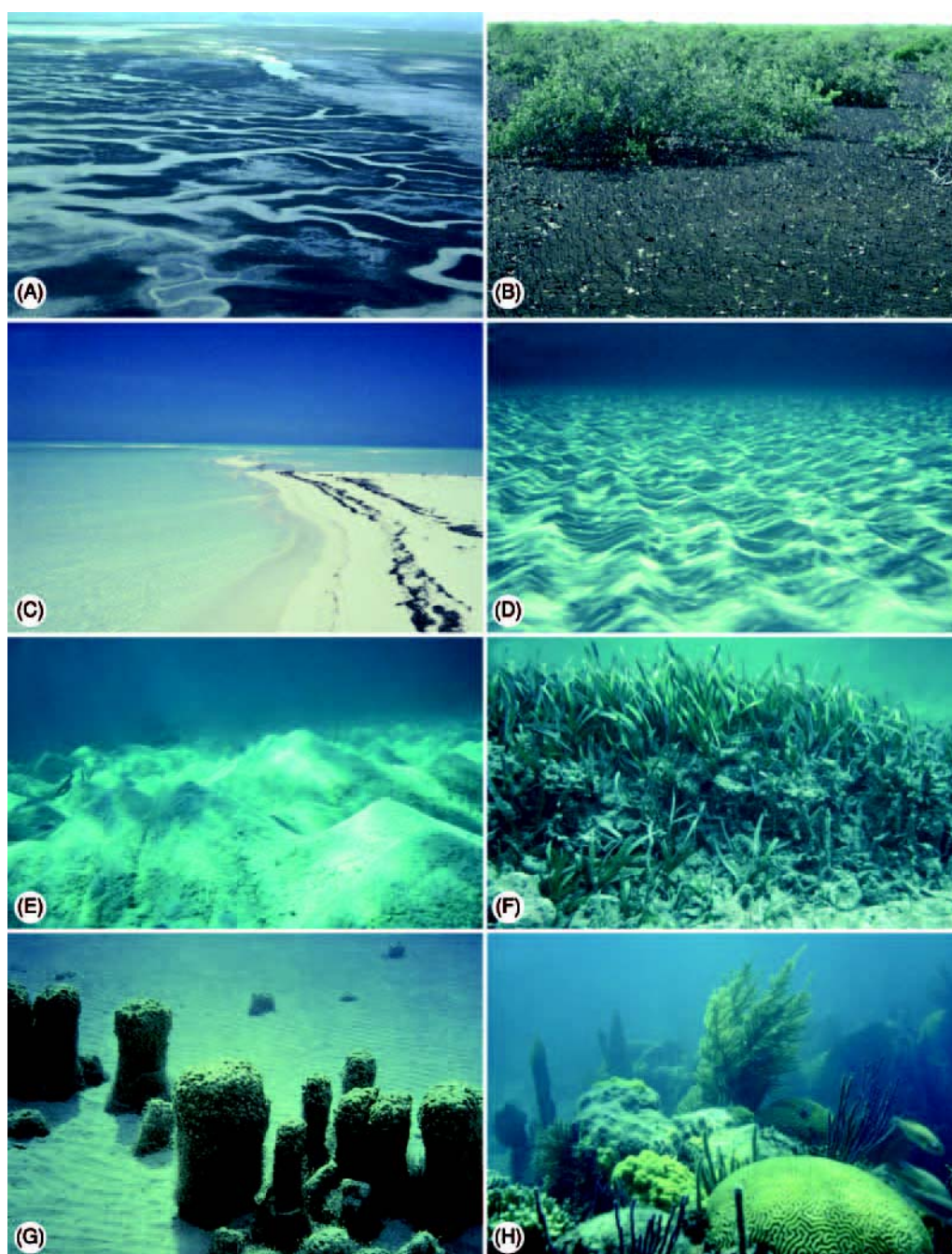


Fig. 3.2 Milieux marins avec dépôts de carbonates.

(A) Plaines intertidales et supratidales coupées des nombreux cours d'eau - Ile Caicos ; (B) Plaine intertidale recouverte d'une forte épaisseur d'algues et de mangroves - Ile Caicos ; (C) Plage et plaine infratidale couvertes de sables avec des ooïdes - Joulters Key, Bahamas; (D) Fond de mer peu profond infratidal couvert de sables ridés avec des ooïdes - Joulters Key, Bahamas; (E) Sables de lagune avec des monticules créés par les crevettes fouisseuses *Callinassa* ; profondeur d'eau env. 6 m - East Sound, Grand Caïman ; (F) Lagune peu profonde avec *Thalassia* (herbe marine) ayant des racines profondes qui piègent le sédiment; profondeur d'eau env. 0,6m - Lagune Pease Bay, Grand Cayman ; (G) Lagune avec des Stromatolites croissant sur le fond de la mer; colonnes de ~1 m de hauteur - Shark's Bay, Australia ; (H) Petit récif formé de coraux et d'autres organismes; profondeur d'eau env. 5 m - près de North Rock, Bermuda (d'après Jones, 2004)

se transforme en calcite, le polymorphe plus stable, par des processus qui restent peu connus.

Le *dolomite*, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, un composant commun des roches carbonatées, se forme typiquement par la transformation du calcaire. La calcite et la dolomite sont toutes les deux prédisposées aux substitutions isomorphes. Le magnésium remplace en général le calcium de la calcite et produit de la *calcite magnésienne*. La calcite avec <4 moles% MgCO_3 est désignée comme de la calcite magnésienne avec peu de Mg (LMC = low magnésium calcite), alors que la calcite avec >8 moles% MgCO_3 est dénommée calcite ayant beaucoup de Mg (HMC = high magnésium calcite). D'une manière similaire, le Fe remplace le Ca ou le Mg dans la calcite et la dolomite pour produire de la calcite ferreuse (ferroan calcite) ou de la dolomite ferreuse. Ces substitutions sont importants parce qu'elles affectent les réseaux cristallins et ont un rôle important sur la solubilité et la recristallisation de ces minéraux pendant la diagenèse (Jones, 1994).

3.2.2. Dépôts des carbonates marins

Distribution et composition

Plusieurs minéraux différents peuvent être précipités dans les eaux marines en fonction des conditions locales. L'eau de mer contient beaucoup de sels, mais dans des conditions d'augmentation de la température, CaCO_3 est un des principaux composants qui précipite en tant que calcite ou aragonite. Dans les océans modernes les sédiments carbonatés ont le potentiel de se former et de s'accumuler partout où la profondeur de l'eau est plus faible que le *niveau de compensation des carbonates*¹ et où il y a très peu ou pas d'apport de sédiments siliceux. Dans les zones où sont introduites des grands volumes de sédiments siliceux (*e.g.*, à l'embouchures des fleuves), les sédiments carbonatés qui se forment à des taux beaucoup plus faibles, seront si masqués qu'ils sembleront inexistantes. Des zones étendues d'accumulation des sédiments carbonatés sont : les eaux peu profondes des plateformes continentales (typiquement <30 m de profondeur) qui reçoivent peu ou pas de sédiments siliceux, ou les bancs isolés entourés d'eaux océaniques profondes. Dans les océans, **la minéralogie des sédiments carbonatés est déterminée par la température et la pression de l'eau**. Ainsi, l'aragonite prédomine dans les sédiments qui se forment

¹ **Niveau de compensation des carbonates** (ou profondeur de -) (angl. *Carbonate compensation depth*, abrev. CCD) - profondeur à partir de laquelle on ne trouve plus des carbonates dans les dépôts marins, ceux-ci étant dissous dans ces conditions de température et pression. Elle est variable selon les conditions locales, le taux de sédimentation, la productivité en carbonates de la tranche d'eau sus-jacente, et est aujourd'hui de l'ordre de 4500 à 5000 m. Il semble qu'elle ait varié considérablement dans le passé. Au-dessous de cette profondeur, on ne trouve guère que des argiles des grands fonds sauf si, par exception, il y a apport de débris calcaires ou siliceux. On parle aussi parfois de niveaux de compensation pour l'aragonite et pour la silice (d'après le Dictionnaire de Géologie - Foucault et Raoult, 2000). Pour les bassins avec des eaux stratifiés comme la Mer Noire, la situation est bien différente, le niveau de compensation de carbonates coïncidant avec l'interface $\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ et la thermo-halocline (Degens et Stoffers, 1976).

dans les mers tropicales tandis que la calcite prédomine dans les eaux tempérés et les eaux plus profondes et plus froides de zones tropicales (Jones, 2004).

Systèmes de dépôt

Les carbonates marins se déposent typiquement sur une plateforme qui se développe quand les sédiments s'accumulent dans une zone de subsidence. Ces systèmes de dépôt s'appellent en général plateformes ou bancs carbonatés (angl. carbonate shelf) et ils couvrent des centaines de kilomètres carrés. Une plateforme carbonatée a une partie continentale d'un côté et les eaux océanique profondes de l'autre côté tandis qu'un banc est entouré par les eaux océaniques profondes.

La plupart des sédiments carbonatés se forment en général dans la partie peu profonde, éclairée, de la plateforme continentale. Les conditions y sont idéales pour la précipitation des sédiments carbonatés directement à partir de l'eau de mer et pour le développement des animaux et des plantes à l'origine de l'aragonite et/ou avec des squelettes de calcite (**Fig.3.2** – F, G et H). La plupart des sédiments restent à l'endroit où ils ont été formés ou proche de celui-ci. Néanmoins, les vagues et les courants peuvent déplacer le sédiment vers le continent, dans les plaines intertidales ou supratidales, ou bien vers le bassin profond.

Les **facteurs** essentiels pour la formation des carbonates incluent la profondeur, la température et la circulation de l'eau, l'oxygénation, la salinité et la pénétration de la lumière. En particulier, ces paramètres contrôlent et influencent fortement la croissance et le développement des plantes et des animaux contenant des squelettes calcaires qui vont entrer dans la composition du sédiment. Les eaux peu profondes, bien oxygénées, chaudes, de salinité normale sont, par exemple, idéales pour la croissance de la plupart des plantes et des animaux (par exemple : les algues calcaires, les coraux, les bivalves et les gastéropodes). Inversement, beaucoup de plantes et d'animaux ne peuvent pas survivre dans les eaux aux salinités trop faibles ou trop élevées, trop froides ou trop chaudes, ou avec une faible circulation. Des conditions environnementales défavorables ont comme résultat la formation de biota composé des nombreux individus appartenant à peu de taxa. D'une manière similaire, la pénétration de la lumière joue un rôle majeur dans le contrôle de la distribution des plantes (*e.g.*, algues calcaires et *Thalassia*) ou des animaux (*e.g.*, coraux) qui ont une relation symbiotique avec les plantes (*e.g.*, algues).

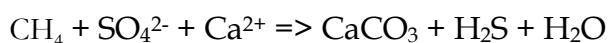
Les microorganismes jouent un rôle déterminant dans la sédimentation des carbonates surtout par la construction des stromatolithes (**Fig.3.2 G**), par le piégeage et la stabilisation du sédiment sur le fond de la mer ou par leur rôle de sites de

nucléation pour la précipitation de l'aragonite et/ou de la calcite (d'après Jones, 2004).

La sédimentation dans les systèmes marins est un processus dynamique qui est finalement contrôlé par l'équilibre entre la subsidence du fond du bassin, la sédimentation et les variations du niveau de la mer. La formation des carbonates va continuer à fonctionner le temps que les conditions favorables à la croissance des plantes et d'animaux seront maintenues. Une augmentation rapide du niveau de la mer, quelque soit sa cause, va fermer l'usine à carbonates et, dans les cas extrêmes, va inonder la plateforme. D'une manière similaire, une diminution du niveau de la mer peut affecter profondément le système de dépôt par l'exposition des récifs et par l'augmentation des plaines tidales, avec des conditions infratidales moins favorables à la croissance des plantes et des animaux (d'après Jones, 2004).

Processus sédimentaires marins

Un processus très important de formation des carbonates dans les sédiments marins profonds est lié à la présence **des accumulations de méthane**. Les émissions de ce gaz forment des volcans de boue sur le fond de la mer et favorisent aussi la formation des structures carbonatées microbiennes dans ces zones. L'oxydation anaérobie de méthane avec les *Archaea*² et les bactéries sulfato-réductrices en tant que médiatrices, a comme résultat la formation des carbonates et des sulfures (Nauhaus *et al.*, 2002, cité dans Michaelis *et al.*, 2002). La formation d'un milieu alcalin favorise la précipitation des bicarbonates dérivés du méthane selon la réaction :



C'est le cas de la partie nord, nord-ouest et centrale de la Mer Noire, où il y a des centaines de sources actives avec fuites de gaz (gas seeps) à des profondeurs de 35 à 2070 m (Ivanov *et al.*, 1991, Polikarpov *et al.*, 1992, Shniukov *et al.*, 2003 cités dans Gulin *et al.*, 2003). Associées à ces fuites de méthane, on trouve des structures carbonatées, telles des cheminées, hautes de 1 à 4 m, formées dans les eaux toujours anoxiques de la Mer Noire, jusqu'à des profondeurs de 2124 m (e.g., Simonov et Altman, 1991, cité dans Gulin *et al.*, 2003) (**Fig.3.3**). Comme ces structures carbonatées n'ont pas été trouvées dans les eaux oxygénées, il est supposé que les constructions microbiennes carbonatées de la Mer Noire sont le résultat de l'oxydation

² *Archaea* est un groupe majeur d'organismes similaires aux bactéries. Elles ont été décrites au début dans des environnements extrêmes, mais depuis, elles ont été trouvées dans tous les habitats. La plupart des *Archaeans* vivent dans des environnements extrêmes: des températures très hautes, souvent au-dessus de 100°C (comme par exemple dans les geysers), à des températures très basses, ou dans des eaux très salines, acides, alcalines ou anoxiques. Parmi les divers types d'*Archaea*, il y a le subtype des *methanogenes* qui produisent du gaz méthane en tant que déchet de la 'digestion', ou du processus de la production d'énergie

microbienne anaérobie des fuites de méthane des sédiments (Ivanov *et al.*, 1991, Polikarpov *et al.*, 1992, cités dans Gulin *et al.*, 2003).

La diagenèse

La diagenèse des carbonates est influencée par leur grande réactivité aux changements de température et de

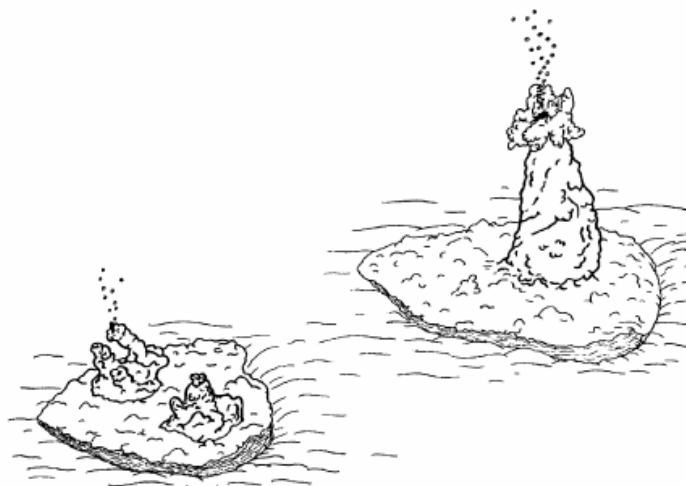


Fig.3.3 Structures carbonatées associés aux émissions de méthane dans les sédiments (d'après Gulin *et al.*, 2003)

pression, particulièrement

en présence de grandes quantités d'eau. La dissolution, la céméntation, l'inversion, la recristallisation et le remplacement, qui sont en général conditionnés par les changements de pression et de température, peuvent conduire au changement complet des sédiments carbonatés et des calcaires. La diagenèse des carbonates va commencer sur le fond de la mer et va continuer jusqu'à l'enfouissement du sédiment à des profondeurs où débute le métamorphisme.

La diagenèse sur le fond et le long de la côte implique, typiquement, la précipitation de ciment d'aragonite et/ou de calcite directement à partir de l'eau de mer. Une fois exposées dans les zones d'eau très peu profonde, ces séquences carbonatées sont prédisposées à des changements. Le climat joue un rôle primordial parce que la diagenèse la plus intense des carbonates a lieu quand des grandes quantités d'eau s'écoulent sur les roches, sous des conditions de hautes températures. Ainsi, les roches carbonatées situées dans des climats chaudes et humides ont tendance à subir une diagenèse plus rapide que celles situées dans des climats froides et secs (d'après Jones, 2004).

3.2.3. Sédiments carbonatés dans les eaux stratifiées

La stratification des eaux, dans les lacs, les mers comme la Mer Noire et les océans, provoque l'installation de conditions d'anoxie en dessous de la pycnocline³. Le sédiment déposé va enregistrer ces changements.

³ **Pycnocline** [du gr. *Puknos*, dense, et *klinein*, s'incliner; angl. *pycnocline*] = niveau de l'océan où l'eau présente, vers le bas, une brusque augmentation de densité (d'après le Dictionnaire de géologie - Foucault et Raoult, 2000)

Partant de l'idée que les propriétés physico-chimiques de milieux oxygénés et réducteurs sont inscrites dans la couche d'eau qui délimite les zones oxygénées/anoxiques, Degens et Stoffers (1976) ont étudié cette interface pour la Mer Noire et quelques lacs du rift Est Africain. Dans ces cas, l'interface est représentée par une thermo-halocline^{4,5}.

Le mécanisme et les taux d'échange moléculaire à travers une thermo-halocline bien développée ont été étudiés en détail (Craig, 1969 ; Spencer et Brewer, 1971 ; Brewer et Spencer, 1974 cités par Degens et Stoffers, 1976). L'advection verticale et la diffusion vont déplacer l'eau profonde à travers la limite de densité, vers la surface. En contrepartie du gradient d'advection ascendant il y a un gradient de diffusion descendant de l'oxygène. Ces deux flux opposés vont générer un potentiel redox important dans un segment étroit de la colonne d'eau. En réponse à ce gradient d'Eh, certains éléments et minéraux seront réduits ou oxydés, et, respectivement, précipités ou dissous. En échange, des minéraux peuvent se former, mais en descendant à travers un gradient d'Eh, ils seront à nouveau dissous. En fonction de la vitesse de cette réaction et des conditions hydrographiques générales, le processus de précipitation et de dissolution peut continuer indéfiniment et peut conduire à des concentrations importantes des certains éléments et minéraux près de la pycnocline.

Si l'interface baisse rapidement, une minéralisation presque spasmodique va se produire dans la couche de surface, ayant comme résultat une précipitation massive d'une série des minéraux. Au contraire, une ascension de l'interface va provoquer la dissolution des ces minéraux. Il est important de noter que tous les carbonates y compris la dolomite et la sidérite vont se dissoudre s'ils sont exposés aux environnements très réducteurs.

Dans les sédiments marins actuels, la précipitation chimique des carbonates de calcium ou des dolomites est pratiquement inexistante. Les carbonates marins récents sont principalement d'origine biogène. Les foraminifères calciques et les vases à coccolites (angl. Oozes) couvrent des zones étendues du bassin profond, tandis que les coquilles se trouvent dans certains milieux d'eaux peu profondes. La

⁴ **Thermocline** = zone entre les eaux froides profondes des océans et les eaux chaudes de surface. Dans la zone de la thermocline, la température enregistre des variations importantes. Dans la zone de surface, où les eaux sont en permanence en mouvement, et dans les zones profondes, où il n'y a pas des sources de chaleur, la température est en général uniforme. (http://www.jason.oceanobs.com/html/general/glossaire/t_uk.html)

⁵ **Halocline** = très fort gradient vertical de la salinité. Lorsque la salinité (avec la température) influence la densité de l'eau de mer, un rôle dans la stratification verticale. L'eau à salinité faible (avec une densité faible) 'flotte' au dessus de l'eau plus dense à salinité haute. La magnitude du gradient de densité résultant a un rôle important dans le mélange vertical des eaux. Un gradient fort de salinité va résister au mélange tandis qu'un gradient faible se mélange plus facilement.

distribution des 'oozes' calcaires est contrôlée par le niveau de compensation des carbonates et par quelques autres facteurs qui déterminent les taux de dissolution (Plummer et Wigley, 1976 cité par Degens et Stoffers, 1976). Par contraste, le sable et les argiles sont des faciès typiques dans les dépôts modernes d'eau peu profonde.

Degens et Stoffers (1976) montrent dans leur étude que dans les bassins d'eaux toujours stratifiés, **les carbonates précipitent dans les eaux oxygénées peu profondes, et ils sont dissous dans les eaux anoxiques profondes**. L'advection verticale et la diffusion vont renvoyer les espèces minérales dissoutes dans les eaux oxygénées. Cependant, une minéralisation plus importante dans la zone euphotique est obtenue dans le cas d'une baisse de l'interface O₂-H₂S.

Dans les périodes oxygénées, la distribution du sédiment dans la mer profonde ressemblera à celle de l'océan actuel, tandis que dans les périodes à H₂S le sapropèle va apparaître et les 'oozes' calcaire et les marnes présenteront des phases de dissolution. Ce processus peut aller jusqu'au développement d'un hiatus et l'accumulation des espèces chimiques dissoutes dans les eaux profondes. Dans le bassin profond, des saumures peuvent s'accumuler. Les processus d'upwelling et de renversement des masses d'eau causeront la libération de ces substances et la formation des phosphorites, des carbonates et des oxydes et hydroxydes de Fe et Mn (Degens et Stoffers, 1976).

3.3. Méthode

Nous avons obtenu les taux de carbonates de nos sédiments après un traitement de décarbonatation lente, nécessaire dans le cas d'une analyse ultérieure des échantillons pour les taux de carbone organique, de $\delta^{13}\text{C}$ et d'azote. Il s'agit d'un traitement de plusieurs jours à l'acide chlorhydrique faiblement concentré (0,3 N) afin que la matière organique ne s'hydrolyse pas.

3.4. Résultats

Nous avons analysés 173 niveaux, de 6 carottes. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire LSCE de Gif-sur-Yvette et à *GEOECOMAR* - Bucarest. Afin d'avoir une image plus complète nous avons tenu compte des 57 niveaux de la carotte BLKS 98-22 analysés par Popescu (2002) à *GEOECOMAR* - Constanta et les taux de carbonates de la carotte BLKS 98-10, analysés par Major (2002) à L.D.E.O. - Columbia University. Il faut remarquer que, pour ces deux carottes, la méthode de décarbonatation a été différente de celle employée dans le cadre de cette étude. La décarbonatation a été plus rapide et les taux de carbonates sont, généralement, moins élevés que ceux

obtenus par la décarbonation lente utilisée pour cette étude. Malgré cela, l'allure des courbes ne change pas beaucoup.

Carottes peu profondes : BLKS 98-04 et BLKS 98-06

Pour les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06, les mesures montrent des valeurs assez stables sous les discontinuités et une augmentation progressive au-dessus (**Tab. 3.1; Fig. 3.4**). Ceci est logique, puisque la quantité de débris de coquilles augmente dans le même sens (description lithologique dans **l'annexe 1**). Si au dessous de celle-ci, les valeurs de carbonates sont en moyenne de 20-30 % (min. 17,9%, max. 51%), au-dessus de la discontinuité les valeurs augmentent et aboutissent à 63 % du sédiment. On observe une augmentation de l'importance des débris de coquilles qui deviennent dominantes dans le sédiment à env. 10 cm de la surface des carottes.

Les symboles des faciès (S1 à S5) définis dans le chapitre antérieur sont aussi indiqués dans la **figure 3.4**. Nous remarquons que les carottes en question ont seulement deux faciès communs : S1 (a et b) et S4, où les caractéristiques des paramètres analysés sont bien similaires. Nous allons décrire ces paramètres pour chaque faciès.

Les carbonates varient entre 21,8 et 51 % dans le *faciès S5*, entre 18 et 26,7 % dans le *faciès S4b* (ceux-ci sont présents seulement dans la carotte BLKS 98-06). Dans le *faciès S4* (présent dans les 2 carottes en dessous de la discontinuité) ils varient entre 19,8 et 29%. Le *faciès S3* présente des valeurs similaires aux faciès décrits antérieurement, entre 23,8 et 26,6%. L'augmentation importante des valeurs est enregistrée dans les *faciès S1*, particulièrement dans le *S1a* où les valeurs atteignent leurs maxima de 61-63%.

Carottes profondes : BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11 et BLKS 98-22

Les valeurs des taux de carbonates de ces quatre carottes sont présentées dans le **tableau 3.1**. La variation de ces paramètres, tout comme les faciès présents le long des carottes sont visibles dans la **figure 3.5**.

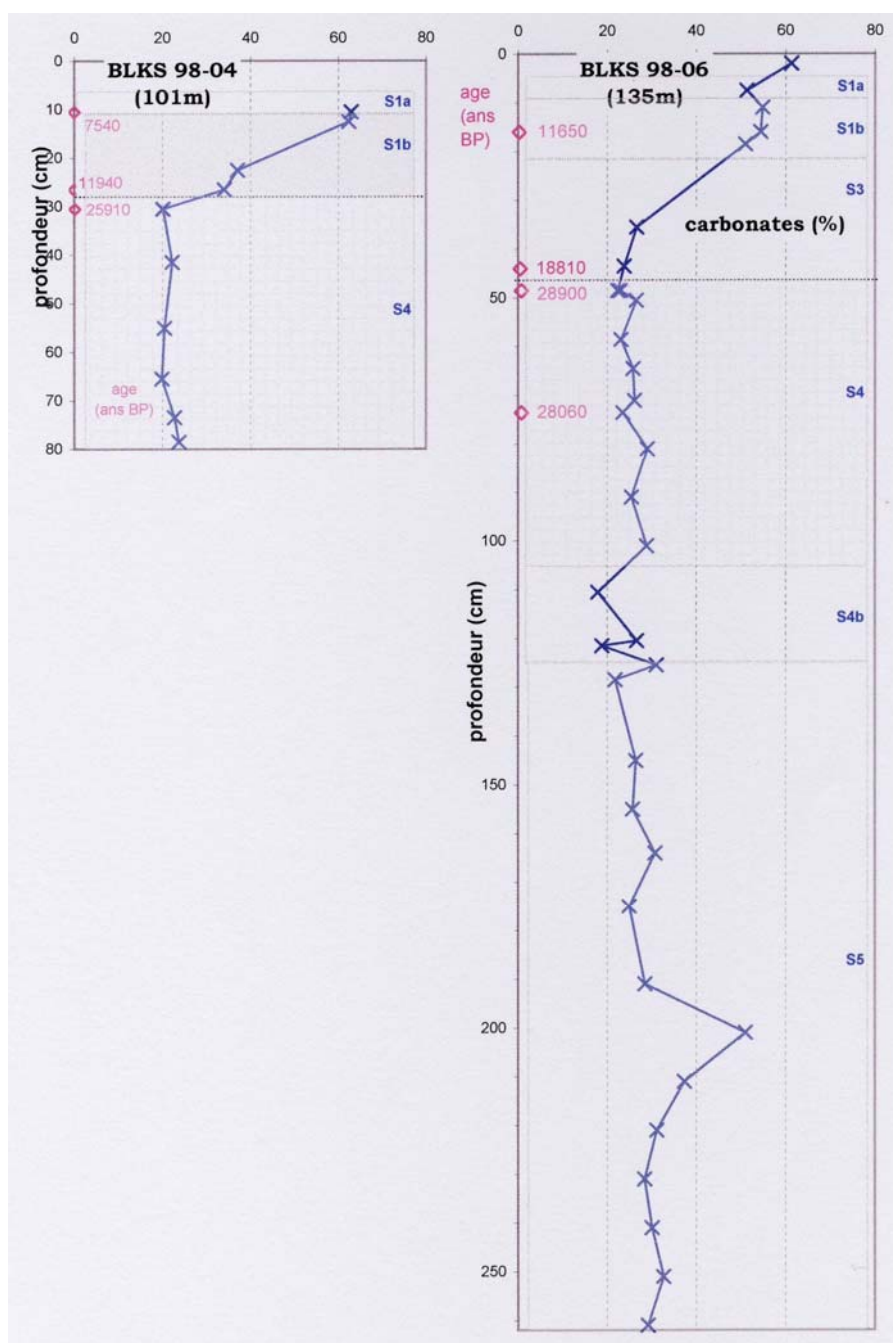


Fig.3.4 Taux de carbonates, faciès et âges pour les carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06

Nous avons déjà identifié, dans le 2-ème chapitre, les faciès de pente continentale et de plaine abyssale : S6, S9, S10, M3 et M4 (voir la **figure 2.6b** et **c**). Nous allons décrire le comportement des taux de carbonates pour chaque faciès.

Les carbonates des *faciès* S6 et S10 (présents dans les carottes BLKS 98-09 et BLKS 98-10) ont des valeurs relativement constantes : aux environs de 20% pour la carotte BLKS 98-09 et de 10% pour la carotte BLKS 98-10 (à l'exception de la partie

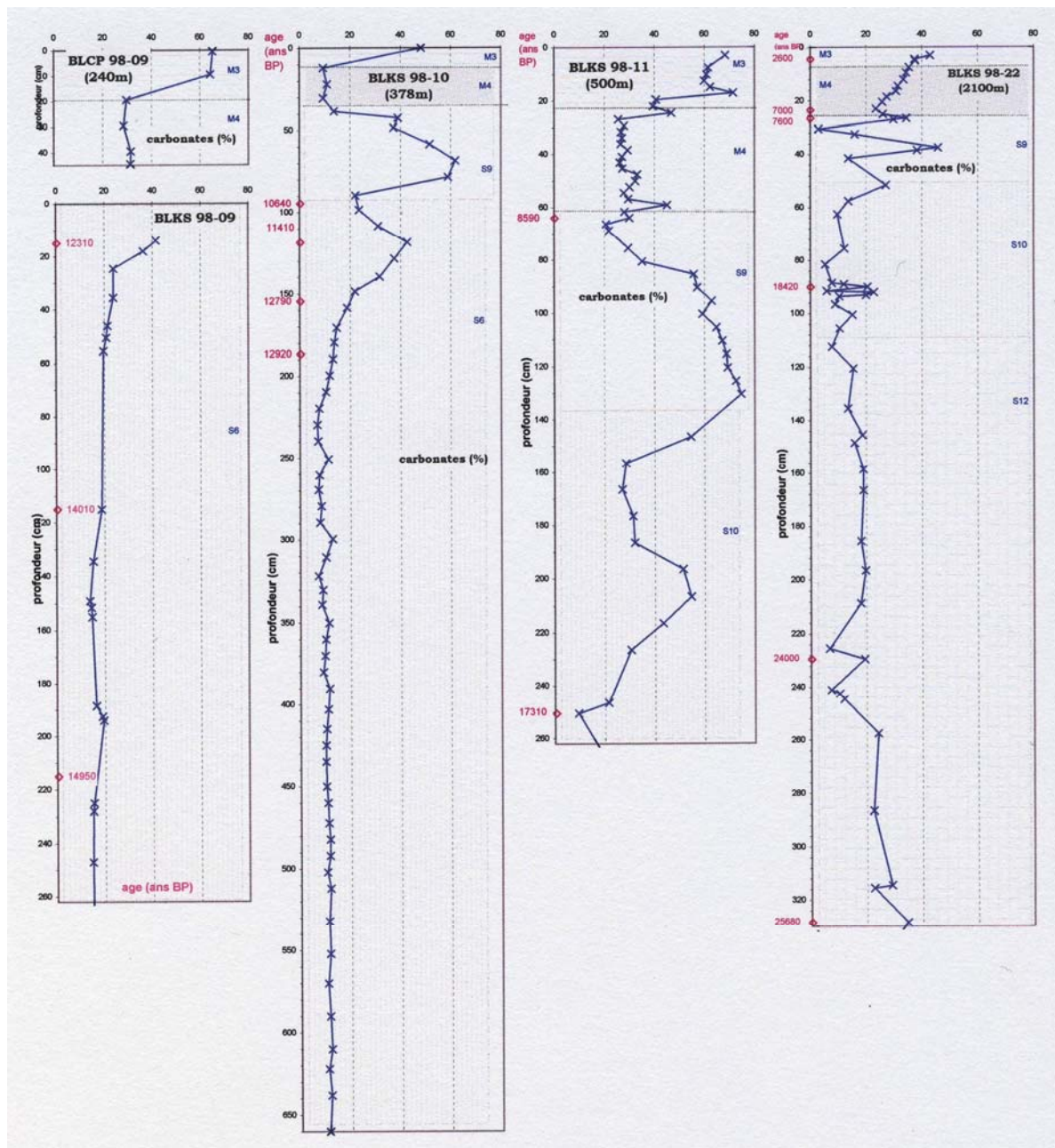


Fig.3.5 Taux de carbonates, faciès et âges pour les carottes BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (les valeurs de carbonates pour la carotte 10 d'après Major, 2002; une partie de valeurs de carbonates pour la carotte 22 d'après Popescu, 2002)

supérieure où ils augmentent jusqu'à 41,6%). Cette augmentation est sous forme d'un pic de carbonates qui peut être retrouvé partout, sa largeur étant bien sur différente selon les taux de sédimentation de chaque carotte. Le *faciès* S9 (carottes BLKS 98-10, BLKS 98-11 et BLKS 98-22) est caractérisé par une grande variabilité des valeurs de carbonates dans l'intervalle 2,9-74,7%. Ce faciès contient une grosse augmentation des taux de carbonates, se traduisant par un pic important sur la courbe de variation. Il peut être observé dans les trois carottes. Les valeurs, dans le *faciès marin* M4, sont

comprises en moyenne entre 26-30%, l'intervalle de variation étant : 25.8-35,3. Le niveau 59 cm de la carotte BLKS 98-11 constitue une exception avec 45 % de carbonates. Le taux les plus élevés se retrouvent dans le *faciès marin* à coccolites M3 : 37,5 à 71,4%.

3.5. Discussion et interprétation

3.5.1. Les carbonates dans les sédiments récents de la Mer Noire

Une carte des carottes analysées pour les carbonates ayant fait l'objet de publications, est présentée dans la **figure 3.6**.

Les premières mesures de taux des carbonates ont été présentées par *Degens et Ross, 1970* et *Ross et al., 1970*, à la suite de la campagne d'échantillonnage du printemps de 1969 avec le *N/O Atlantis II*. Les analyses sont faites sur la carotte 1474 K, prélevée dans la partie est de la Mer, à 2117 m. Elle a été choisie comme section standard. Les auteurs reportent des valeurs variables mais allant jusqu'à 10-30 % dans l'unité III, des valeurs basses (5 à 10 %) dans l'unité II à sapropèle et des valeurs très élevées (40 à 60%) dans l'unité I avec des coccolites (**Fig.3.7a**).

Degens et Ross, 1972, 1974 suggèrent que la phase lacustre en Mer Noire a duré environ 12 -13 000 ans. Entre 15 000 et 10 000 ans, les taux de carbonates augmentent et les taux de sédimentations diminuent de moitié.

Müller et Stoffers, 1974 traitent le problème du point de vue minéralogique et montrent que **le carbonate le plus abondant** dans les sédiments de la Mer Noire **est la calcite**, le principal constituant de l'unité 1. Il est accompagné partout par la dolomite et, dans beaucoup de couches sédimentaires, par des petites quantités d'aragonite. Ils présentent dans leur annexe les courbes de variation des taux des carbonates et du rapport calcite/dolomite des sédiments de 34 carottes. Comme les auteurs ne donnent aucune indication sur les limites des unités sédimentaires, il nous est difficile de comparer leurs données avec les autres travaux dont le notre.

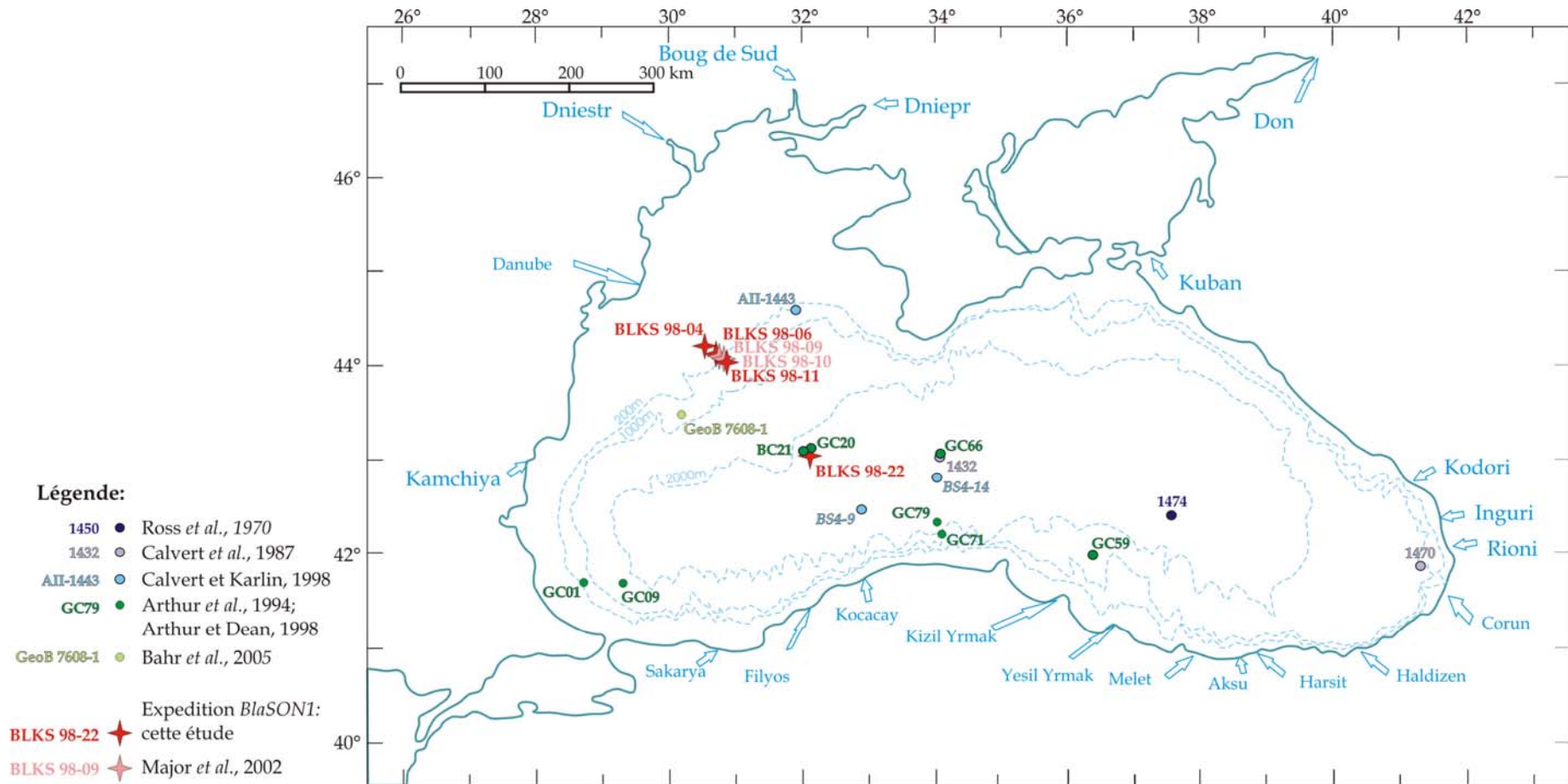


Fig. 3.6 Localisation des carottes analysées pour les taux de carbonates dans la littérature et dans cette étude

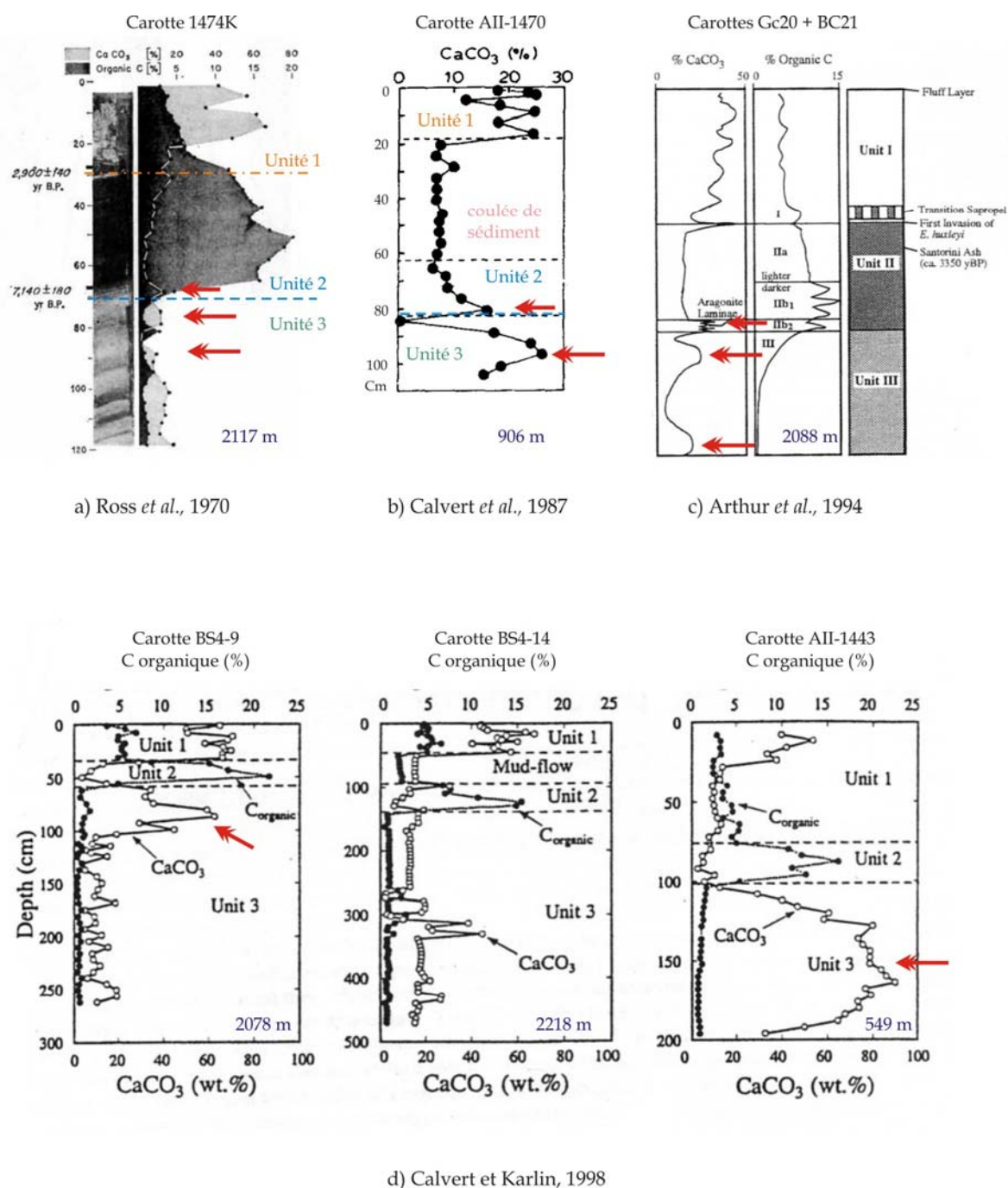


Fig.3.7 Taux des carbonates et de carbone organique dans les sédiments de carottes de la Mer Noire, dans la littérature: a) Ross *et al.*, 1970 ; b) Calvert *et al.*, 1987 ; c) Arthur *et al.*, 1994 ; d) Calvert et Karlin, 1998. Les pics des carbonates intéressants pour notre discussion sont indiqués par des flèches rouges. La localisation des carottes est présentée dans la figure 3.7.

Calvert et al., 1987 et *Calvert et Fontugne*, 1987 analysent le sommet de 2 carottes issues de la même expédition (1969) : la carotte 1432 - de la zone abyssale à 2238 m, et la carotte 1470 dans la partie est de la pente, à 906 m de profondeur. Ils identifient les 3 unités de Ross *et al.*, 1970 et Degens et Ross, 1972, 1974, mais aussi une unité supplémentaire, entre le sapropèle et l'unité aux coccolites, représentant une coulée de sédiment.

Ces auteurs ont analysé les taux de carbone organique, les carbonates, mesuré des âges ^{14}C (Calvert *et al.*, 1987), et des $\delta^{13}\text{C}$ (Calvert et Fontugne, 1987). Ils montrent que l'unité à coccolites contient 13,9 à 55,6 % de carbonates dans la carotte 1432 et de 12 à 24,8% dans la carotte 1470. L'unité lacustre possède des taux de carbonates très bas, entre 15,6 et 26 %, à une exception près. Dans la **figure 3.7b** nous présentons uniquement les taux des carbonates de la carotte 1470 parce que les analyses s'étendent dans la partie lacustre, tandis que pour la carotte 1432, elles s'arrêtent dans le sapropèle.

Hay, 1988, mesure les carbonates des 3 carottes issues de l'expédition 120-1 du *N/O Chain*, 1975, mais uniquement pour les unités I et II.

Arthur et al., 1994 ont déterminé des taux des carbonates pour le sédiment de plusieurs carottes prélevées avec des carottiers à gravité et des carottiers boîtes⁶ de la partie sud de la Mer Noire (sédiments prélevés pendant l'expédition de 1988 à bord du *N/O Knorr*). Ils présentent un graphique composite du % de CaCO_3 et de carbone organique dans les carottes GC20 et BC21, situées dans un site proche de la carotte profonde BLKS 98-22. Nous pouvons observer sur leurs graphes deux pics de carbonates dans la partie supérieure de l'unité III, et des pics à la base du sapropèle (**Fig.3.7c**).

Remarquons la présence d'un pic de carbonates à la base du sapropèle, et deux pics, dans l'unité lacustre, qui sont présents dans toutes les carottes présentées ci-dessus (Cf. aussi: **figure 3.7a, b et c**).

Calvert et Karlin, 1998 analysent 3 carottes : une provenant de l'expédition de 1969 du *R/V Atlantis II* (AII-1443) et deux de l'expédition de 1988 avec le *R/V Knorr* : BS4-9 et BS4-14. Les carottes sont situées dans la partie nord-ouest du bassin (AII-1443) et dans sa partie centrale (BS4-9 et BS4-14) à des profondeurs de 549m et de plus de 2000m (**Fig.3.6**). On remarque un important pic des carbonates qui peut être observé dans la partie supérieure de l'unité III des carottes BS4-9 et AII-1443 (**Fig.3.7d**).

Arthur et Dean, 1998 analysent les taux des carbonates de 7 carottes, de diverses profondeurs entre 411 et 2190 m. Ils observent que l'unité II contient des taux de 5 à 15 %, plus grands dans le bassin profond, qui diminuent dans les eaux peu profondes du fait de la dilution par le matériel clastique. Pour l'unité III, les profils des carbonates montrent un contenu d'environ 20%, mais avec un ou deux maxima atteignant jusqu'à 60% en dessous de la limite avec l'unité II. Sur leurs

⁶ *Angl.* box-corers

figures nous pouvons donc observer un ou deux pics dans la partie supérieure de l'unité III, et les pics à la base de sapropèle. Ces auteurs les considèrent comme étant dûs à la présence de lamines d'aragonite (Fig.3.7e).

Major *et al.*, 2002 analysent une carotte de la mission BlaSON1 : BLKS 98-10 situé à 378 m de profondeur. Elle est présentée aussi dans cette étude car analysée pour la susceptibilité magnétique et la minéralogie magnétique. Les auteurs montrent l'existence, dans l'unité III, des deux pics des carbonates : un de 42 % à 11 400 ans BP et un autre de plus de 60% entre 10 000 et 8 400 ans BP. L'observation au microscope optique et au RX des ces échantillons montre que les pics des carbonates sont accompagnés par l'apparition de grains de calcite euhédrale en tant que constituant majeur du sédiment, tandis que les carbonates du reste de la carotte sont représentés par un mélange de coccolites remaniés, de fragments de coquilles de mollusques et de grains de carbonates détritiques (Fig.3.7f). Les pics des carbonates

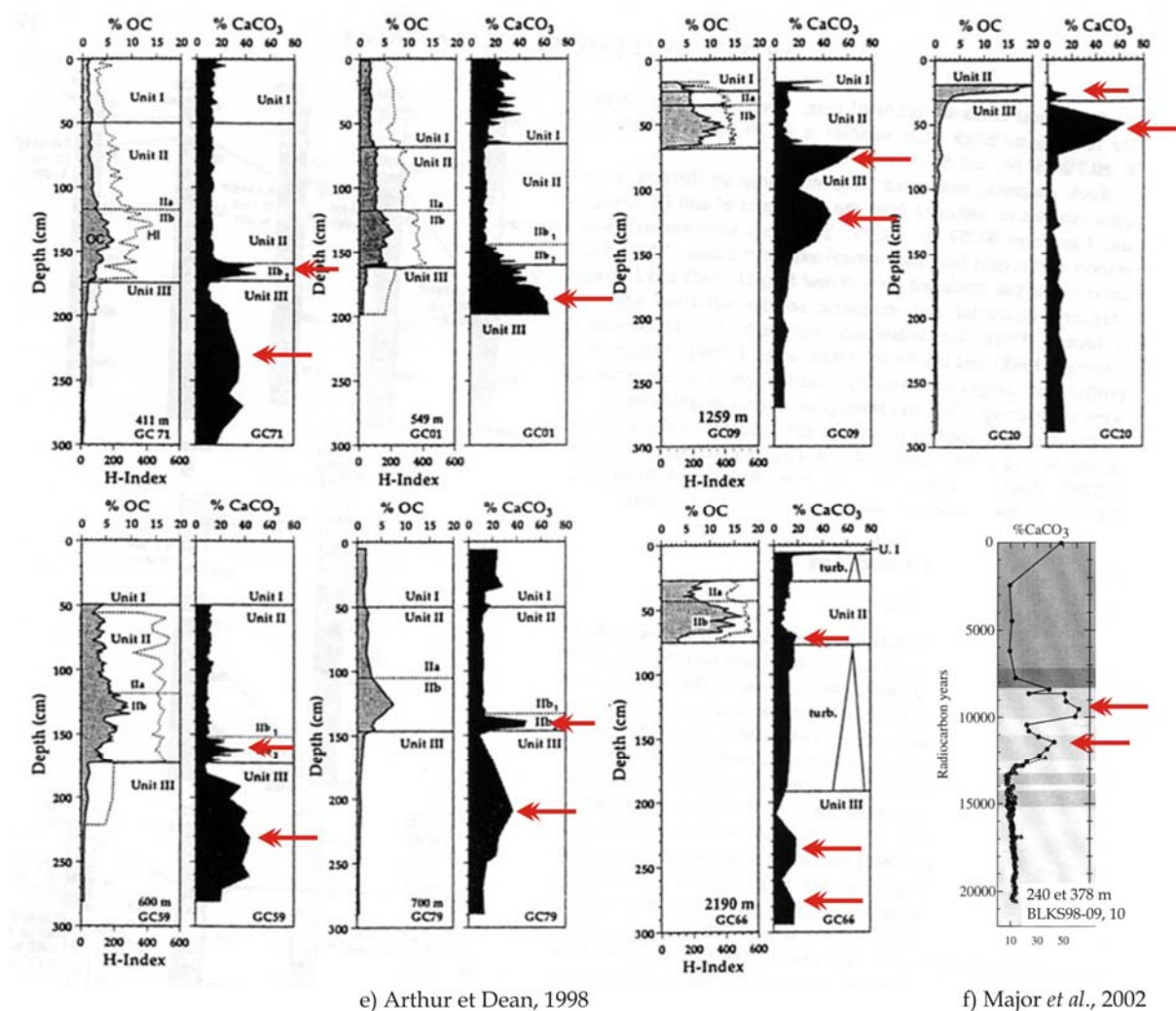


Fig. 3.7 Taux des carbonates et de carbone organique dans les sédiments de carottes de la Mer Noire, dans la littérature: e) Arthur et Dean, 1998; f) Major *et al.*, 2002

inorganiques de ~12 000 et ~9 500 ans BP sont expliqués par la supersaturation des eaux, du fait d'une évaporation intense pendant des périodes chaudes.

Bahr *et al.*, 2005, présentent une corrélation entre la courbe de calcium de la carotte GeoB 76-08-1 situé au nord-ouest du bassin, à 1202 m de profondeur (**Fig.3.6**) et celles des carbonates de Major *et al.*, 2002. Ils identifient 3 pics de calcium sur leur courbe, le plus haut représentant, selon son âge, les niveaux d'aragonite du sapropèle. Les auteurs ne remarquent pas ceci et ne décrivent pas la lithologie de chaque carotte pour pouvoir avoir la certitude qu'il s'agit d'un pic dans le sapropèle, mais dans la littérature, les niveaux d'aragonite sont assez souvent décrits. L'explication de Bahr *et al.*, concernant les autres deux pics, est la précipitation des carbonates authigènes, due au climat chaud pendant Bølling/Allerød et au début de l'Holocène, climat qui favorisait l'assimilation du CO₂ par le phytoplancton et l'augmentation du pH.

L'aragonite

Les premiers à signaler la présence d'une bande blanche d'aragonite à la base du sapropèle Holocène sont **Ross *et Degens*, 1970**. Quant à l'origine de ce niveau, ils ne donnent aucune explication.

Degens *et Ross*, 1972 et **Ross *et Degens*, 1974** reportent la présence, dans le sapropèle de la carotte 1474 K, de 3 bandes blanches fines (< 1mm) constitués principalement de: (i) *Emiliana huxleyi* à ~40 cm profondeur dans la carotte; (ii) *Braarudosphaera bigelowi* et des restes calcaires de *Peridinium trochoideum* à ~50 cm; (iii) **grains d'aragonite** avec une apparence spongieuse, précipité anorganique à ~60 cm.

Arthur *et al.*, 1994 et **Arthur *et Dean*, 1998** signalent eux aussi la présence de l'aragonite à la base du sapropèle, sous forme de lamines blanches constituées d'aragonite sous forme des grains ayant l'aspect de grains de riz (« rice grains », Ross *et Degens*, 1974). La différence par rapport aux autres auteurs tiens au fait qu'ils comptent environs 100 couplets de lamines aragonite-argile dans les carottes d'eau profondes et beaucoup plus (jusqu'à 1000) dans les carottes d'eau moins profonde. En conséquence, ils considèrent que les pics de carbonates observés à la base du sapropèle sont dûs à la présence de ces lamines à aragonite.

3.5.2. Corrélation des carottes et comparaison avec les données de la littérature

La comparaison des courbes des *carbonates* des 6 carottes étudiées nous a permis de remarquer que pour les deux moins profondes (BLKS 98-04 et BLKS 98-06) les allures des courbes sont semblables. En général, on constate une augmentation des

valeurs de carbonates du passé vers le présent (**Fig.3.4**), dû à l'augmentation du nombre de coquilles dans le sédiment, au-dessus de la discontinuité et vers le sommet des carottes.

De même, pour les carottes profondes, les courbes des sommets de BLCP 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 sont similaires : l'unité II avec sapropèle (faciès M4) étant caractérisée par des valeurs moyennes de carbonates d'environ 30 %, tandis que dans l'unité I avec coccolites (faciès M3) les valeurs augmentent jusqu'à 60-65% (**Fig.3.5**). Ceci est en accord avec la présence très abondante des tests des coccolites en carbonate de calcium qui forment grande partie du sédiment de l'unité I. Le niveau d'aragonite décrit par d'autres auteurs à la base de l'unité à sapropèle est représenté très probablement par le pic de carbonates à 59 cm de profondeur dans la carotte BLKS 98-11. Il est visible sur la courbe du fait de nombreux points d'analyse. Un pic de carbonates similaire à celui-ci se retrouve presque à la limite des unités II et III de la carotte BLKS 98-22. Nous pensons qu'il représente aussi le niveau d'aragonite, même si, selon la description lithologique, et surtout les photos du sédiment, on ne sait pas s'il se situe à la base du sapropèle ou dans la partie supérieure de l'unité lacustre.

L'allure de la courbe de la carotte profonde - BLKS 98-22 est légèrement différente des autres, et elle présente une plus grande variabilité des teneurs. Ce fait peut être expliqué par la distance entre les points d'analyse, et par le fait que cette carotte présente des taux de sédimentation réduits pour les derniers 18 000 ans, du fait de sa position dans le bassin profond. La section lithologique est donc condensée. De plus, pour la période antérieure à 18 000 ans, le sédiment est représenté par des turbidites (Popescu, 2002). Ceci est une caractéristique différente des autres carottes de cette étude.

La corrélation entre les carottes basée sur les carbonates est indiquée dans la **figure 3.5**. Par exemple, le pic situé au sommet de l'unité III dans le faciès S9 est présent dans les trois carottes BLKS 98-10, 11 et 22. De même, le pic plus profond, est toujours situé dans les faciès similaires S6 ou S10.

Dans la littérature, la plupart des auteurs montrent des courbes de carbonates présentant des similarités avec les nôtres (**Fig.3.7**). A savoir: la présence d'un pic à la base du niveau à sapropèle (correspondant au niveau d'aragonite), et un ou deux pics de carbonates dans la partie supérieure du niveau lacustre.

Dans nos carottes, le pic correspondant probablement au niveau d'aragonite se retrouve clairement dans la carotte BLKS 98-11, et moins nettement dans la carotte BLKS 98-22. Les pics de carbonates de la partie supérieure de l'unité III sont visibles

dans les carottes BLKS 98-10 et 11, mais ils sont moins développés dans BLKS 98-22, du fait des différences des taux de sédimentation. Une comparaison de nos courbes avec celles obtenues par Arthur et Dean (1998) est une bonne illustration de cette situation (**Fig.3.8**). Les carottes de 400 à 700 m de profondeur ont des allures de carbonates similaires à celle de BLKS 98-11 située à 500 m, tandis que les carottes plus profondes, de 1200 à 2190 m de profondeur sont similaires à BLKS 98-22, située à 2100 m. Remarquons aussi que la courbe de la carotte GC20 d'Arthur et Dean (1988) présente la même allure que celle de BLKS 98-22. Les deux sont sur l'éventail profond du Danube, à plus de 2000 mètres de profondeur.

Un problème intervient lorsque les courbes de carbonates sont placées sur une échelle chronologique (**Tab.2.4**). Sur la **figure 3.9a** nous pouvons remarquer que le pic correspondant au niveau d'aragonite est daté à environs 7600 ans BP dans la carotte BLKS 98-22 et à environs 8200 ans dans la carotte BLKS 98-11. Une différence similaire, d'environs 600 ans, est enregistrée pour la diminution des taux de carbonates, placé à ~8200 ans BP dans la carotte 22 et à ~8800 ans BP dans 11. En ce qui concerne le pic suivant, dans la partie supérieure de l'unité III, la comparaison est plus délicate, du fait d'une résolution différente des points d'analyse dans la carotte 22 et aussi, du fait de la diminution des taux de sédimentation dans le bassin profond. La succession sédimentaire de la carotte BLKS 98-22, est comprimée par rapport à celle de la carotte 11, soumise à des taux de sédimentation plus élevés.

Afin de pouvoir comparer nos courbes des carbonates avec celle de la carotte BLKS 98-10, nous allons utiliser la notation utilisée par Major *et al.*, 2002 : C1 pour le pic plus jeune et C2 pour le plus âgée de l'unité III.

Le pic C1 s'étend de 12500 à 9400 ans BP avec une valeur maximale à ~11700 ans BP dans la carotte BLKS 98-11 et de 9600 à 9400 ans avec un maximum à ~9500 ans BP dans la carotte BLKS 98-22. Le pic C2 dure de 9600 à 9400 ans BP, avec un maximum de ~55% à ~15200 ans BP dans la carotte BLKS 98-11 et se trouve à environs 11800 ans BP dans la carotte BLKS 98-22 (**Fig.3.9a**). Nous pouvons donc observer des différences importantes d'âge entre ces deux pics de carbonates de la carotte BLKS 98-11 par rapport à la carotte BLKS 98-22: +2200 ans pour le pic C1 et +3400 ans pour le pic C2.

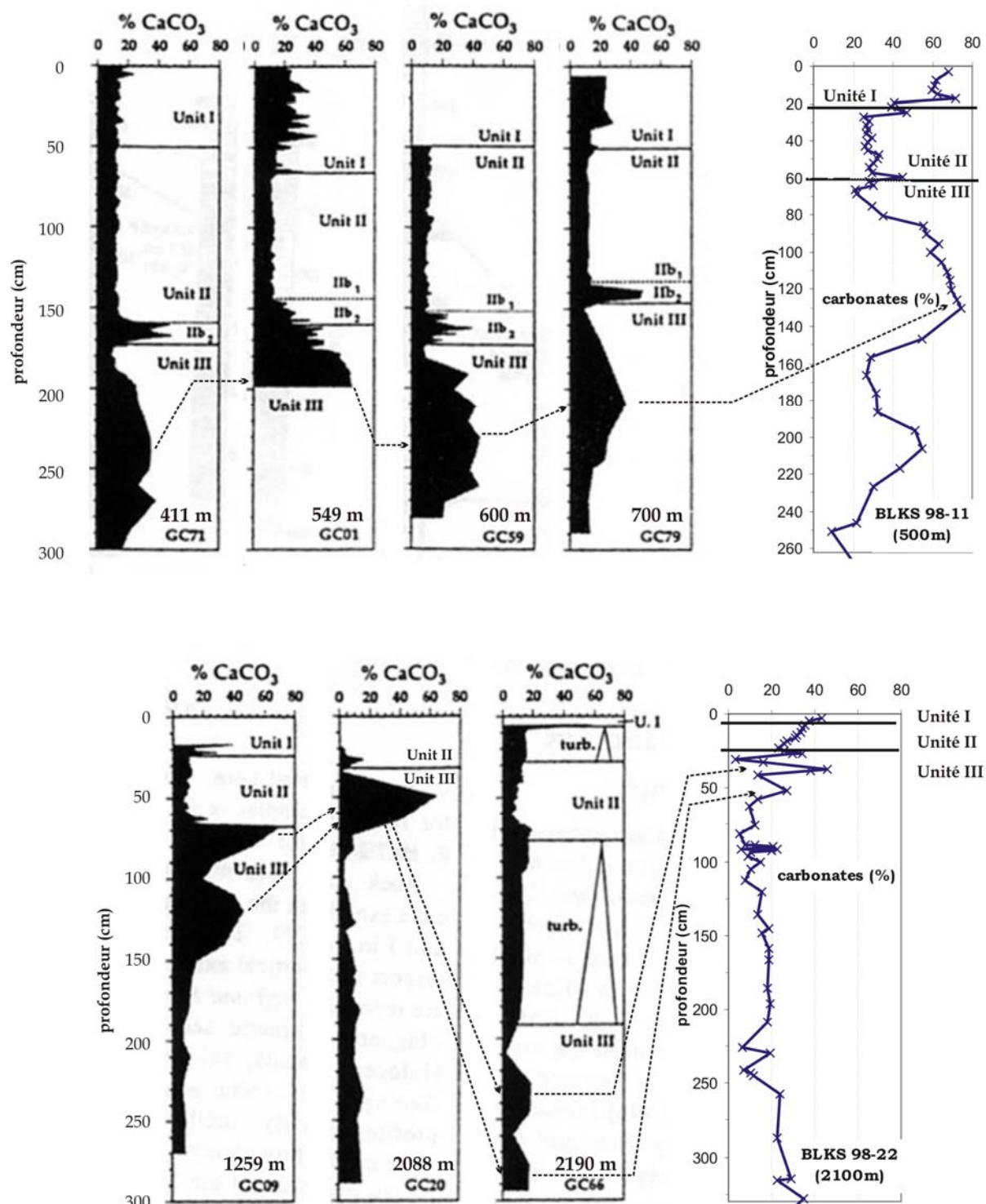


Fig.3.8 Similarités entre les résultats d'Arthur et Dean (1998) et ceux de cette étude pour les carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-22

Malgré cela, la comparaison entre la carotte BLKS 98-22 et BLKS 98-10, nous montre une corrélation très bonne des pics C1 et C2, qui sont presque contemporains, avec une différence d'environ +400 ans pour les pics de la carotte 22. Cela nous donne à penser que les âges des pics C1 et C2 sont corrects.

Revenant maintenant à la comparaison entre BLKS 98-11 et 22, nous pouvons observer que l'âge du pic d'aragonite est presque le même pour les deux carottes, tandis que les pics C1 et C2 semblent être complètement différents. Il est possible que, dans le cas de la carotte BLKS 98-11, les âges utilisés pour les calculs des taux de sédimentation sont corrects pour l'intervalle 23-61 cm mais ils sont moins pour les

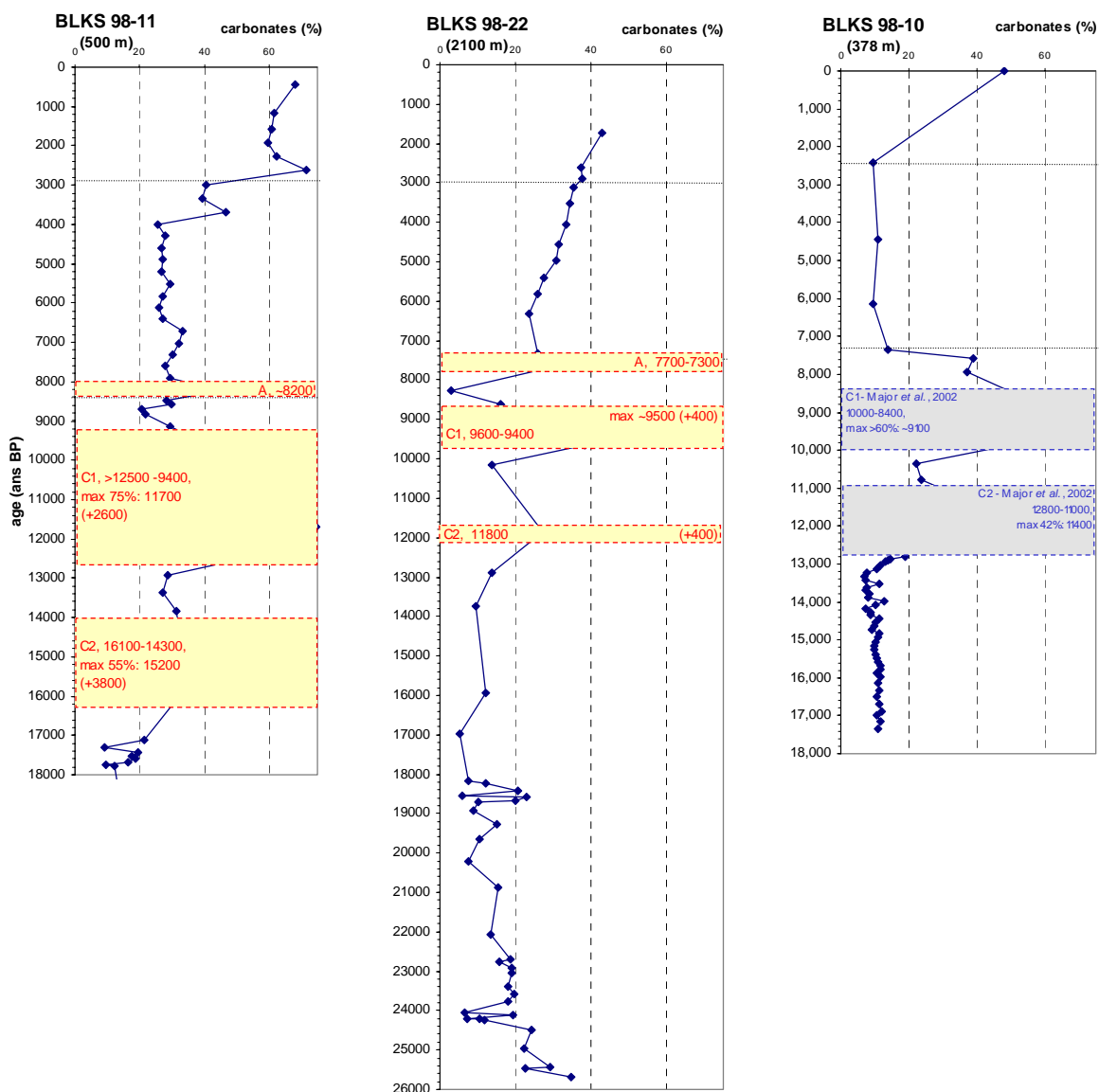


Fig.3.9a Taux de carbonates dans le sédiment des carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-22, en fonction de l'âge; comparaison avec les valeurs de carbonates de Major *et al.* (2002) pour la carotte BLKS 98-10; taux des sédimentation de la carotte BLKS 98-11 calculés : a) en utilisant l'âge 17310 ans BP.

(En rouge: A - le pic d'aragonite, C1 - premier pic de carbonates, C2 - deuxième pic de carbonates).

intervalles 64-250.5 cm et 61-64 cm. L'âge de la base de cet intervalle, 17310±120 ans BP, peut être mis en doute.

Dans la **figure 3.9b**, nous avons ignoré cet âge, et nous avons calculé le taux de sédimentation pour les intervalles 64-756,5 cm et 61-64 cm à l'aide de la datation

disponible suivante: 21570 ± 200 ans BP à 756,5 cm. On obtient un taux de sédimentation de 53,35 cm/1000 ans pour ces intervalles, et la courbe de carbonates en fonction d'âge se corrèle alors parfaitement avec les deux autres.

Ces pics de carbonates peuvent se suivre dans la plupart des carottes publiées, ce qui indique que le phénomène a bien eu lieu à l'échelle du bassin. D'après les observations de Major *et al.* (2002), les pics dans la partie supérieure de l'unité III de la carotte BLKS 98-10, sont représentés par des cristaux euhedraux de calcite, tandis

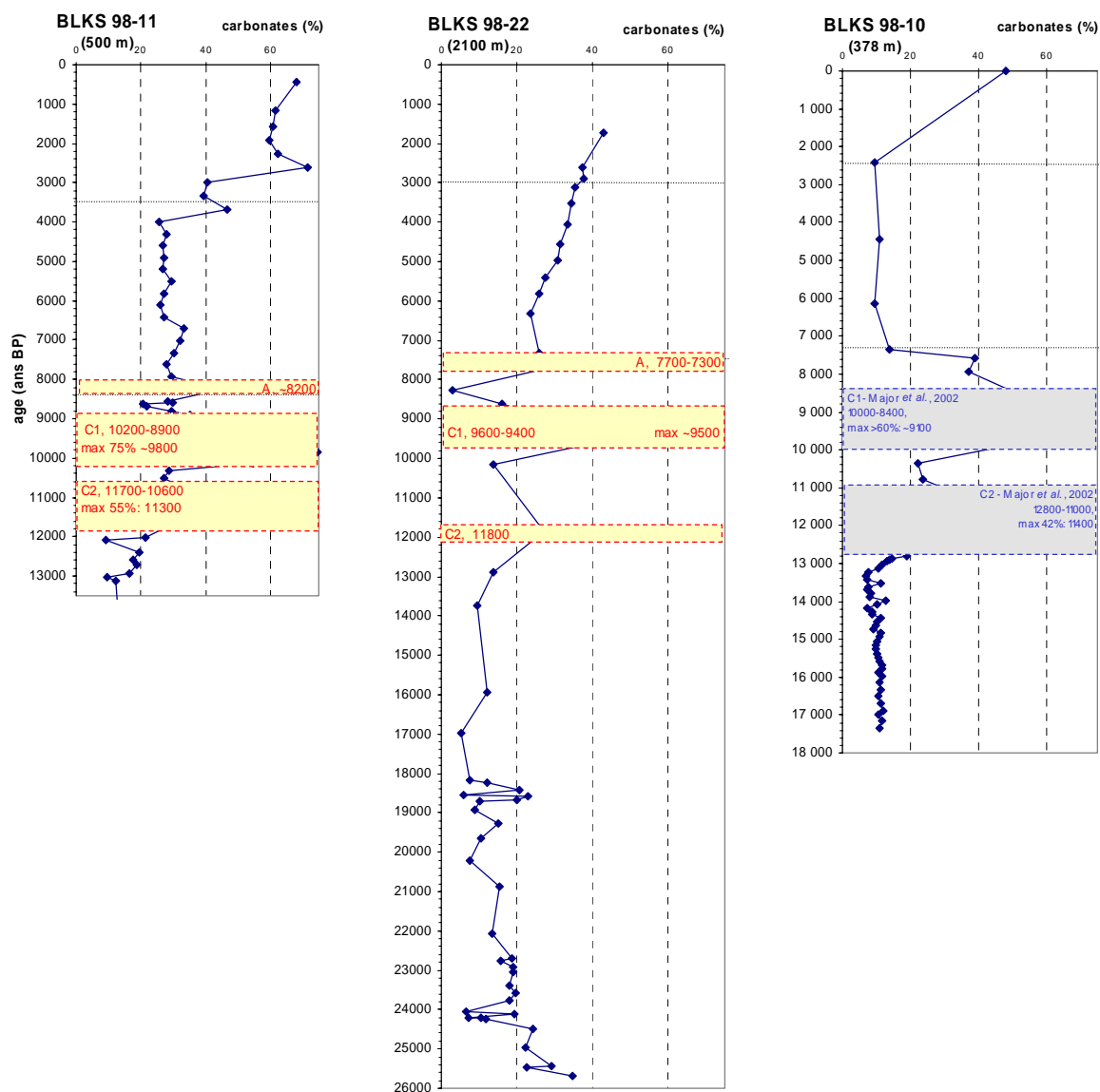


Fig.3.9 b - en ignorant l'âge 17310 ans BP.

que le reste des carbonates dans les sédiments est représenté par des restes de coquilles. Les carbonates des pics d'abondance sont formés à partir de l'eau de la mer, dans des périodes où le milieu favorisait la formation des dépôts carbonatés. Major *et al.* (2002) pensent qu'un réchauffement des eaux du bassin peut être

responsable de la précipitation massive des ceux-ci en certaines périodes post-glaciaires.

En ce qui concerne les conditions environnementales favorables à leur précipitation des carbonates, peuvent être les suivantes : les changements de conditions de température (réchauffement), d'oxygénation, de la circulation, de la salinité ou de la profondeur des eaux du bassin.

Le réchauffement des eaux du bassin est une première hypothèse à prendre en considération. Les intervalles de temps caractérisées par l'apparition de pics de carbonates (~11 800 - 10 600 ans BP et ~10 000 - 9000 ans BP) correspondent aux périodes de réchauffement du climat Allerød (11 800 - 11 000 ans BP) et Préboréal (10 000 - 9 000 ans BP) (Mangerud, 1974 ; Wohlfart, 1996). La diminution des taux de carbonates dans la période 10 600 - 10 200 ans BP correspond bien au refroidissement du climat pendant le Younger Dryas (11 000 - 10 000 ans BP). Nous pouvons aussi remarquer qu'une diminution des taux de carbonates autour de 12 000 - 11 800 ans peut correspondre au bref épisode de refroidissement du climat connue sur le nom de Older Dryas (Mangerud, 1974). Pourtant cette chronozone n'est pas acceptée par la totalité des auteurs (*i.e.* Welten, 1982 ; Bjork, 1984 ; Amman et Lotter, 1989 cités dans Wohlfarth, 1996).

Une deuxième explication peut être celle qui lie la précipitation des carbonates à la position de la pycnocline dans le bassin. Comme nous avons vu dans le chapitre 3.2.3, dans les sédiments marins actuels, la précipitation des carbonates est quasi inexistante, les carbonates marins étant en général d'origine biogène. Pourtant, la situation du passé était différente: des dépôts très épais de carbonates formés en milieu marin se retrouvent sur des surfaces étendues du continent. Degens et Stoffers, 1976 pensent que ces dépôts sont formés dans des bassins d'eaux stratifiées, similaires à la Mer Noire d'aujourd'hui. La précipitation des carbonates est liée à la position de la pycnocline, qui coïncide avec la limite O₂-H₂S dans les bassins stratifiés actuels. Le modèle présenté par Degens et Stoffers en 1976 indique que les carbonates précipitent au-dessus de la pycnocline, tandis que au-dessous, se déposent des sédiments euxiniques. Dans le cas d'une migration de la pycnocline vers la surface de l'eau, les carbonates qui vont se retrouver en dessous de celle-ci vont se dissoudre. A l'inverse, dans le cas d'une migration de la pycnocline vers le fond du bassin, les carbonates vont précipiter à des profondeurs plus grandes dans le bassin. Dans cette perspective, la présence des pics de carbonates observés dans l'unité III, peut être aussi liée à l'installation de l'anoxie dans le bassin et à la remontée de la pycnocline vers sa position actuelle. La formation des deux pics de carbonates, peut être attribué aux périodes de stagnation de la pycnocline.

Si la formation des pics des carbonates est liée à l'installation graduelle de l'anoxie dans le bassin, nous pouvons penser que le phénomène a commencé dans les eaux profondes il y a environ 12 000 ans BP.

La combinaison des plusieurs facteurs contribuant à favoriser la précipitation des carbonates ne peut pas être exclue. L'augmentation de la température des eaux et la migration de la pycnocline peuvent donc agir ensemble.

3.6. Conclusions

Nous avons remarqué une très bonne corrélation des courbes de carbonates entre les carottes profondes, que ce soit pour celles de cette étude ou pour celles publiées par ailleurs. Grâce à cette corrélation, nous avons eu la possibilité de corriger l'échelle d'âge proposée pour la carotte BLKS 98-11.

Les pics de carbonates de l'unité III s'étendent entre 11 700 et 10 600 ans BP et 10 200 à 8900 ans BP, périodes correspondant aux épisodes chauds Allerød et Préboréal. La diminution de carbonates de 10 600 à 10 200 ans BP correspond au refroidissement pendant le Younger Dryas.

Nous pouvons lier les épisodes caractérisés par des pics des carbonates aux périodes de réchauffement du climat, à la migration de la pycnocline dans le bassin ou à une combinaison de facteurs. Si la migration de la pycnocline était le facteur important, nous pouvons estimer que l'installation de l'anoxie dans le bassin a pu commencer à partir des zones très profondes du bassin, aux alentours de 12 000 ans.

Tableau 3.1 Analyses de taux de carbonates des sédiments des carottes **BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLCF 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11, BLKS 98-22.**

BLKS 98-04		BLKS 98-06		BLCF 98-09 (pilote) & BLKS 98-09			BLKS 98-10		BLKS 98-11		BLKS 98-22	
niveau (cm)	carbonates %	niveau (cm)	carbonates*	carotte	niveau (cm)	carbonates %	niveau (cm)	carbo- nates** %	niveau (cm)	carbonates %	niveau (cm)	carbo- nates %
10-11	62,93	1-3	61,32	CP-09	0-1	65,17	0	48,19	2,5-3,5	68,23	3,0	42,91
12-13	62,37	7-8	51,35	CP-09	9-10	64,24	12	9,31	7,1-8,1	61,45	4,5	37,37
22-24	37,05	10-12	54,82	CP-09	19-20	29,76	22	11,01	9,8-10,8	60,93	5,0	37,55
26-27	34,06	15,5-16,5	54,40	CP-09	29-30	28,66	30,5	9,34	12,1-13,1	59,88	7,5	35,34
30-31	20,14	18-20	51,04	CP-09	39-40	31,59	38,5	13,71	14,5-15,5	62,29	9,5	34,36
41-43	22,22	35-37	26,61	CP-09	44-45	31,43	42,5	39,09	16,7-17,7	71,39	12,0	33,47
54,5- 55,5	20,46	43,5-44,5	23,83	KS -09	13,5-14,5	41,62	48,5	37,30	19,2-20,2	40,61	14,5	31,43
65-66	19,84	48-49	22,34	KS -09	17,5-18,5	36,25	58,5	51,62	21,6-22,6	39,59	16,5	30,82
73-74	22,7	48,51	22,93	KS -09	24-25	23,89	68,5	61,75	24,1-25,1	46,79	18,5	27,40
78-79	23,72	50-52	26,60	KS -09	35-36	23,79	78,5	58,94	26,5-27,5	25,57	20,5	25,83
		58-59	23,13	KS -09	45,5-46,5	21,32	89,5	22,10	28,8-29,8	27,90	23,0	23,55
		64-65	25,77	KS -09	50-52	20,83	98,5	23,55	31,1- 32,26	26,75	25,0	26,03
		70-72	26,14	KS -09	55-56	19,59	108,5	31,15	33,4-34,4	27,06	26,5	34,43
		73-74	23,58	KS -09	114,5- 115,5	18,76	118,5	42,70	35,7-36,7	26,61	27,0	29,87
		80-82	29,01	KS -09	134-135	15,19	128,5	37,53	38-39	29,41	30,5	2,93
		90-92	25,42	KS -09	148,5- 149,5	13,76	139,5	31,72	40,4-41,4	27,11	32,5	15,95
		100-102	28,92	KS -09	150-152	14,43	148,5	21,86	42,6-43,6	26,15	37,5	45,83
		110,5- 111,5	17,95	KS -09	154,5- 155,5	14,63	158,5	18,83	44,9-45,9	27,30	38,5	38,22
		120-121	26,66	KS -09	188-189	16,29	170,5	14,59	47,1-48,1	33,18	41,5	13,64
		121-122	18,85	KS -09	192-193	18,88	179,5	13,68	49,5-50,5	32,33	51,5	27,1
		125-126	31,05	KS -09	193,5- 194,5	19,46	189,5	13,13	51,8-52,8	30,19	57,5	13,64
		128,5- 129,5	21,77	KS -09	224,5- 225,5	15,26	199,5	11,75	54-55	27,88	62,5	9,65
		144-146	26,46	KS -09	227,5- 228,5	14,98	209,5	10,40	56,4-57,4	29,59	75,5	12,12
		154-156	25,72	KS -09	246,5- 247,5	14,80	219,5	7,65	58,7-59,7	45,14	81,5	5,26
		163-165	30,69	KS -09	667,5- 668,5	20,04	229,5	6,80	61,2-62,2	28,15	88,5	7,64
		174-176	24,95	KS -09	824-825	19,76	239,5	7,15	63,5-64,5	30,02	89	12,05
		190-192	28,50	KS -09	834-835	18,66	250,5	11,15	65,9-66,9	20,76	90	20,56
		200-202	51,03				260,5	7,69	68,3-69,3	21,80	91,5	5,81
		210-212	37,31				269,5	7,23	75-76	29,57	92	22,86
		220-222	31,17				279,5	8,41	80-81	35,13	93	19,95
		230-232	28,39				289,5	7,90	85-86	55,69	93,5	10,3
		240-242	30,10				299,5	12,77	90-91	57,13	96,5	8,89
		250-252	32,72				310,5	10,14	95-96	62,87	100,5	15,07
		260-262	29,17				322	7,27	100-101	59,20	105,5	10,47
							330	8,91	105-106	64,69	112,5	7,63
							339	8,57	110-111	67,03	120,5	15,37
							350	11,27	115-116	68,81	135,5	13,4
							360	10,06	120-121	69,19	145,5	18,66
							370	9,72	125-126	72,47	148,5	15,77
							380	9,06	130-131	74,66	158,5	18,91
							390	11,42	146-147	54,55	166,5	18,93
							403	10,93	156-157	28,56	185,5	18,05
							415	10,30	166-167	27,00	196,5	19,59

* mesures de F. André, 1999

**mesures de C. Major, 2000

425	9,95	176-177	31,37	208,5	17,88
435	9,98	186-187	31,97	225,5	6,67
450	10,21	196-197	51,23	229,5	19,23
460	10,69	206-207	54,50	241	7,27
472	10,97	216-217	43,29	242,5	10,34
482	11,47	226-227	30,46	244,5	11,87
492	11,52	246-247	21,45	257,5	24,09
502	10,39	266-267	19,56	286,5	22,36
512	11,69	276-277	17,70	314,5	28,99
532	11,05	283-284	18,67	315,5	22,58
552	11,46	296-297	16,31	328,5	34,64
570	10,55	301-302	9,73	339,5	26,73
590	11,38	306-307	12,19	340,5	21,68
610	12,01	756-757	19,50	382,5	25,92
622	10,73	niveau carbonates (cm) %		383,5	21,68
638	11,75	BLKS 98-11		412,5	21,91
660	11,05			449,5	27,1
niveau carbonates** (cm) %				450,5	25,28
BLKS 98-10				464,5	22,21
				497,5	27,9
				498,5	25,66
				509,5	24,82
				534,5	25,76
				535,5	22,85
				556,5	22,24
				557,5	25,17
				597,5	26,23
				598,5	27,51
				611,5	22,58
				618,5	19,85
				621,5	25,85
				623,5	21,76
				627,5	24,85
				632,5	20,75
				652,5	30,38
				681,5	27,05
				709,5	25,02
				712,5	32,20
				niveau carbonates %	
				BLKS 98-22	

Chapitre 4. Carbone organique, rapport C/N, $\delta^{13}\text{C}$

4.1. Problèmes à résoudre

4.2. Données de la littérature

4.2.1. Considérations théoriques

4.2.2. Taux de carbone organique et rapport $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments de la Mer Noire

4.3. Méthode

4.4. Résultats

4.3.1. Carottes peu profondes (BLKS 98-04 et BLKS 98-06)

4.3.2. Carottes profondes (BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22)

4.5. Discussion et interprétation

4.6. Conclusion

Chapitre 4. Carbone organique, rapport C/N, $\delta^{13}\text{C}$

La quantité et l'origine marine ou continentale de la matière organique présente dans les sédiments marins peut permettre de comprendre des caractéristiques des changements du paleoenvironnement dont le climat du passé. Après une altération et une destruction partielle de la matière organique aquatique initiale, principalement dans la colonne d'eau, seule une petite fraction (~4%) de la matière organique aquatique initiale se conserve (Emerson et Hedges, 1988). Une dégradation sélective modifie le caractère des fractions qui sont incorporées dans les sédiments de fond. L'altération peut continuer à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres sous le fond de la mer, ce qui peut correspondre à des millions d'années. Pourtant, la source et des informations environnementales sont souvent préservées dans la composition moléculaire, élémentaire et isotopique de la matière organique. Le rapport C/N et les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ sont des paramètres qui retiennent bien les informations relatives aux paléo-milieus sur de longues périodes de temps (Meyers, 1994).

4.1. Problèmes à résoudre

Par l'étude des propriétés de la matière organique des sédiments, nous pouvons caractériser les matières organiques et leur origine et aussi obtenir des informations sur les paléo-milieus lors du dépôt.

4.2. Données de la littérature

4.2.1. Considérations théoriques

La matière organique subit beaucoup de changements entre le moment de sa synthèse et l'enfouissement dans les sédiments. La diagenèse précoce commence dans la zone euphotique des bassins aquatiques (lacs, mers ou océans), continue pendant la sédimentation des particules organiques, elle est intense dans la partie bioturbée des sédiments et beaucoup moins rapide dans le sédiment anoxique. Seuls quelques pour cents de la matière organique échappent à la reminéralisation et sont englobés dans les sédiments (Meyers, 1994 et les références citées).

Un des sujets d'études importants consacrés aux bassins marins est l'identification des sources de matière organique (MO) dans les sédiments. Malgré la disparition d'une grande partie due à la diagenèse, deux indicateurs de son origine

(marine ou continentale) peuvent être utilisés : les rapports C/N et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (Meyers, 1994). Si le rapport isotopique ne semble pas modifié significativement lors de la sédimentation de MO il n'en est pas de même pour le rapport élémentaire qui reste néanmoins un bon indicateur.

Les rapports C/N ont été souvent utilisés pour distinguer l'origine *algale* ou de *plantes terrestres* de la matière organique (par ex. Prahl *et al.*, 1980 ; Premuzic *et al.*, 1982 ; Ishiwatari et Uzaki, 1987 ; Jasper et Gagosian, 1990). Les algues ont typiquement des rapports C/N entre 4 et 10, tandis que les plantes vasculaires terrestres ont des rapports C/N ≥ 20 (**Tab.4.1**). Néanmoins, la dégradation préférentielle de molécules azotées des algues entraîne parfois une augmentation du rapport C/N au-delà de 15. Cette distinction est due à l'absence de la cellulose dans les algues, mais à son abondance dans les plantes continentales.

Les rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ permettent de distinguer entre les sources constituées de *plantes marines* ou *continentales*, et aussi de déceler entre *différents types de plantes terrestres* qui sont à l'origine de la matière organique du sédiment.

La plupart des plantes photosynthétiques incorporent le carbone dans la matière organique par le biais du cycle C_3 - Calvin-Benson, ce qui produit une variation de $\sim -20\%$ du $\delta^{13}\text{C}$, par rapport à la source inorganique de carbone (**Tableaux 4.1 et 4.2**). D'autres plantes utilisent le cycle C_4 - Hatch et Slack, qui produit un changement d'environ $\sim -7\%$. En conséquence, la matière organique produite à partir du CO_2 atmosphérique ($\delta^{13}\text{C} \approx -7\%$ ¹) par les plantes continentales C_3 a une valeur moyenne du $\delta^{13}\text{C}$ d'environ $\sim -27 \pm 3\%$ (PDB²) et celles utilisant le cycle $\text{C}_4 \sim -14 \pm 3\%$ (O'Leary, 1988) (**Fig.4.1B**).

Une autre voie photosynthétique intermédiaire associant les cycles C_3 et C_4 a été mise en évidence chez les crassulacées, notamment. Ces plantes CAM³, présentent une composition isotopique oscillant entre les deux pôles à savoir -38% s'il y a 100% de fixation du CO_2 par le cycle de Calvin⁴ et -9% pour 100% de fixation par la voie synthétique de Hatch et Slack⁵ (Bender, 1971; Osmond, 1975) (**Fig.4.1C**).

En milieu aqueux, le carbone minéral est présent essentiellement sous trois formes chimiques ($\text{CO}_{2\text{aq}}$, HCO_3^- , CO_3^{2-}) généralement à l'équilibre.

¹ Cette valeur moyenne du $\delta^{13}\text{C}$ atmosphérique est valable en l'absence d'activité industrielle, tout en sachant que depuis la révolution industrielle et l'utilisation massive de combustible fossile ($\delta^{13}\text{C} \sim -26\%$), le $\delta^{13}\text{C}$ atm est en diminution continue : de $-6,7\%$ en 1956 à $-7,9\%$ en 1982 (Keeling *et al.*, 1979 ; Mook *et al.*, 1983).

² les taux d'isotopes de carbone stable sont présentés en fonction de PDB (pour Pee Dee Belemnite), un standard obtenu à partir du rostre d'une bélemnite marine fossile du Crétacé, *Belemnitella americana*, de la formation Pee Dee de Carolina de Sud. Ce matériel a un rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ plus grand que presque toutes les autres substances naturelles à base de carbone. Par commodité, il est considéré comme ayant la valeur zéro du $\delta^{13}\text{C}$ ce qui donne des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ négatifs aux presque toutes autres substances naturelles

³ Crassulacean Acid Metabolism

⁴ suivi pendant le jour

⁵ suivi pendant la nuit

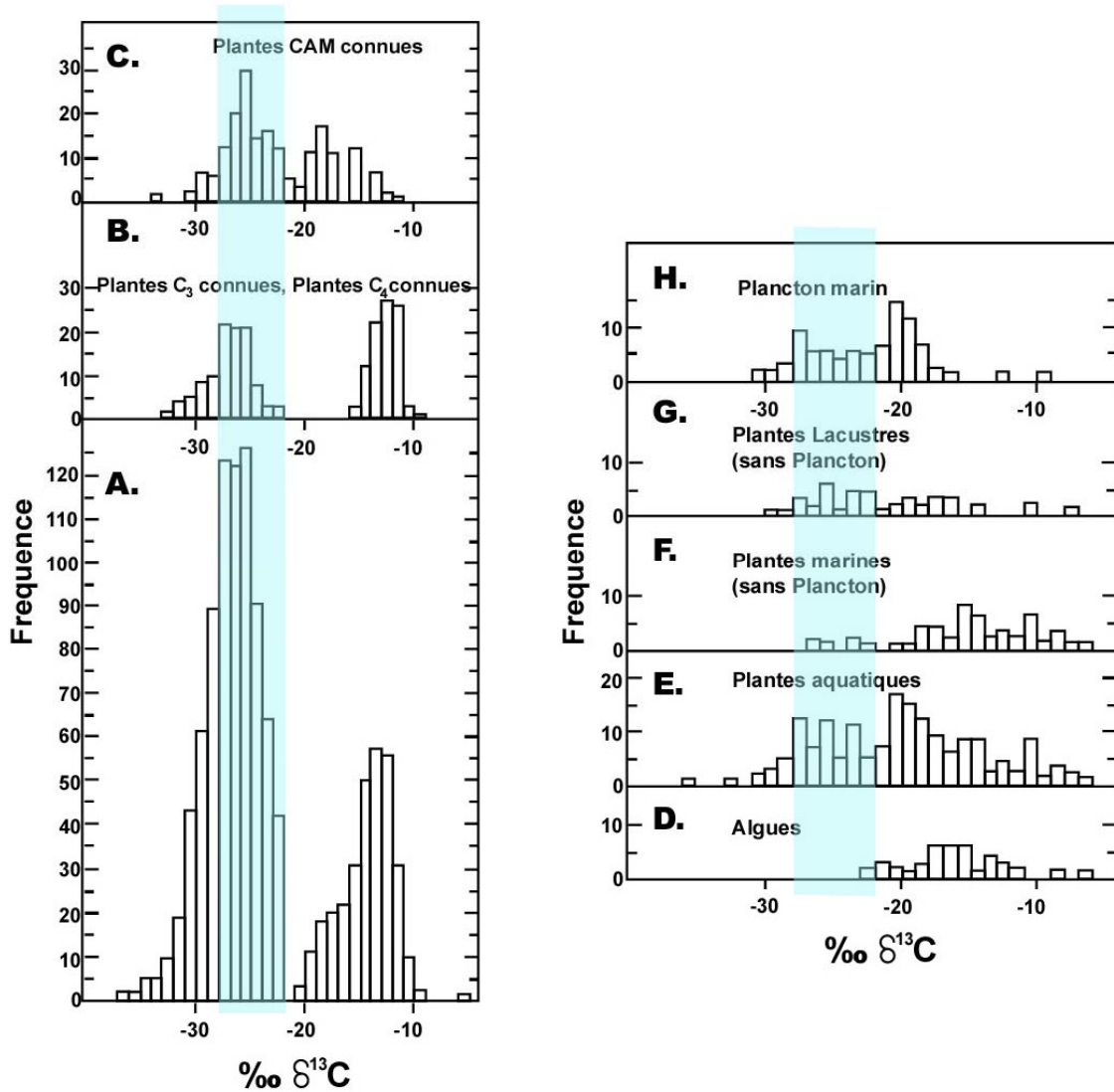


Fig.4.1 Composition isotopique du carbone fixé par la photosynthèse. A. Plantes terrestres ; B. Plantes C_3 et C_4 ; C. Plantes CAM ; D. Algues ; E. Plantes aquatiques ; F. Plantes marines sans plancton ; G. Plantes lacustres sans plancton ; H. Plancton marin (compilation par Deines, 1980). Les zones d'ombre représentent l'intervalle de variations des valeurs rencontrées lors de cette étude

La composition isotopique du phytoplancton marin est dépendante de la solubilité du CO_2 donc indirectement de la température de l'eau : les plus petites valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ ont été mesurées pour les échantillons collectés aux hautes latitudes où les basses températures permettent les fortes concentrations en CO_2 dissous ($\text{CO}_{2\text{aq}}$) (Deines, 1980 et les références citées ; Fontugne et Duplessy, 1981, Rau *et al.*, 1989, Bentaleb *et al.* 1998) (voir aussi la Fig.4.1H). Ainsi, les rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du phytoplancton varient de -30‰ dans les mers polaires à -15‰ dans l'océan tropical. Cependant, dans les zones de fortes productivités, l'équilibre chimique entre $\text{CO}_{2\text{aq}}$, HCO_3^- , CO_3^{2-} peut être rompu, entraînant une augmentation significative du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Cet effet de productivité peut être très marqué en milieu lacustre quand les nutriments sont abondants.

Les algues d'eau douce utilisent le CO₂ dissous qui est, en général, en équilibre avec le CO₂ atmosphérique. En conséquence, la composition isotopique de la matière organique dérivée de plantes lacustres ne peut pas être distinguée de celle des plantes provenant des bassins de drainage adjacents. La source de carbone inorganique des algues marines est le CO₂ dissous, qui a une valeur δ¹³C ~0‰. La matière organique marine a en conséquence des valeurs δ¹³C entre -22 et -20‰ (Tab. 4.1). La différence de ~7‰ entre la matière organique produite par les plantes C₃ et les algues marines a été utilisée avec succès pour identifier les sources et la distribution de la matière organique dans les sédiments côtiers océaniques. Néanmoins, compte tenu des grandes variations du rapport ¹³C/¹²C du phytoplancton, il est difficile d'identifier l'origine des matières organiques par sa seule mesure, particulièrement en milieu côtier recevant à la fois de la matière organique des algues et des plantes C₃ et C₄ (Fig.4.1). Dans de tels environnements le couplage des valeurs C/N et δ¹³C permettent une meilleure distinction entre les sources de matière organique (Meyers, 1994 et les références citées).

Indiquons aussi que les carbonates marins ont des valeurs de δ¹³C variant de 0 à -5‰ et ceux d'eau douce de 0 à -10‰ (Wickman, 1952 ; Craig, 1957).

La compilation des analyses isotopiques du carbone organique des *sédiments marins* indiquées dans la littérature montre que les valeurs δ¹³C varient entre -10 et -30‰, plus de 90% des échantillons possédant des valeurs δ¹³C comprises entre -20 et -27‰ (Fig.4.2).

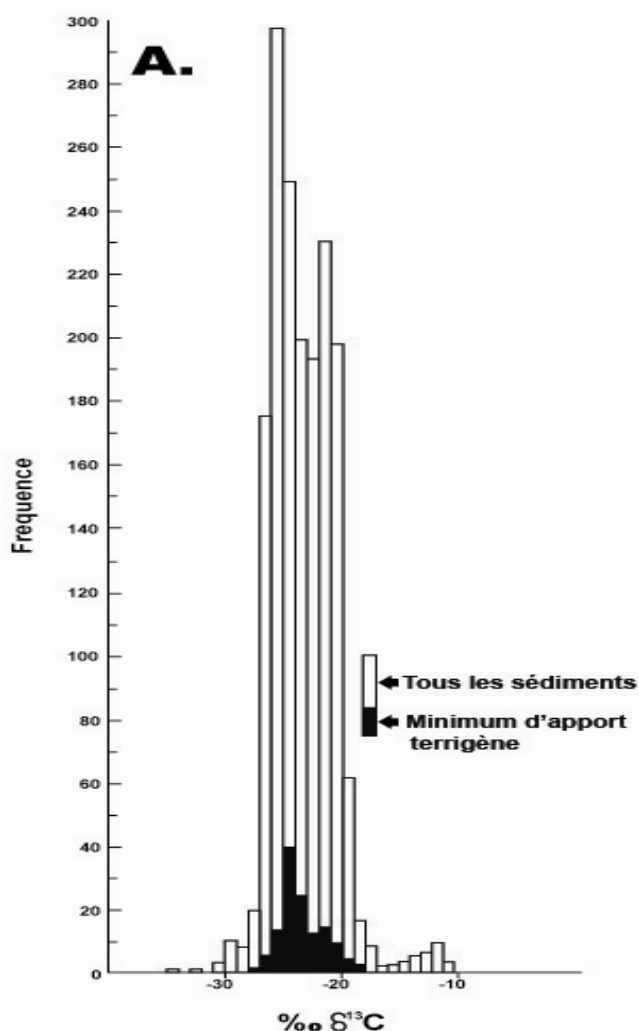


Fig. 4.2 Composition isotopique des sédiments marins récents (compilation par Deines, 1980).

En représentant le rapport C/N en fonction du $\delta^{13}\text{C}$, on obtient quatre groupes de valeurs, caractéristiques pour la matière organique des algues marines, des algues lacustres ou des plantes C_3 et C_4 (Fig.4.3).

Toutefois quand on fait des estimations des sources de la matière organique des sédiments, il faut toujours prendre en considération l'influence possible de la diagenèse sur la qualité de la matière qui est analysé (Meyers, 1994).

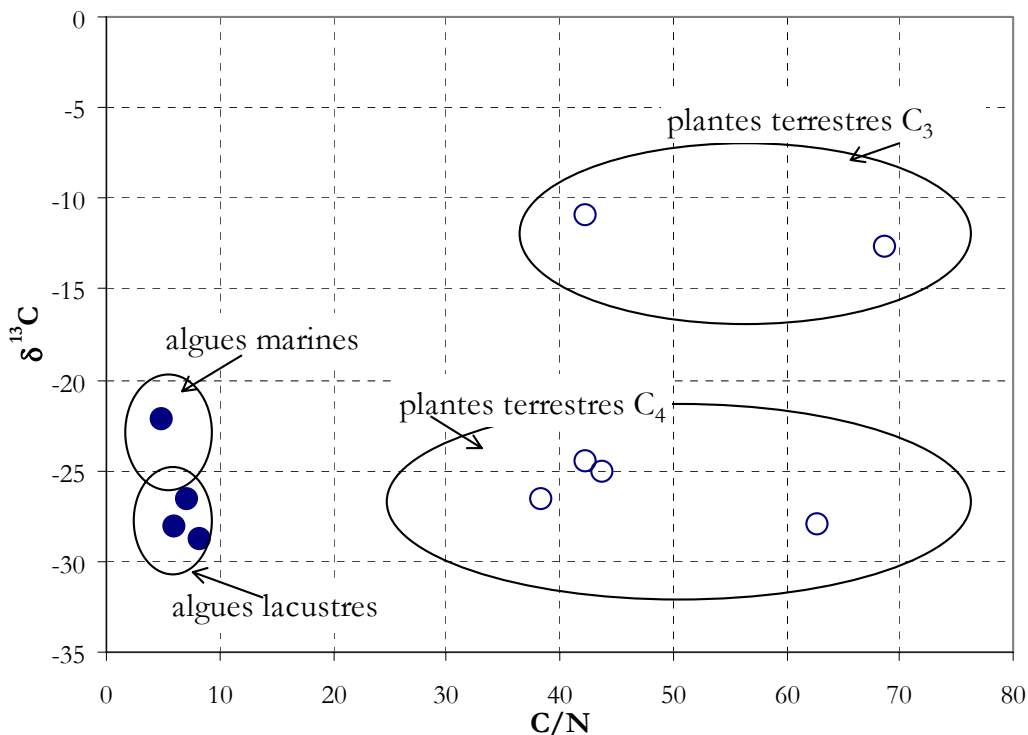


Fig. 4.3 Sources de la matière organique distinguées en fonction des rapports C/N et $\delta^{13}\text{C}$ (d'après Meyers, 1994). Cercles pleins = algues, cercles vides = plantes terrestres.

4.2.2. Taux de carbone organique et rapport $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments de la Mer Noire⁶

Dans la littérature, nous pouvons trouver des informations sur les taux de Carbone organique et du rapport $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments de la Mer Noire à partir années 1970. Mais, jusqu'à présent, il n'y avait pas de données du rapport atomique C/N pour les sédiments de la Mer Noire.

⁶ Les passages en vert sont rajoutés ultérieurement aux corrigées de François et Alina. En conséquence, elles n'ont pas été corrigées encore.

Degens et Ross, 1970, 1972, et Ross et al., 1970, présentent pour la première fois des taux de carbone organique et le rapport $\delta^{13}\text{C}$ le long de la carotte 1474 K situé au sud-est du bassin de la Mer Noire à 2117 m profondeur (expédition *Atlantis II*). Ils montrent que le carbone organique et l'azote organique augmentent lentement de haut vers le bas de la carotte et jusqu'à 25 cm pour ensuite augmenter rapidement et atteindre un maximum de 20% pour le carbone (1% pour l'azote organique) à 55 cm (pour les variations de carbone organique voir la **figure 3.7a** du chapitre antérieur). Ensuite, les valeurs diminuent abruptement jusqu'à des valeurs minimales vers 75 cm. Ces changements sont attribués par les auteurs aux importantes modifications des milieux physique et chimique de la Mer Noire. Pour la position chronologique de l'intervalle à fortes variations, on dispose de deux dates ^{14}C : 2900±140 ans BP à environ 25 cm et 7140±180 ans BP à ~67 cm. *Degens et Ross, 1970*, montrent que l'origine de la matière organique déposée il y a 7000 ans est indiquée par un rapport $\delta^{13}\text{C}$ de -26‰ (PDB), comme étant d'eau douce, tandis que le rapport de -21 ‰ d'il y a 3000 ans indique une origine marine, en accord avec les données paléontologiques.

Deuser, 1970a, présente une combinaison des mesures de $\delta^{13}\text{C}$ et de contenu en sulfures dans les eaux. Il les compare avec les taux de CO_2 dans ces eaux pour démontrer que la contribution du soufre organique au H_2S est de 3 à 5% et augmente avec la profondeur dans la colonne d'eau. Il donne aussi des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans l'eau de la Mer Noire à diverses profondeurs : -4 ‰ à 500 m, -5,5 ‰ à 1000 m, -6,5 ‰ à 1500 m.

Deuser, 1970b montre que sur une large surface de la Mer Noire, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du plancton sont uniformes, autour de -23‰. Ces valeurs étant typiques pour le plancton des eaux froides, de pH d'environ 8 et des concentrations de CO_2 très basses. Par rapport au plancton, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des diatomées sont enrichies (plus légères) de 1,5‰, fait attribué à la brièveté de leur bloom par rapport au temps nécessaire pour une transformation totale du carbone de la cellule dans le zooplancton.

Dans son papier de 1972, *Deuser* présente des analyses des isotopes d'oxygène et de carbone sur les carbonates et des analyses d'isotopes de carbone de la matière organique le long de la même carotte 1474 K. L'interprétation de ces résultats est que la Mer Noire a été un lac d'eau douce ou saumâtre entre 17000 et 9000 ans BP. Les isotopes d'oxygène ont permis à l'auteur de détecter les premiers signaux d'augmentation de la salinité, 1500 à 2000 ans avant le début de déposition du sapropèle. Cet intervalle semble être la période entre le premier influx des eaux de la Méditerranée, après le dernier maximum glaciaire et l'installation de l'anoxie sur le fond du bassin. Il observe aussi la tendance générale d'augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique, du bas vers le haut du sapropèle.

Dans un papier de synthèse basé sur l'analyse d'échantillons de sédiment récoltés entre 1948 et 1968 par des spécialistes russes, *Shimkus et Trimonis (1974)* présentent des données de carbone organique et de la productivité des eaux de la Mer Noire, des tableaux de taux de matériel organique transporté par les fleuves dans le bassin ainsi que des cartes de distribution de la matière organique et de la productivité primaire. Ces auteurs montrent que dans le bassin de réception, le matériel organique est transporté en suspension et en solution : dans les fleuve de plaines (principalement à l'état dissous) et dans les fleuves de montagnes (principalement en suspension, jusqu'à 95%). **Le principal fournisseur de matériel organique *in situ* est le phytoplancton**, la production annuelle de matière organique à base de phytoplancton étant 10 fois plus grande que celle apporté par les fleuves et environ 50 fois plus grande que la production à base de macrophytes. Ces auteurs présentent aussi une carte de distribution de la production de matériel organique dans le bassin, qui montre que la plus grande quantité du matériel organique est produite dans les zones de côte de nord-ouest (0,5-1,0 g C/m²/jour), du Caucase et au-dessous des branches de courant cycloniques autour de Kerch et dans la partie centrale de la mer. Les régions déficientes en oxygène sont caractérisées par des productions faibles de matière organique. La production primaire maximale dans la zone du nord-ouest est évidemment liée à l'apport abondant des nutriments par le Dniepr, le Danube et d'autres fleuves.

Le développement massif du phytoplancton est lié à la croissance intense de plusieurs groupes de plantes: diatomées, dinoflagellés et coccolithophores. Les plus abondantes sont les dinoflagellés, avec une croissance maximale pendant l'été.

Dans les eaux peu profondes, le matériel organique provient aussi du phytobenthos, et, en petites quantités, du zoobenthos. Le phytobenthos est constitué des algues vertes, marrons, et rouges et aussi par des plantes à fleurs comme *Zostera*⁷. Parmi les algues, un rôle dominant est joué par *Phyllophora nervosa*, concentré principalement dans la zone nord-ouest, qui représente environ 90% de la biomasse totale (Zenkevich, 1963 cité dans Shimkus et Trimonis, 1974). A des profondeurs de 20-60 m, la production annuelle de *P.nervosa* est de l'ordre de 10 millions de tonnes⁸.

Dans les eaux profondes, la source principale de matériel organique est la production de phytoplancton suivie par l'humus terrigène. Les auteurs montrent qu'il n'y a pas de corrélation entre la production de phytoplancton et le contenu de matière organique dans les sédiments: les zones de contenu élevé en matière

⁷ plantes marines, herbacées, généralement vivaces, à feuilles en forme de rubans, très longues et étroites (1 cm de large environ), de couleur vert brillant; les fleurs sont encloses dans les gaines à la base des feuilles; le nom dérive du grec *zoster*, ruban, en référence à la forme des feuilles

⁸ de 10⁷ tonnes dans les années 1950, la population de *P.nervosa* de la Mer Noire, a subi une sévère diminution: en 1980, la biomasse totale a diminué à 14*10⁵ tonnes et en 1990 à 3-5*10⁵ tonnes; la diminution est très importante sur le shelf nord-ouest de la Mer Noire

organique correspondent aux zones de productivité faible et vice-versa. Une influence sur cette distribution de la matière organique dans les sédiments est celle de la présence de la zone à H₂S et aussi la dilution par l'apport des sédiments argileux.

Simoneit, 1977, analyse la matière organique soluble de 4 carottes a travers de la Mer Noire. Il montre que le contenu de carbone organique des échantillons varie entre <1 et ~20%. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des lipides des échantillons des unités 2 et 3 contenant des composés terrigènes sont dans l'intervalle observé pour la matière organique non-marine (y compris lacustre): -22 à -28‰. Ceci, ainsi que la prédominance des lipides marqueurs terrigènes, indique que le 'bulk' de la matière organique soluble dans des solvants présente un apport terrigène. La conclusion est que la Mer Noire est un 'évier pour les lipides terrigènes'. Néanmoins le nombre d'échantillons analysés dans chaque carotte est très réduit (1 à 3 échantillons/carotte), le nombre total des échantillons analysés étant 8. L'auteur tire des conclusions très générales a partir de 8 échantillons (1 dans l'unité 2, et 7 dans l'unité 3, pour 4 carottes).

Pendant la même année, *Pelet et Debyser, 1977* publient une étude de la géochimie de 6 échantillons de sédiments de la Mer Noire: 4 de l'unité 2 et 2 de l'unité 3. Les échantillons proviennent de 3 des 4 carottes analysées par Simoneit. Ils montrent que leurs analyses indiquent une origine semblable de la matière organique dans les deux faciès: une origine mixte, avec une contribution marine un peu plus importante que la terrigène. Cette conclusion est opposée a celle de Simoneit. La quantité de carbone organique présente dans le faciès euxinique (l'unité à sapropèle) est 10 fois plus grande que celle du faciès appelé par les auteurs 'normal oxygéné' (l'unité 3). Des explications possibles étant un apport organique plus grand, des taux de sédimentation plus élevés ou une meilleure conservation de la MO pendant la sédimentation.

Une étude des indicateurs de la productivité dans le bassin de la Mer Noire a été réalisée par *Glenn et Arthur, 1985*; ils ont calculé les taux d'accumulation du carbone organique et du phosphore total et réduit, à partir de trois carottes sédimentaires. Une de leurs conclusions est que la productivité primaire dans le bassin a été plus grande au début du dépôt de l'unité à sapropèle, quand les eaux de la Méditerranée avaient commencé leur entrée par le Bosphore. Cette productivité a diminué probablement vers 5000 ans BP due à l'accentuation de la stratification des eaux et de l'installation de l'anoxie. De même, une amélioration de la conservation de la matière organique a été observée.

Calvert et Fontugne, 1987 présentent et discutent les analyses de taux de carbone organique et carbonates et des $\delta^{13}\text{C}$ sur la matière organique des carottes analysées par Calvert, Vogel et Southon (1987). Ils ont analysé principalement les unités I et II, une petite partie de l'unité III et une coulée de sédiment intercalée entre les unités I et II. Les auteurs montrent que la matière organique du sapropèle est principalement d'origine marine, tandis que l'unité I contient un mélange de matière d'origine terrestre et marine. Le sapropèle est formé, selon eux, comme le résultat d'une augmentation de la productivité planctonique pendant la transition du bassin des conditions lacustres aux conditions marines. La productivité est ensuite diminuée, et les conditions actuelles ne sont plus favorables à la formation du sapropèle. Les intervalles de variations des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ sont -23 à -27‰ comme l'intervalle des valeurs que l'on a obtenu dans l'étude présente. La composition isotopique du carbone semble indépendante du contenu de carbone organique. Selon les auteurs, cela est dû au fait que la diagenèse n'a pas d'influence visible sur les valeurs $\delta^{13}\text{C}$.

Calvert, Vogel et Southon (1987) datent avec du radiocarbone les carottes 1432 et 1474 (position sur la **figure 3.6** de chapitre 3) prélevées pendant l'expédition *Atlantis II*, (respectivement de profondeurs 2238 m et 906 m). Leur but est de déterminer les flux d'enfouissement (*angl.* burial fluxes) du carbone organique des unités II et I. Le taux d'accumulation du carbone dans le sapropèle calculé par les auteurs est: deux fois plus grand que celui du faciès marin moderne d'eau profonde (unité I) et presque égal avec celui du faciès moderne d'eau peu profonde. Ces différences dans les taux d'accumulation du carbone indiquent probablement que le sapropèle a été formé à la suite d'une augmentation de la productivité dans les eaux pendant la transition à la phase marine. Ceci est en accord avec le signal isotopique marin marqué du carbone de la matière organique du sapropèle, en contraste avec la source mixte du carbone des autres faciès.

Hay *et al.* (1990), ont mesuré le flux vertical actuel des particules dans la colonne d'eau, pendant 4.5 ans, à l'aide des pièges à sédiment. Ils ont choisi deux locations de la partie sud-ouest du bassin, à 40 et 80 km de la côte. Ils ont mesuré, entre autres paramètres, la quantité de carbone organique accumulée pendant une année. Elle varie de 8,4-10,2 % à 250 m de profondeur dans la colonne d'eau, à 13,2-14,5% à 1200 m. Le flux de particules varie de moins de 1 mg/m²/jour à plus de 480 mg/m²/jour. Il varie aussi en fonction de la distance de la côte : pour le site à 80 km de la côte il a été dominé par les blooms algaires, tandis que pour le site à 40 km de la côte, il a été beaucoup plus influencé par les apports de matériel terrigène suite aux tempêtes et par les fleuves.

Calvert *et al.* (1991) estiment les taux d'accumulation du carbone organique pour trois carottes issues de l'expédition du *N/O Knorr*, en 1988. Les carottes se trouvent à

des profondeurs de 198, 2087 et 2218 m dans la partie centrale-sud, centrale et centrale-ouest du bassin. Ils utilisent des dates ^{14}C AMS obtenues pour la fraction organique des sédiments récents. Les taux observés : 0,69 à 2,09 g C m⁻¹ ans⁻¹ sont significativement plus bas que ceux estimés antérieurement à partir du comptage des lamines. Comparant avec les valeurs des milieux oxygénés actuels, les auteurs observent que la Mer Noire n'est pas un endroit d'accumulation anormale du carbone organique. Ceci suggère que les conditions d'anoxie de la colonne d'eau ne sont pas obligatoirement similaires aux conditions nécessaires pour la préservation de la matière organique dans les sédiments marins. En conséquence, les modèles de la formation des sédiments carbonatés dans les enregistrements géologiques ont probablement besoin de modifications.

4.3. Méthode

Afin d'analyser les caractéristiques de la matière organique des sédiments, nos échantillons ont d'abord été nettoyés des carbonates minéraux par un traitement de plusieurs jours à l'acide chlorhydrique faiblement concentré (0,3 N) de manière à ne pas hydrolyser la matière organique. Les sédiments séchés immédiatement après l'échantillonnage à 50°C pendant au minimum 48 heures, ont été ensuite broyés dans un mortier en agate.

La détermination des teneurs en carbone organique, azote et le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la matière organique a été faite au LSCE à Gif sur Yvette. On a utilisé un analyseur élémentaire couplé à un spectromètre de masse (Fison NA1500/VG-OPTIMA). L'échantillon est introduit dans l'analyseur élémentaire où il est brûlé et transformé en dioxyde de carbone (CO_2) et azote (N_2). Les gaz obtenus sont purifiés, séparés par chromatographie gazeuse et quantifiés, fournissant ainsi les teneurs en carbone et azote de l'échantillon. Ils sont ensuite introduits dans le spectromètre de masse où leur composition isotopique est mesurée ($\delta^{13}\text{C}$), avec une précision de l'ordre de 0,1 à 0,2‰.

4.4. Résultats

Des mesures de concentrations en carbone organique, azote et des rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ont été effectués sur 118 niveaux issus de 5 carottes dont les profondeurs sous le niveau de la mer vont de 101 à 2100 mètres (pour la localisation de carottes voir le **tableau 2.1** et la **figure 2.1**). Nous avons disposé de 98 analyses pour le carbone organique et l'azote et 94 analyses pour le $\delta^{13}\text{C}$ (**tableaux 4.3 - 4.7**).

4.4.1. Carottes peu profondes (BLKS 98-04 et BLKS 98-06)

Pour les carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06**, le $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique pour les deux carottes indique des valeurs assez constantes dans l'intervalle étroit de -26 à -25 ‰, à quelques exceptions près (**Tabs. 4.3 ; 4.4** et **figs. 4.4 ; 4.5**).

Les taux de carbone organique et d'azote présentent la même tendance à une légère augmentation du bas vers le sommet des carottes. Cependant, leur variation est faible. Des variations plus accentuées sont observées pour le rapport C/N, surtout dans la carotte BLKS 98-06 (**Tabs. 4.3; 4.4** et **figs. 4.4 ; 4.5**).

Les symboles des faciès S1 à S5 définies dans le chapitre précédent, sont aussi marqués sur les **figures 4.4** et **4.5**. Nous pouvons remarquer que les deux carottes en question ont seulement deux faciès communs : S1 (a et b) et S4, où les caractéristiques des paramètres analysés sont similaires. Nous allons décrire l'évolution de ces paramètres pour chaque faciès.

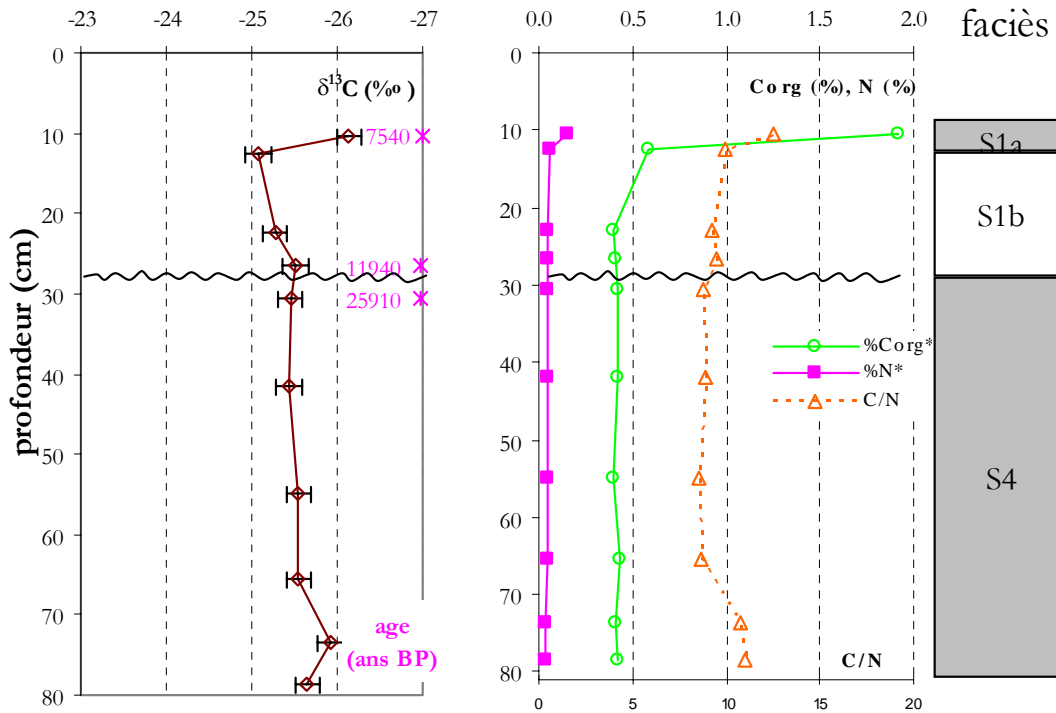


Fig.4.4 Taux de $\delta^{13}C$, carbone organique, azote et C/N pour la carotte BLKS 98-04 (âges conventionnels non-corrigés)

Les valeurs du **rapport isotopique $\delta^{13}C$** varient peu au long des deux carottes, dans l'intervalle -26,31 à -24,34, la plupart des valeurs étant comprises entre -26 et -25. Les valeurs extrêmes sont enregistrées dans le faciès S4b (-26,31‰) et S3 (-24,34‰).

Le contenu en **carbone organique** de sédiments est en général faible (entre 0,13 et 0,58%) dans tous les faciès, à l'exception du S1a où il atteint 1,8-1,9%. Néanmoins, si dans les faciès S4 et S1b les valeurs sont relativement constantes (autour de 0,3-0,5%), les faciès S4b et S3 sont caractérisées des valeurs plus faibles, (0,13-0,17%).

L'allure de la courbe **d'azote** ressemble à celle du carbone organique, avec des valeurs faibles (entre 0,02 et 0,07%) dans tous les faciès, à l'exception du faciès S1a (avec les maxima de 0,14-0,15 %).

Le **rapport C/N** est compris entre 6,5 et 11,1 pour les faciès S5, S4, S3 et S1b, et il atteint des valeurs maximales dans les faciès S4b (16,1) et S1b (12,4 ; 12,5)

4.4.2. Carottes profondes (BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22)

Les valeurs des taux de carbone organique, azote et rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N de ces trois carottes sont présentées dans les **tableaux 4.5, 4.6 et 4.7**. La variation de ces paramètres tout comme les faciès présents sont indiqués dans les **figures 4.6, 4.7 et 4.8**.

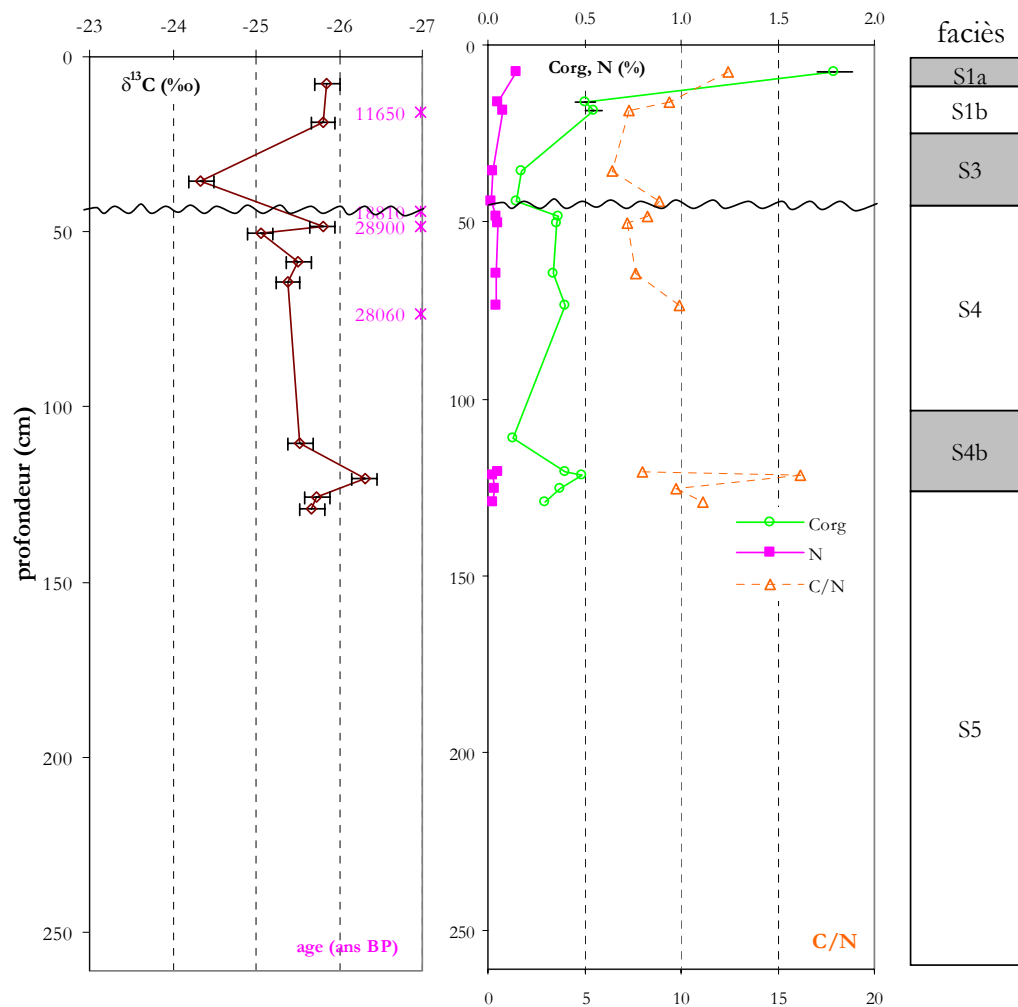


Fig.4.5 Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et C/N pour la carotte BLKS 98-06 (âges conventionnels non-corrigés)

Le long de ces trois carottes, nous avons identifié dans le chapitre précédent les faciès de pente continentale et de plaine abyssale : M3, M4, S6, S9 et S10 (fig.2.6b et c). Les paramètres analysés varient beaucoup en fonction de ces faciès. Nous les présentons donc en tenant compte des changements de ces lithofaciès.

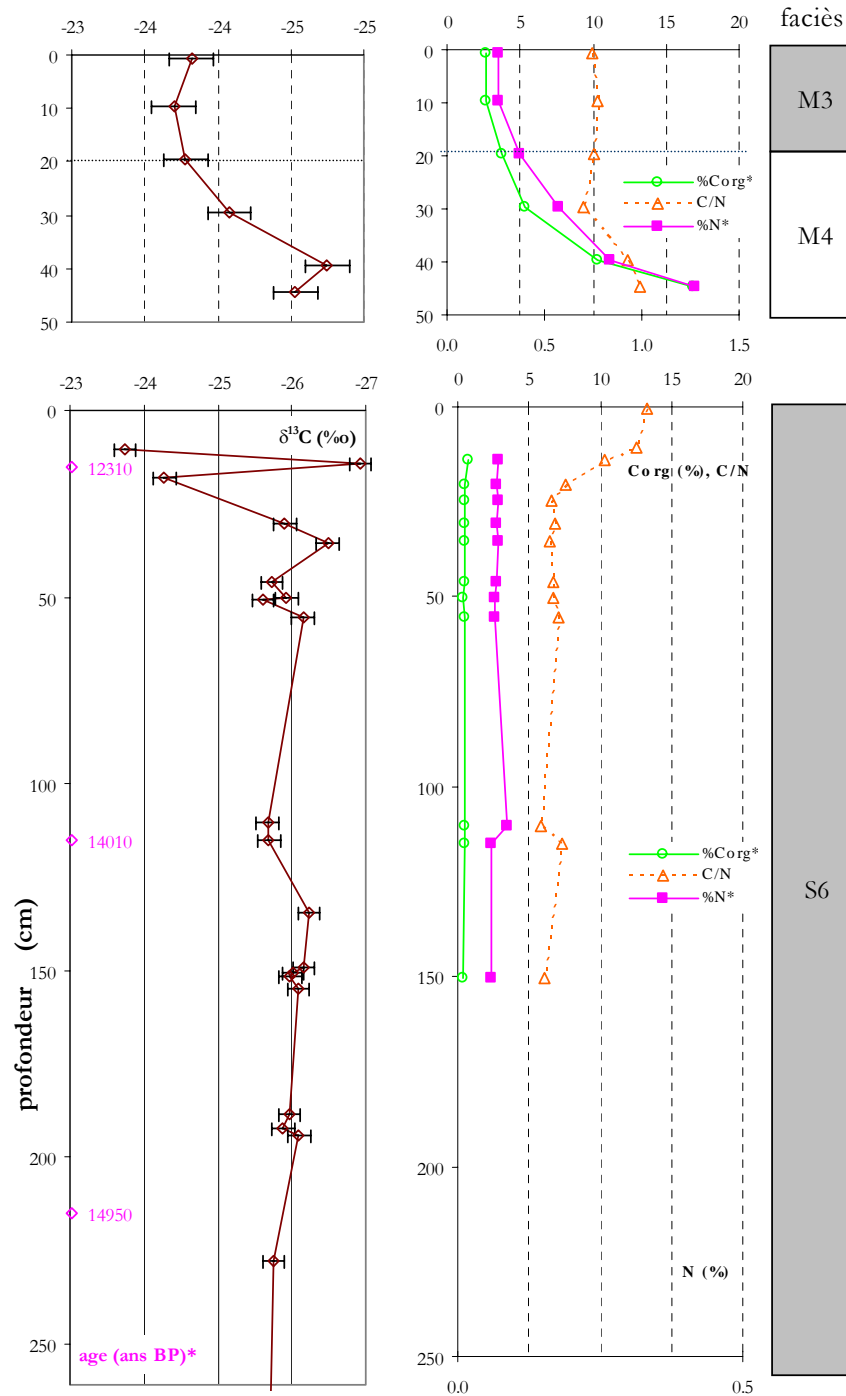


Fig.4.6 Taux de $\delta^{13}C$, carbone organique, azote et rapport C/N pour le carottier pilote BLCP 98-09 et la carotte BLKS 98-09 (*âges ^{14}C conventionnels non-corrigés, selon Major *et al.*, 2002)

Dans les faciès contemporains S10 et S6 présents dans les carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-09 les valeurs du **rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$** sont généralement constantes et voisines de -26‰ (de $-26,49$ à $-25,61\text{‰}$). A l'exception de la partie supérieure de la carotte BLKS 98-09 où la variabilité est très grande : entre $-26,93$ et $-23,74\text{‰}$. Dans le faciès S9 les valeurs augment progressivement de $-28,25\text{‰}$ à la base jusqu'à $-26,41\text{‰}$ (Figs.4.7 et 4.8). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans le faciès M4 sont très variables, entre $-26,43$

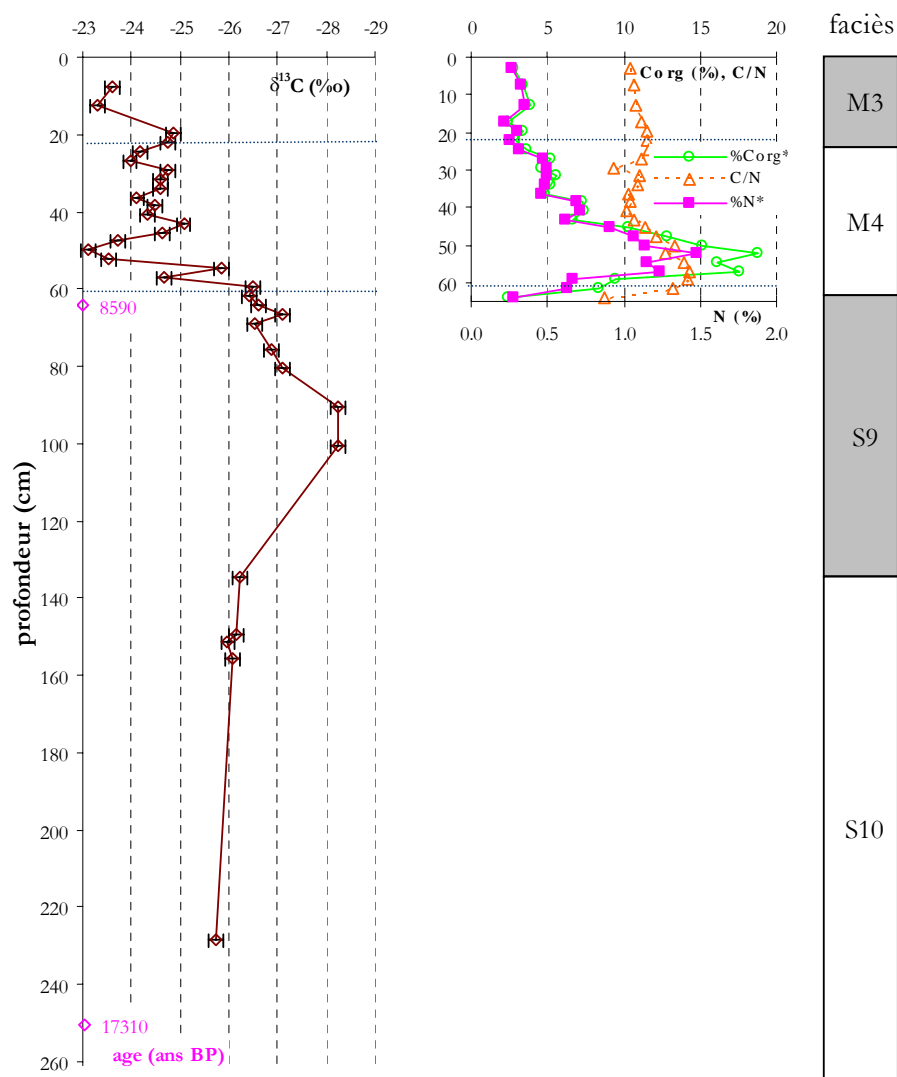


Fig. 4.7 Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et rapport C/N le long de la carotte BLKS 98-11 (âges conventionnels non-corrigés)

et $-23,12 \text{‰}$. L'intervalle de variation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ est plus restreint pour le faciès M3, entre $-25,27$ et $-23,74 \text{‰}$. Une augmentation des ces valeurs, du bas vers le sommet de ce faciès, a pu être observée (Figs. 4.6, 4.7, 4.8).

Les taux de **carbone organique** sont réduits dans les faciès S6 et S9 (entre 0,36 et 0,72% pour S6 et entre 0,06 et 0,63% pour S9), mais augmentent dans les faciès marins. Les plus grandes valeurs sont enregistrées dans la partie inférieure du faciès M4, l'intervalle de variation étant 3,69-18,76%. Le faciès M3 est caractérisé par des

valeurs élevées, comprises entre 2,43 et 11,81 %. Néanmoins, elles restent toujours fortes comparées à la définition d'un sapropèle⁹. Dans le cas de l'unité 1, on a donc une vase sapropélique à coccolites.

L'allure des courbes d'azote est parfaitement similaire à celles du carbone organique. Dans le faciès S6 les valeurs sont très faibles et relativement constantes dans l'intervalle 0,06 et 0,09%. Le faciès S9 est aussi caractérisé par des valeurs faibles, comprises entre 0,06 et 0,63%. Une augmentation importante de valeurs est enregistrée dans le faciès marin M4 des trois carottes, l'intervalle de variation étant 0,32-1,48%. Les plus fortes valeurs se trouvent dans la partie base du faciès M4 à sapropèle. La vase à coccolites (faciès M3) présente des valeurs de taux d'azote comprises entre 0,22 et 1,03%.

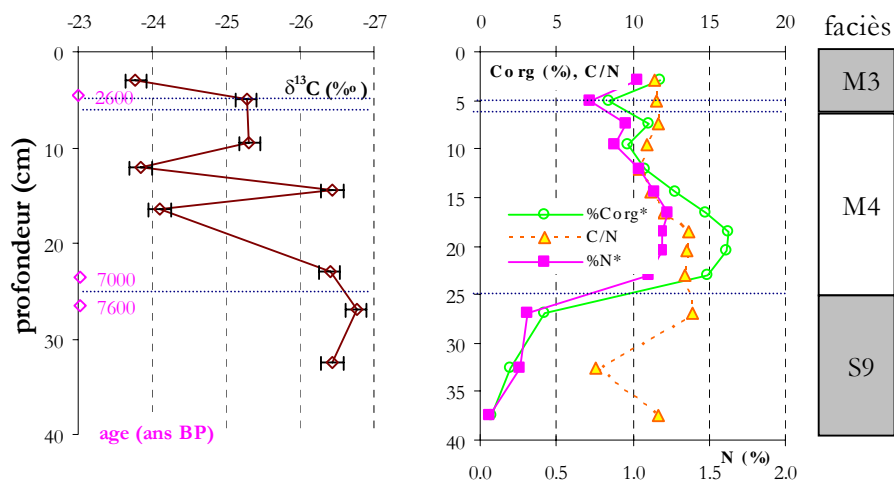


Fig.4.8 Taux de $\delta^{13}\text{C}$, carbone organique, azote et rapport C/N le long de la carotte BLKS 98-22 (âges conventionnels non-corrigés)

Le rapport C/N est supérieur à 5,8 et inférieur à 14,25. Les plus petites valeurs sont enregistrées dans les sédiments du faciès S6, dans la carotte BLKS 98-09. Ces valeurs dépassent la valeur 10 uniquement dans la partie supérieure de ce faciès représenté par les derniers 15 cm de la carotte. Le faciès S9 présente des valeurs variables, entre 7,56 et 13,89. Comme pour les taux de carbone et azote, les plus grandes valeurs du rapport C/N sont enregistrées dans le faciès M4 à sapropèle : 9,32-14,25. M3, le faciès à coccolites, présente des valeurs relativement constantes, autour de 10 : 9,5 à 11,56.

⁹ définition dans le 2-ème chapitre

4.5. Discussion et interprétation

Les différences lithologiques claires observées auparavant entre les carottes d'eau peu profonde (BLKS 98-04 et 06), et profonde (BLKS 98-09, 11 et 22), sont confirmées par l'analyse des propriétés de la matière organique des sédiments.

De nombreux auteurs (e.g. Cloern *et al.*, 2002 et les références citées) ont montré que, si la *matière organique* provient seulement de quelques sources ayant des signatures isotopiques distinctes, l'analyse des valeurs des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$, des taux de carbone organique, d'azote et du rapport atomique C/N considérées ensemble, peut donner des indications sur sa source probable.

Deines (1980) a effectué une compilation d'environ 1000 analyses de $\delta^{13}\text{C}$, dans le but d'identifier la façon dont ce paramètre varie, selon le type de plantes et selon le milieu qui ont donné la matière organique (**Figs.4.1** et **4.2**). L'intervalle de variation de nos données $\delta^{13}\text{C}$ est $-28,60 \div -23,12 \text{ ‰}$ ce qui peut correspondre, à la fois aux plantes terrestres CAM ou C3, mai aussi aux plantes aquatiques comme le plancton marin ou les plantes lacustres sans plancton (**Fig.4.1**).

La comparaison des courbes de variation du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ le long des carottes étudiées, montre encore une fois la différence entre les carottes d'eau peu profonde et les autres (**Fig.4.9**). On peut remarquer par exemple, que pour le premier groupe (BLKS 98-04 et BLKS 98-06), les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ sont confinées dans un intervalle étroit $-26 \div -25 \text{ ‰}$, tandis que le rapport C/N appartient à l'intervalle 6,46–8,01 ‰ (**Fig.4.5** et **tab.4.4**). C'est des valeurs autour de 6-8, caractéristiques pour la matière organique d'origine *algair*e (selon le rapport de Redfield¹⁰) (**Tab.4.1**). Ces valeurs sont sensiblement uniformes avant et après la discontinuité marquée par le changement brutal de lithologie et par les âges ^{14}C obtenus (**Fig.4.9**).

868 échantillons de plantes analysées par Cloern *et al.* (2002) ont permis aux auteurs de séparer 10 types distincts du point de vue des valeurs des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ et du rapport atomique C/N. Nous avons éliminé de leur dessin le paramètre $\delta^{15}\text{N}$, mais nous avons figuré les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N obtenues pour les échantillons de cette étude (**Fig.4.10**).

¹⁰ rapport qui se réfère à la composition élémentaire *moyenne* de la biomasse d'un phytoplancton marin se développant sans limitations par les nutriments, c'est-à-dire quand son taux de croissance est maximal dans des conditions définies de lumière, de température et de concentration en CO_2 . Dans ces conditions, le rapport C:N:P (en atomes) dans la biomasse est proche de 106:16:1, soit un rapport C:N ~6,6.

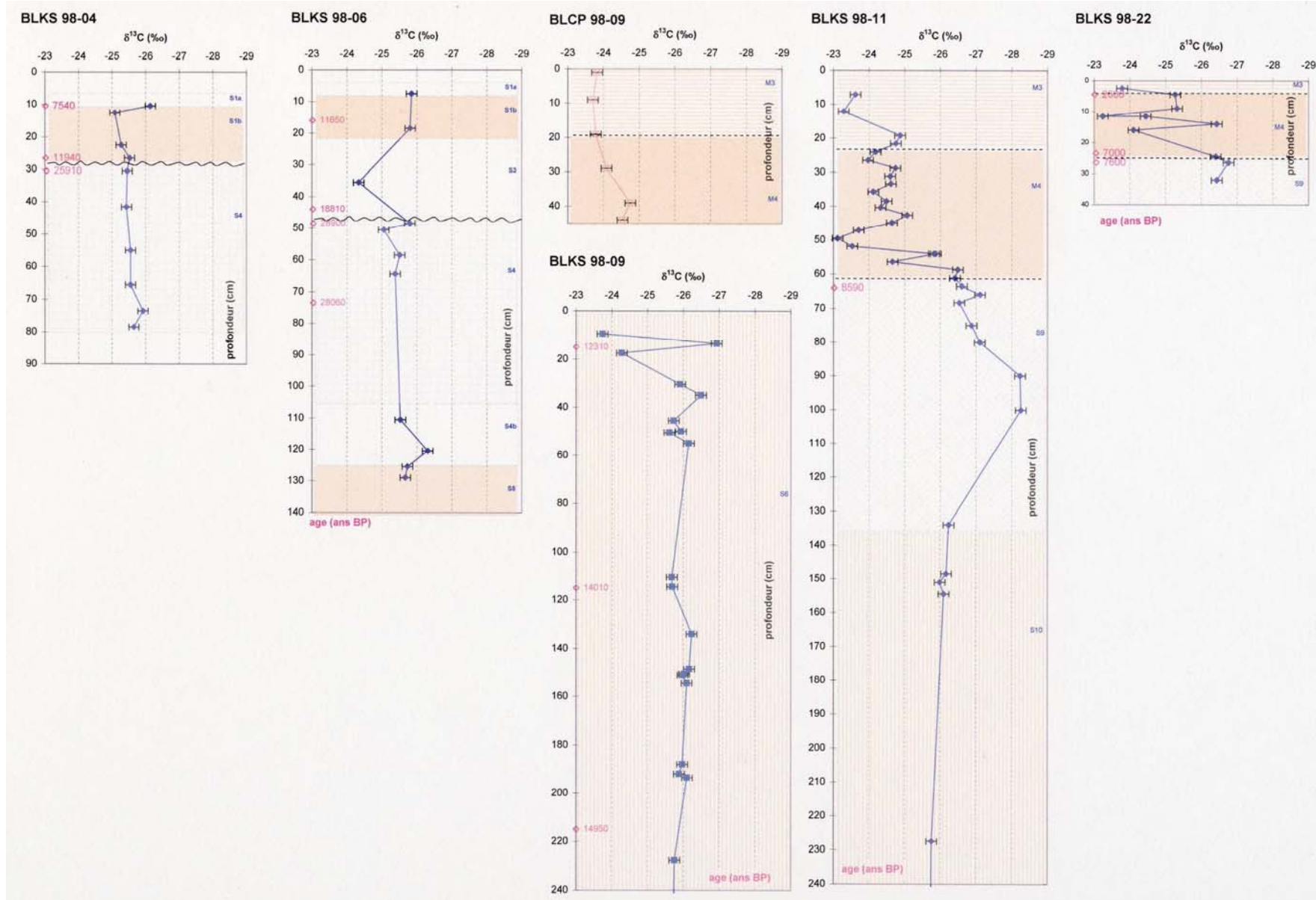


Fig.4.9 Rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique du sédiment pour les carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (âges ^{14}C de la carotte BLKS 98-09 d'après Major *et al.*, 2002)

Sur la **fig.4.10a**, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 correspondent au phytoplancton estuarien-marin. La représentation du rapport C/N en fonction du rapport $\delta^{13}\text{C}$ confirme l'origine algale marine de la matière organique du sédiment (**Fig.4.11a, b**). Tout le long des ces deux carottes à l'exception du faciès S3 dans BLKS 98-06, donc aussi en dessous de la discontinuité, la matière organique est probablement formée dans un milieu saumâtre. Ceci peut être un contre-argument pour la présence d'un stade marin jusqu'à 25000 ans BP mais il reste à vérifier la validité d'une telle hypothèse¹¹. Selon nos données les périodes 28000-25000 ans BP et 11900-8000 ans BP sont des périodes similaires du point de vue du type de la matière organique déposée, tandis que la période 18800-~12000 ans BP a un aspect différent. 6 échantillons de sédiment prélevés en-dessous des discontinuités des deux carottes, ont été analysés dans le but de rechercher la faune caractéristique du milieu qui régnait il y a plus de 25000 ans BP. Nous n'avons pas obtenu de résultat faunistique, même en prenant soin de retrouver de fragiles coquilles d'ostracodes. Ce résultat est très surprenant.

Dans les **carottes profondes** BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22, les paramètres caractéristiques de la matière organique présentent des intervalles de variation plus larges.

La quantité de carbone organique est très faible dans les faciès similaires S6 et S10 de carottes profondes (**Fig.4.12**). Ce paramètre, accompagné par un rapport C/N autour de 6-7 (entre 5,8 et 7,8, avec une seule valeur de 9,5) et des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ entre -26 et -27‰ indiquent le *plancton d'eau douce* comme principal fournisseur de la matière organique présente dans le sédiment de ce faciès (**Fig.4.10b1 ; Tab.4.1**). Ceci est visible aussi sur le graphique de la **figure 4.11c**.

¹¹ Il s'agit de la période du controversé stade Surojien (40000 - 25000 ans BP). Il est caractérisé, dans les descriptions par une salinité des eaux similaire à celle d'aujourd'hui et par un niveau de la mer proche de l'actuel vers la fin de la période (e.g. : Scherbakov *et al.*, 1979 ; Caraiwan *et al.*, 1986).

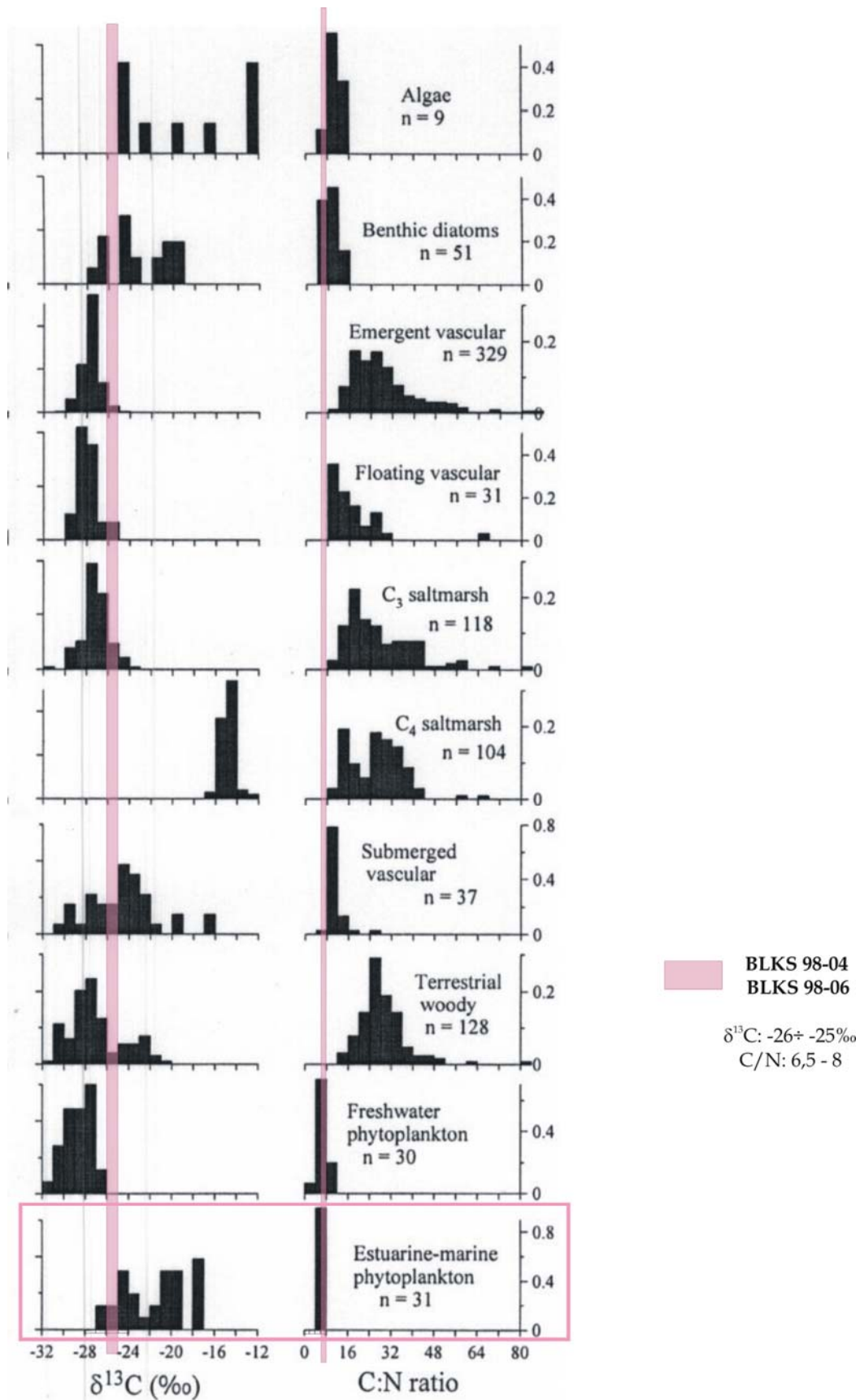


Fig.4.10 Fréquence de distribution des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour 10 groupes de plantes (d'après Cloern *et al.*, 2002) et intervalles de variation de ces paramètres dans les carottes étudiées:
a) BLKS 98-04 et BLKS 98-06

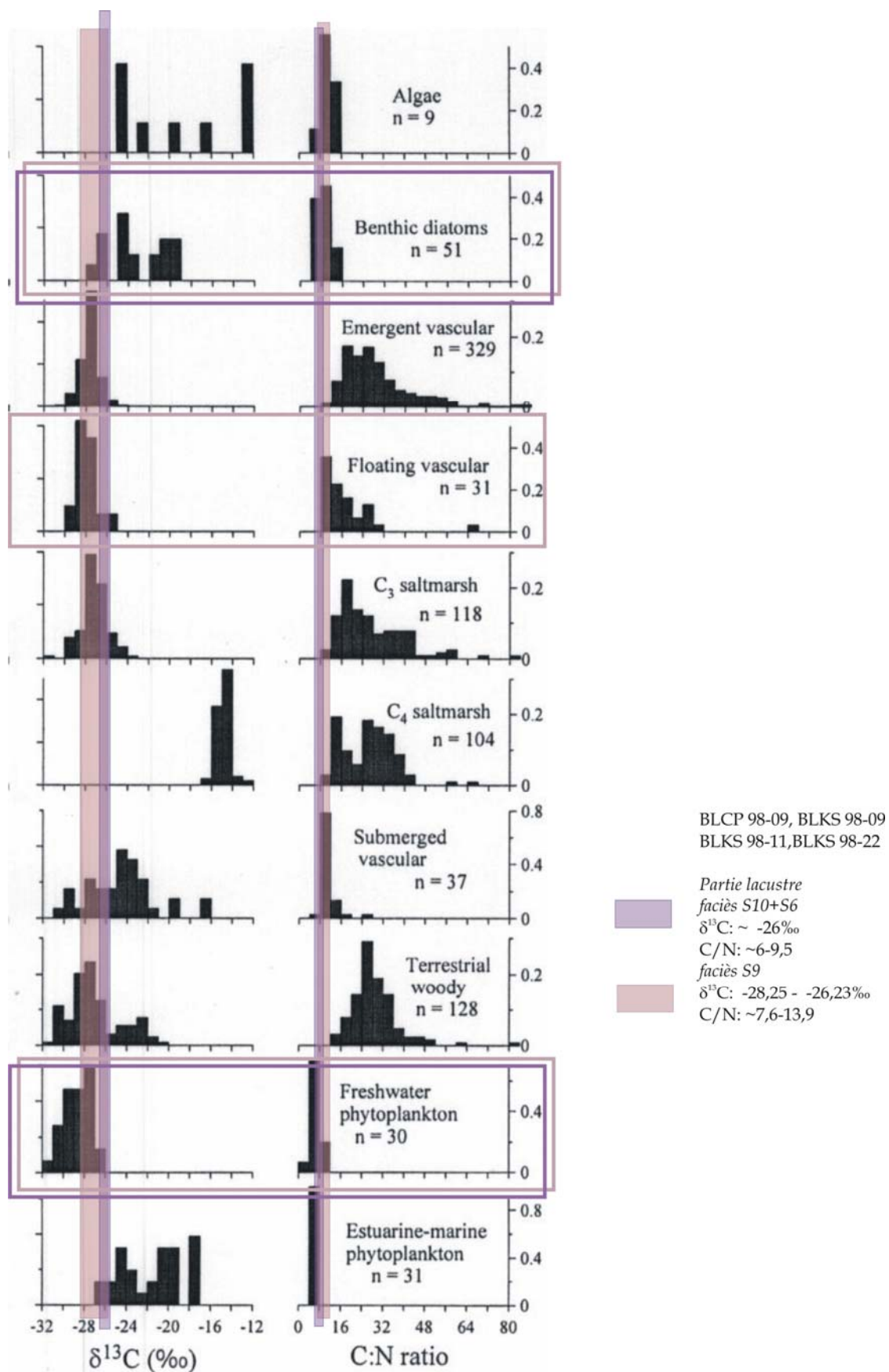


Fig.4.10 Fréquence de distribution des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et C/N pour 10 groupes de plantes (d'après Cloern *et al.*, 2002) et intervalles de variation de ces paramètres dans les carottes étudiées: b1) BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (faciès S10, S9 et S6)

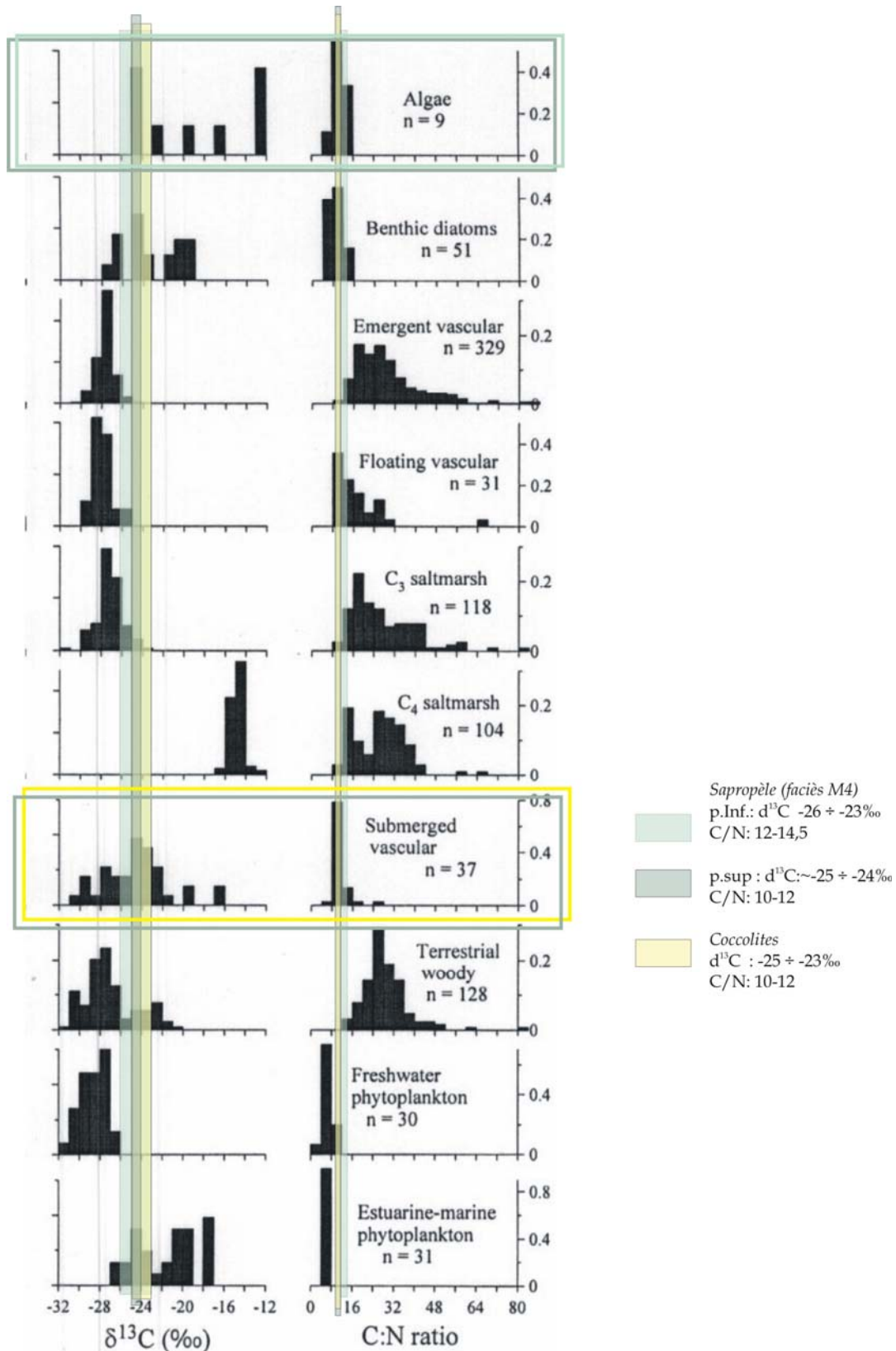


Fig.4.10 Fréquence de distribution des rapports $\delta^{13}C$ et C/N pour 10 groupes de plantes (d'après Cloern *et al.*, 2002) et intervalles de variation de ces paramètres dans les carottes étudiées:
b2) BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 faciès M4 et M3 (sapropèle et coccolites)

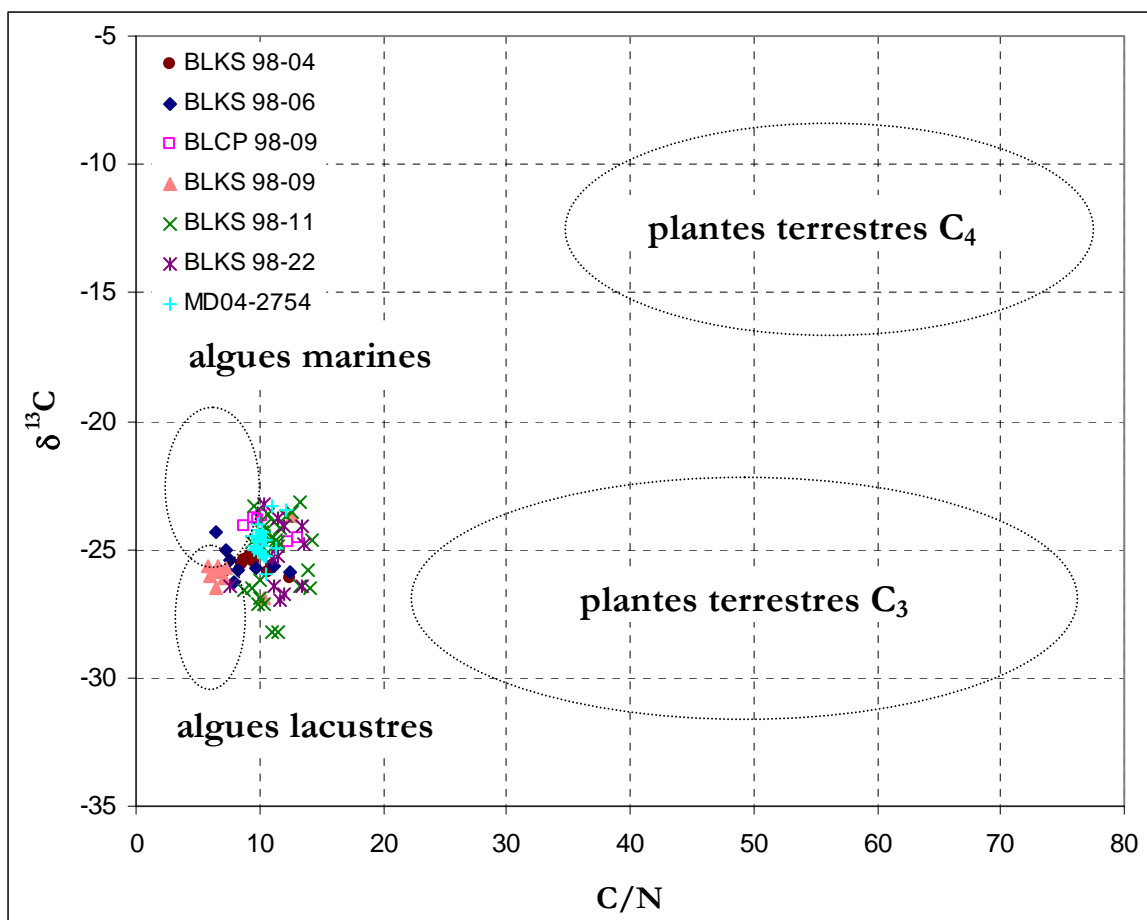


Fig.4.11 a-c Identification de la source possible de la matière organique par la représentation du rapport C/N en fonction des valeurs $\delta^{13}C$ (d'après Meyers, 1994) pour les carottes BLKS 98-04, BLKS 98-06, BLKS 98-09 et BLKS 98-11 et BLKS 98-22;
a) toutes les analyses.

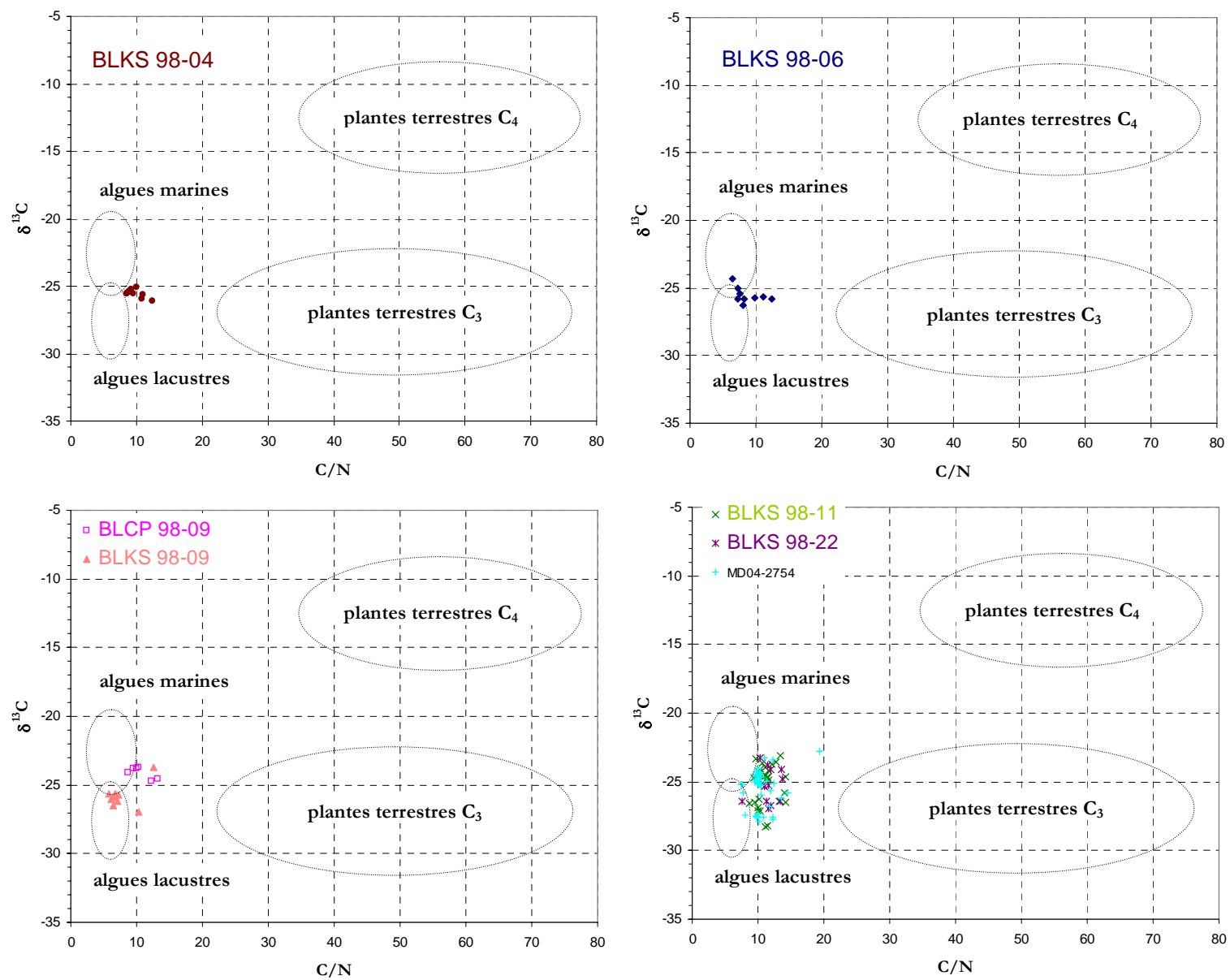


Fig.4.11 b) - analyses pour chaque carotte

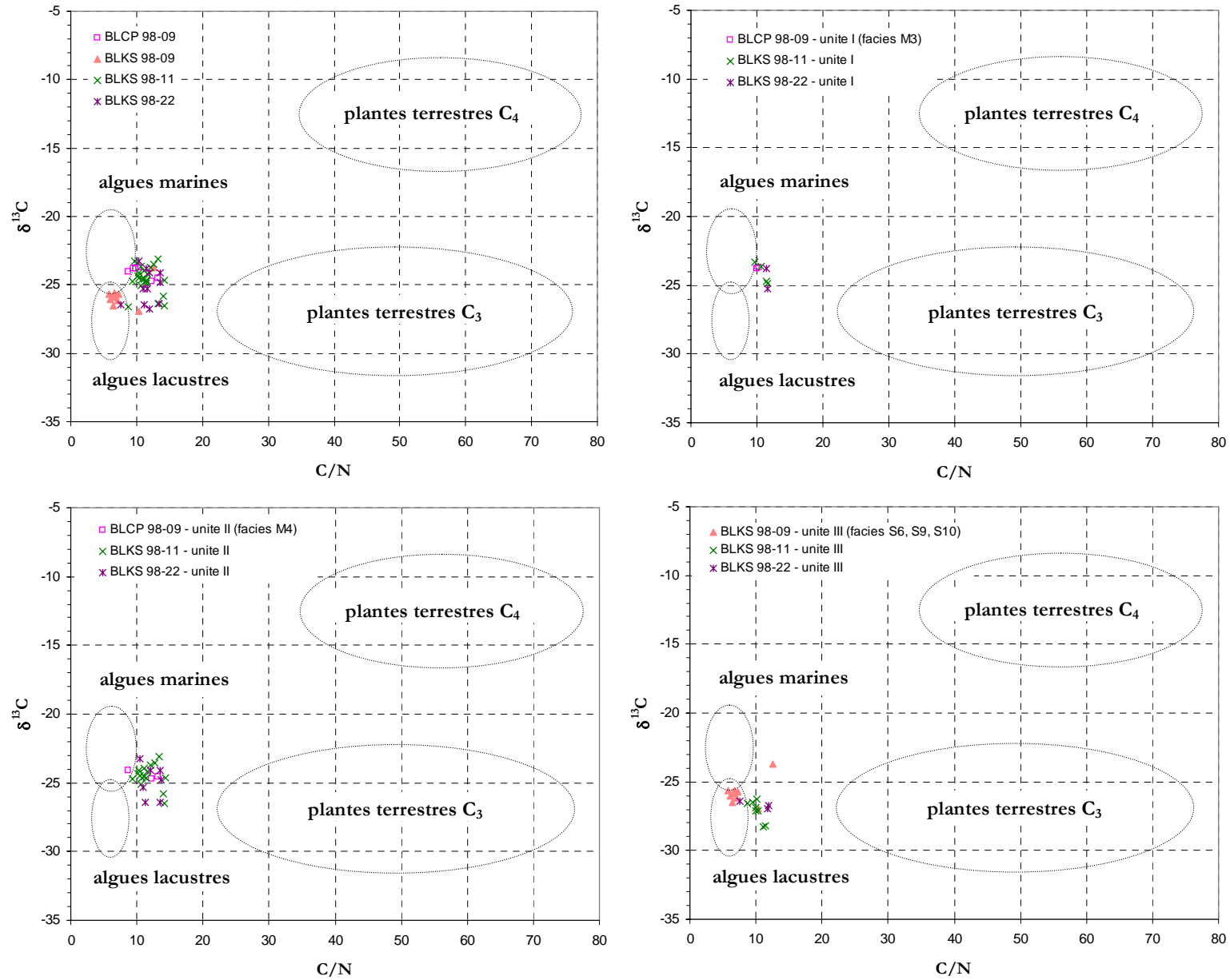


Fig.4.11 c) - analyses pour toutes les carottes profondes et ensuite sur chaque unité sédimentaire

Dans le faciès S9, les valeurs de carbone organique et C/N augmentent du bas vers le haut de la carotte, suggérant un passage progressif entre le faciès d'eau douce (S9) et le marin (M4, unité II). Les valeurs C/N augmentent au-delà de 10 et celles de $\delta^{13}\text{C}$ sont plus négatives que dans le faciès antérieur (entre -26,43 et -28,25‰) (Figs.4.12 ; 4.9 ; Tab.4.1). La combinaison de ces trois paramètres suggère une augmentation de la productivité dans les eaux de surface (traduite par l'augmentation des valeurs de carbone organique) un peu avant l'installation des conditions marines de déposition du sapropèle. Les valeurs plus négatives du $\delta^{13}\text{C}$, tout comme l'augmentation des valeurs C/N, peuvent indiquer, ou bien une dégradation de la matière organique, ou bien l'apport de matière organique de plantes vasculaires flottantes ou même de diatomées benthiques (fig.4.10b1). Pourtant, étant donné la quantité très réduite de diatomées identifiées dans les sédiments de la Mer Noire (Maynard, 1974), nous pensons que le signal identifié dans la matière organique analysée appartient soit aux plantes vasculaires flottantes soit à la matière dégradée. La composante principale de cette matière organique est

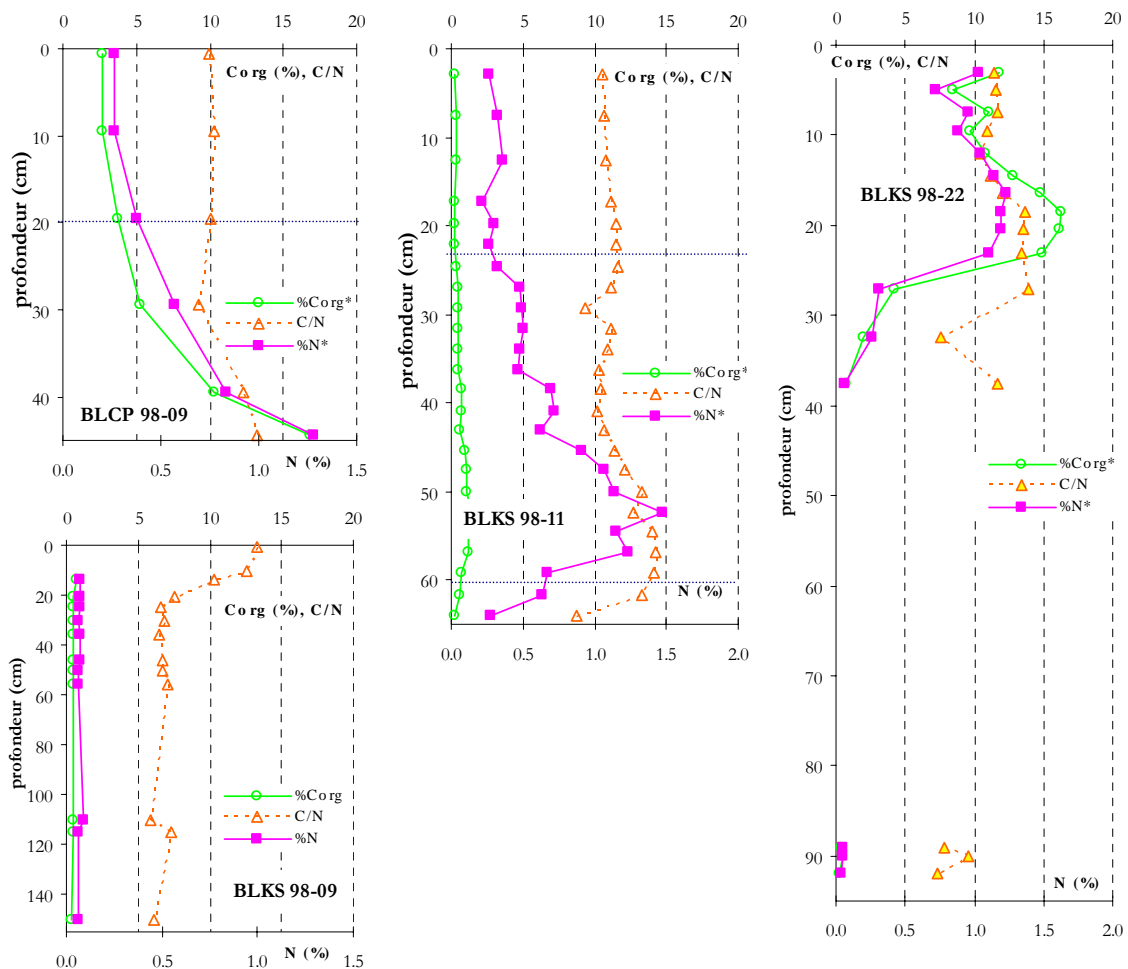


Fig.4.12 Taux de carbone organique, d'azote et rapport C/N de la matière organique du sédiment pour le sommet des carottes BLCP 98-09, BLKS 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (les faciès sont indiqués en bleu)

toujours le phytoplancton d'eau douce (**fig.4.10b1**).

Une diminution importante (jusqu'à $-28,25\%$ du rapport $\delta^{13}\text{C}$) est visible dans ce faciès S9 des carottes BLKS 98-11 et BLKS 98-22 (vase très fine carbonatée, ayant beaucoup d'ostracodes d'eau douce ; **figs. 4.7, 4.8** et **Annexe 4** – détermination de la faune). Ces valeurs correspondent à celles du $\delta^{13}\text{C}$ pour les *algues lacustres* ($-28,8 \div -26\%$). Si on tient aussi compte de l'augmentation nette du nombre de tests d'ostracodes d'eau douce identifiés dans les échantillons de cet intervalle, on peut interpréter la diminution de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique comme étant due à la prédominance, dans l'eau douce, du carbone minéral sous forme de CO_2 dissous. Ceci atteint son maximum entre 10300 ans et ~ 9800 ans BP, mais perdure jusqu'à environ 8200 ans BP (**Fig.4.9** et **Annexe 4**). Un apport plus grand d'eau douce avec du CO_2 dissous par les fleuves, peut également conduire à la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ dans les eaux de la Mer Noire. Un autre facteur qui agit est l'existence d'une relation linéaire entre la température des eaux et le $\delta^{13}\text{C}$ du plancton (Fontugne et Duplessy, 1981). La diminution des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ après 11800 ans peut être, dans ce cas, la réponse au refroidissement des eaux, suivie par une augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ correspondant à leur réchauffement. Pourtant, il est difficile d'expliquer les plus basses valeurs pendant la période 10300-9800 ans BP, après la fin de Younger Dryas, dans une période chaude.

Le sapropèle (unité II, faciès M4) des carottes profondes BLCP 98-09 et BLKS 98-11 présente des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ situées dans l'intervalle $-25 \div -24\%$, à l'exception de la partie inférieure du sapropèle de la carotte BLKS 98-11 (où la variation de $\delta^{13}\text{C}$ est plus grande) entre -26 et -23% . Des valeurs très variables du rapport $\delta^{13}\text{C}$ sont enregistrées dans le sapropèle de la carotte BLKS 98-22, mais elles sont toujours dans l'intervalle $-26 \div -23\%$ (**Fig.4.9**). Le rapport atomique C/N varie dans les intervalles 10-12 pour la partie supérieure du sapropèle et à 12-14,5 pour la partie inférieure (**Fig.4.12**). Ces valeurs, reportées sur le graphique de Cloern *et al.* (2002), montrent qu'il s'agit d'une matière organique d'origine *algale marine*, contenant éventuellement un signal caractéristique de diatomées (**Tab. 4.1** et **Fig. 4.10b2**). Ceci est concordant avec la présence de diatomées dans la vase sapropélique holocène déjà mise en évidence par Stoffers et Müller (1978), pour des carottes du Leg 42B – DSDP.

Calvert et Fontugne (1987) pensent que les variations des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ dans le sapropèle reflètent plutôt une fluctuation du fractionnement isotopique du carbone par le phytoplancton de la Mer Noire et non pas la présence d'une fraction de carbone terrigène parce que celui-ci est très probablement piégé près du continent.

Nous pensons que l'influence terrigène ne peut pas être exclue, pouvant être représentée par la matière organique du pollen transporté par les fleuves ou par les

vents. Des niveaux à pollen ou du pollen disséminé ont été identifiés dans le sapropèle par plusieurs auteurs (Degens *et al.*, 1970 ; Ross et Degens, 1974 ; Traverse, 1974 ; Hay *et al.*, 1991 ; Atanassova, 1995).

La façon dont les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ varient le long de nos carottes est très similaire à celle décrite par Deuser (1972) pour la carotte 1474 et également aux résultats de Calvert et Fontugne (1987), et Arthur et Dean (1998), pour les carottes 1470 et 1432 et GC59.

La variation importante des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ à la base du sapropèle est attribuée par Calvert et Fontugne (1987) au mélange du sapropèle avec le sédiment de l'unité III. Néanmoins, la présence de deux épisodes dans la formation du sapropèle est très bien visible dans nos données et elle a été aussi mentionnée par d'autres auteurs (*e.g.* Glenn et Arthur, 1985; Arthur et Dean, 1998). En conséquence, on pense que les valeurs très basses de $\delta^{13}\text{C}$ à la base du sapropèle sont plutôt dues au passage progressif de conditions lacustres aux conditions marines. Ce passage est suivi par un pic de productivité important (les plus hautes valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du sapropèle : $\sim -23\text{‰}$) – du aux mélange des eaux et aux grandes quantités de nutriments apportées par l'eau salé et ensuite des valeurs moins variables entre -25 et -24‰ , suite à l'installation de la stratification des eaux dans le bassin.

L'unité I à coccolites (faciès M3) des carottes BLCP 98-09, BLKS 98-11 et BLKS 98-22 présente des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ entre -24 et -23‰ , avec quelques points plus négatifs (vers -25‰), et un rapport C/N entre 10 et 12. Ce sont des valeurs proches de celles du plancton actuel de la Mer Noire (-23‰ selon Deuser, 1970b) (**Tab. 4.1** et **Fig. 4.10b2**). Des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ plus négatives, et un rapport C/N plus grand que 10, peuvent représenter l'influence d'une certaine quantité de plantes vasculaires submergées (voir la **fig.4.10b2**) ou un apport de matière organique terrestre. L'influence terrigène sur les sédiments de l'unité I a été mentionnée auparavant par Calvert et Fontugne (1987). Compte tenu de la distance de cette carotte par rapport à la côte, qui empêchait l'arrivée de la matière organique continentale transportée par l'eau, nous pouvons supposer que l'influence terrestre est donnée par le pollen présent en grandes quantités dans les sédiments holocènes de la Mer Noire (*e.g.* Traverse, 1974 ; Atanassova, 1995). Un autre processus qui peut conduire à l'augmentation des valeurs du rapport C/N au-delà de 10 peut être la dégradation de la matière organique.

4.6. Conclusion

L'analyse de la matière organique de sédiments nous a montré encore une fois la différence nette entre les carottes récoltées dans des zones peu profondes du bassin et ceux des zones profondes. Cette analyse nous a aussi permis de déceler les diverses sources de cette MO, en relation avec la salinité de l'eau dans laquelle elle s'est formée.

En général, dans toutes les carottes analysées, la matière organique provient principalement des algues, mais elle contient aussi une faible influence terrigène, des plantes vasculaires aquatiques ou même une légère dégradation.

Dans les carottes de plate-forme continentale, la matière organique est formée à base de plancton de type 'estuarien-marin', donc d'eau saumâtre. Ceci est valable surtout pour les intervalles de temps 28000-25000 ans et ~12000-8000 ans. L'intervalle 18800-12000 ans n'est pas bien défini par ces analyses, mais il est différent des autres. Ses caractéristiques restent à être précisées.

Pour les carottes d'eau profonde, situées sur la pente continentale ou dans la plaine abyssale, le type de la matière organique est différent selon le faciès examiné. Dans les faciès S6, S9 et S10, la source principale de la matière organique est le phytoplancton d'eau douce. Il s'agit de la période de temps ~15000 à 7600 ans BP. La matière organique du faciès S9 semble contenir aussi un signal de plantes vasculaires.

Les faciès M4 et M3 (les unités II et I) contiennent une matière organique dont l'origine sont les algues marines, avec des influences de matériel terrestre constitué probablement par du pollen.

Remarquons que l'intervalle de temps 12000-8000 ans BP ne semble pas avoir les mêmes caractéristiques sur la pente continentale et dans le bassin profond.

Tableau 4.1 Rapports atomiques C/N et valeurs $\delta^{13}\text{C}$ organique représentatifs pour différentes sources de matière organique dans les sédiments aquatiques : algues marines, algues lacustres, plantes C₃ et plantes C₄ (modifié d'après Meyers, 1994, Deuser, 1970a et Cloern *et al.*, 2002)

Source de la matière organique	Localisation	C/N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs. PDB)	Référence
Plantes C₃				
Feuilles de saule	Lac Walker, Nevada, E.-U.	38	-26.7	[1]
Feuilles de saule (<i>Salix lasiandra</i>)	Système estuarien du Golfe de San Francisco	28.6	-28.3	[7]
Feuilles de peuplier	Lac Walker, Nevada, E.-U.	62	-27.9	[1]
Feuilles de peuplier (<i>Populus fremontii</i>)	Système estuarien du Golfe de San Francisco	24.3	-29.0	[7]
Aiguilles de pin	Lac Walker, Nevada, E.-U.	42	-24.8	[1]
Aiguilles d'épicéa	Michigan	43	-25.1	[2]
Feuilles de mangroves	Penang, Malaysia	-	-27.1	[3]
Feuilles de palmier	Lac Bosumtwi, Ghana	91	-25.5	[4]
Troscart maritime (<i>Triglochin maritime</i>)	Système estuarien du Golfe de San Francisco	22.1	-28.3	[7]
Plantes C₄				
Herbes marines	Lac Walker, Nevada, E.-U.	160	-14.1	[1]
Distichlis à épis (<i>Distichlis spicata</i>)		31.4	-15.0	[7]
Soude commune (Tumbleweed, <i>Salsola kali</i>)	Lac Walker, Nevada, E.-U.	68	-12.5	[1]
Spartine (Cordgrass, <i>Spartina foliosa</i>)	Système estuarien du Golfe de San Francisco	22	-14.8	[7]
Millet sauvage (Wild millet, <i>Milium effusum</i>)	Lac Bosumtwi, Ghana	156	-10.8	[4]
Algues lacustres				
Plancton (mixte)	Lac Walker, Nevada, E.-U.	8	-28.8	[1]
Plancton (mixte)	Lac Pyramid, Nevada, E.-U.	6	-28.3	[2]
Plancton (mixte)	Lac Michigan, Amérique de Nord	7	-26.8	[2]
Phytoplancton d'eau douce	Système estuarien du Golfe de San Francisco	6.6	-28.6	[7]
Algues marines				
Diatomées (mixte)	Golfe de Narragansett, Rhode Island, E.-U.	-	-20.3	[5]
Diatomées benthiques	Système estuarien du Golfe de San Francisco	6.1-9.7	-20.0 ÷ -24.0	[7]
Nannoplancton (mixte)	Golfe de Narragansett, Rhode Island, E.-U.	-	-22.2	[5]
Plancton (mixte)	Penang, Malaysia	-	-21.0	[3]
Plancton (mixte)	Golfe Dabob, Washington, E.-U.	5	-22.4	[6]
Plancton	Mer Noire		-23	[8]
Phytoplancton estuarien-marin	Système estuarien du Golfe de San Francisco	6	-21.5	[7]

- = non déterminé

Références : [1] Meyers (1990) ; [2] = Meyers (données non publiées, 1992) ; [3] = Rodelli *et al.*, (1994) ; [4] = Talbot et Johannesson (1992) ; [5] = Gearing *et al.* (1984) ; [6] = Prahl *et al.* (1980) ; [7] = Cloern *et al.*, (2002) ; [8] = Deuser (1970a).

Tableau 4.2 Valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du carbone provenant de diverses sources (matière organique, carbonates, CO_2) (compilation d'après Deines, 1980 ; Meyers, 1994 et Deuser, 1970a)

Matériel		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs. PDB)	Observations
Carbone organique (Corg)	Plantes terrestres - C_3	-27‰	Feuilles
Corg	Plantes - C_4	-14	Feuilles
Corg	Plantes - CAM	-9 ÷ -38	Feuilles
Corg	algues lacustres	-26 ÷ -28,8	
	algues marines	-20 ÷ -24	
Corg	sédiments continentaux récents – Sol	-14,8 ÷ -30	En fonction de la couverture des plantes
Corg	sédiments continentaux récents – tourbe	-26 ÷ -28,8	
Corg	sédiments lacustres récents	-8 ÷ -38	
Corg	sédiments récents de rivières	-26	
Corg	sédiments marins récents	-10 ÷ -30	la plupart de valeurs entre -20 et -27‰
CO_2	Atmosphérique	-7	
CO_2	dissous dans l'eau marine	~ 0	
CO_2	dissous dans l'eau de la Mer Noire	0 ÷ -6,5	Diminuant avec la profondeur : ~0 en surface, -6,5 à 1500 m de profondeur (Deuser, 1970b)
Carbonates	Marins	0 ÷ -5	
Carbonates	lacustres (eau douce)	0 ÷ -10	
Carbonates	solides	+4,2	

Tableau 4.3. Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte **BLKS 98-04**. La précision sur les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,15‰.

niveau (cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Corg}}$	%Corg*	$\Delta \% \text{C}$	%N*	$\Delta \% \text{N}$	C/N	$\Delta \text{C/N}$
10-11	-26,14	1,92	0,081	0,15	0,025	12,5	0,94
12-13	-25,08	0,58	0,066	0,06	0,009	10,0	1,03
22-24	-25,27	0,40	0,030	0,04	0,004	9,2	0,99
26-27	-25,52	0,41	0,031	0,04	0,004	9,5	1,04
30-31	-25,45	0,42	0,026	0,05	0,004	8,7	0,95
41-43	-25,43	0,42	0,026	0,05	0,004	8,9	0,97
54,5-55,5	-25,55	0,40	0,025	0,05	0,004	8,6	0,93
65-66	-25,55	0,43	0,026	0,05	0,004	8,6	0,94
73-74	-25,92	0,41	0,026	0,04	0,003	10,8	1,17
78-79	-25,65	0,43	0,027	0,04	0,003	11,1	1,20

Tableau 4.4. Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte **BLKS 98-06**. La précision sur les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,15‰.

niveau (cm)	$\delta^{13}\text{Corg}$	%Corg	$\Delta\%C$	%N	$\Delta\%N$	C/N	$\Delta C/N$
7-8	-25,85	1,79	0,093	0,14	0,018	12,4	1,06
15,5-16,5		0,50	0,053	0,05	0,007	9,4	1,01
18-20	-25,81	0,55	0,04	0,07	0,01	7,3	0,55
35-37	-24,34	0,17	0,01	0,03	0,00	6,5	0,49
43,5-44,5		0,15	0,010	0,02	0,001	8,8	0,96
48-49	-25,80	0,37	0,023	0,04	0,003	8,2	0,90
50-52	-25,05	0,36	0,02	0,05	0,00	7,2	0,55
58-59	-25,51						
64-65	-25,38	0,34	0,02	0,04	0,00	7,6	0,58
73-74		0,40	0,026	0,04	0,003	9,9	1,08
110,5-111,5	-25,53	0,13	0,008				
120-121	-26,31	0,40	0,02	0,05	0,00	8,0	0,60
121-122		0,48	0,029	0,03	0,002	16,1	1,76
125-126	-25,73	0,37	0,027	0,04	0,003	9,8	1,06
128,5-129,5	-25,67	0,30	0,019	0,03	0,002	11,1	1,21

Tableau 4.5. Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour les carottes **BLCP 98-09** et **BLKS 98-09**. La précision sur les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,15‰.

carotte	niveau (cm)	$\delta^{13}\text{Corg}$	%Corg*	$\Delta\%C$	%N*	$\Delta\%N$	C/N	$\Delta C/N$
BLCP 98-09	0-1	-23,82	2,66	0,19	0,27	0,10	9,9	1,51
BLCP 98-09	9-10	-23,70	2,67	0,15	0,26	0,09	10,3	1,51
BLCP 98-09	19-20	-23,78	3,76	0,13	0,40	0,05	9,5	1,11
BLCP 98-09	29-30	-24,08	5,31	0,23	0,54	0,10	9,9	1,57
BLCP 98-09	39-40	-24,75	10,30	0,22	0,84	0,16	12,3	1,75
BLCP 98-09	44-45	-24,53	16,85	0,30	1,28	0,12	13,2	1,02
BLKS 98-09	0-2			0,29		0,022	13,3	1,2
BLKS 98-09	10-12	-23,74		0,6		0,05	12,6	1,0
BLKS 98-09	13,5-14,5	-26,93	0,72	0,058	0,07	0,007	10,3	1,10
BLKS 98-09	17,5-18,5	-24,28						
BLKS 98-09	20-22		0,52	0,03	0,07	0,004	7,6	0,7
BLKS 98-09	24-25		0,46	0,030	0,07	0,005	6,6	0,72
BLKS 98-09	30-32	-25,91	0,45	0,02	0,07	0,003	6,8	0,5
BLKS 98-09	35-36	-26,49	0,45	0,029	0,07	0,005	6,4	0,70
BLKS 98-09	45,5-46,5	-25,73	0,46	0,029	0,07	0,005	6,7	0,73
BLKS 98-09	50-52	-25,61	0,43	0,02	0,06	0,003	6,7	0,5
BLKS 98-09	55-56	-26,15	0,46	0,028	0,07	0,005	7,1	0,78
BLKS 98-09	110-112	-25,68	0,50	0,02	0,09	0,004	5,8	0,4
BLKS 98-09	114,5-115,5	-25,69	0,44	0,027	0,06	0,004	7,3	0,80
BLKS 98-09	134-135	-26,23						
BLKS 98-09	148,5-149,5	-26,16						
BLKS 98-09	150-152	-26,02	0,36	0,02	0,06	0,003	6,1	0,5
BLKS 98-09	154,5-155,5	-26,09						
BLKS 98-09	188-189	-25,97						
BLKS 98-09	192-193	-25,88						
BLKS 98-09	193,5-194,5	-26,10						
BLKS 98-09	227,5-228,5	-25,75						
BLKS 98-09	667,5-668,5	-25,30						
BLKS 98-09	824-825	-25,15						

BLKS 98-09	834-835	-25,31					
------------	---------	--------	--	--	--	--	--

* d'après André, 1999

Tableau 4.6. Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte **BLKS 98-11**. La précision sur les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,15‰.

niveau (cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	%Corg	$\Delta \%C$	%N	$\Delta \%N$	C/N	$\Delta C/N$
2,5-3,5		2,81	0,26	0,27	0,108	10,5	1,64
7,1-8,1	-23,62	3,43	0,21	0,32	0,107	10,6	1,61
9,8-10,8		3,29	0,22	0,32	0,190	10,3	2,68
12,1-13,1	-23,29	3,83	0,16	0,40	0,091	9,6	1,04
14,5-15,5		3,27	0,10	0,32	0,194	10,2	2,44
16,7-17,7		2,43	0,27	0,22	0,097	11,2	1,79
19,2-20,2	-24,87	3,45	0,25	0,30	0,064	11,6	1,97
21,6-22,6	-24,75	2,96	0,21	0,26	0,054	11,5	1,95
24,1-25,1	-24,18	3,69	0,25	0,32	0,076	11,6	1,89
26,5-27,5	-23,97	5,27	0,31	0,47	0,081	11,1	1,90
28,8-29,8	-24,74	4,58	0,11	0,49	0,062	9,3	1,02
31,1-32,26	-24,59	5,54	0,27	0,50	0,087	11,1	1,81
33,4-34,4	-24,61	5,26	0,24	0,48	0,085	10,9	1,75
35,7-36,7	-24,12	4,79	0,22	0,46	0,081	10,3	1,66
38-39	-24,49	7,23	0,17	0,70	0,125	10,4	1,49
40,4-41,4	-24,32	7,34	0,13	0,72	0,124	10,2	1,41
42,6-43,6	-25,07	6,61	0,24	0,62	0,107	10,6	1,64
44,9-45,9	-24,64	10,36	0,19	0,91	0,159	11,4	1,61
47,1-48,1	-23,71	12,89	0,25	1,06	0,103	12,1	0,95
49,5-50,5	-23,12	15,11	0,27	1,13	0,109	13,3	1,03
51,8-52,8	-23,53	18,76	0,19	1,48	0,133	12,7	0,89
54-55	-25,82	16,11	0,16	1,15	0,104	14,0	1,01
56,4-57,4	-24,66	17,63	0,18	1,24	0,114	14,2	1,03
58,7-59,7	-26,49	9,43	0,19	0,67	0,079	14,1	1,08
61,2-62,2	-26,41	8,38	0,11	0,63	0,080	13,3	1,33
63,5-64,5	-26,6	2,39	0,10	0,28	0,036	8,7	1,06
65,9-66,9	-27,11	2,18	0,14	0,22	0,064	9,9	2,82
68,3-69,3	-26,53	1,84	0,11	0,19	0,058	9,4	2,65
75-76	-26,87	1,58	0,11	0,16	0,053	10,0	2,83
80-81	-27,1	1,48	0,11	0,14	0,052	10,3	2,92
85-86		0,92	0,11	0,09	0,046	10,4	2,99
90-91	-28,23	1,01	0,12	0,09	0,048	11,5	3,26
95-96		0,83	0,12	0,08	0,051	10,2	2,92
100-101	-28,25	0,94	0,12	0,09	0,049	11,1	3,15
105-106		0,74	0,11	0,07	0,047	10,4	2,97
110-111		0,71	0,11	0,07	0,049	10,3	2,91
115-116		0,62	0,10	0,06	0,047	9,9	2,81
120-121		0,61	0,10	0,06	0,046	10,2	2,91
125-126		0,53	0,10	0,05	0,045	9,9	2,83
130-131		0,49	0,10	0,05	0,044	10,1	2,89
134-135	-26,23						
149-150	-26,16						
151-152	-25,98						
155-156	-26,09						
228-229	-25,75						
668-669	-25,3						

Tableau 4.7 Analyses du rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$, du taux de carbone organique, de l'azote et du rapport C/N, pour la carotte **BLKS 98-22**. La précision sur les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ est de 0,15‰.

niveau (cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$	%Corg	$\Delta \%C$	%N	$\Delta \%N$	C/N	$\Delta C/N$
2,5-3,5	-23,78	11,81	0,15	1,03	0,12	11,47	0,82
4,5-5,5	-25,27	8,40	0,12	0,73	0,10	11,56	1,13
7-8		11,11	0,20	0,95	0,10	11,65	0,90
9-10	-25,32	9,69	0,17	0,88	0,09	10,96	0,84
11,5-12,5	-23,24	10,83	0,25	1,04	0,10	10,40	0,84
14-15	-26,43	12,85	0,19	1,15	0,11	11,21	0,84
16-17	-24,10	14,77	0,15	1,23	0,12	12,00	0,86
18-19	-24,82	16,27	0,16	1,19	0,11	13,64	0,98
20-21	-24,12	16,10	0,15	1,19	0,10	13,51	0,97
22,5-23,5	-26,40	14,94	0,14	1,11	0,09	13,46	0,97
26,5-27,5	-26,76	4,22	0,17	0,31	0,03	13,89	1,40
32-33	-26,43	1,99	0,09	0,26	0,03	7,56	0,98
37-38	-26,95	0,73	0,06	0,06	0,01	11,69	1,60
88,5-89,5		0,41	0,023	0,05	0,004	7,8	0,85
89,5-90,5		0,49	0,030	0,05	0,004	9,5	1,04
91,5-92,5		0,31	0,020	0,04	0,003	7,3	0,80
92,5-93,5		0,40	0,03	0,04	0,012	9,5	2,74

Chapitre 5. Argiles et minéralogie

5.1. Introduction

5.2. Résultats minéralogiques

5.3. Discussion

5.3.1 Origine des minéraux argileux des sédiments

- a) Apport du bassin versant de la Mer Noire
- b) Cas des carottes marines étudiées
- c) Comparaison avec les données de la littérature

5.3.2. Signification climatique des changements minéralogiques

5.4. Conclusion

Chapitre 5. Argiles et minéralogie

5.1. Introduction

Pour mieux tracer les zones sources du sédiment et comprendre les changements environnementaux des derniers 30 000 ans dans le bassin Nord-Ouest de la Mer Noire nous avons réalisé une étude minéralogique, en particulier du cortège argileux. Compte tenu des faciès différents apparaissant selon la profondeur dans le bassin, nous avons choisi deux carottes de référence: BLKS 98-06 située sur la plate-forme continentale à 135 m, et BLKS 98-22 située dans la plaine abyssale, à 2100 m de profondeur.

Les méthodes utilisées sont la diffraction des rayons X (DRX), la spectroscopie infrarouge à transformé de Fourier et la microscopie optique. Les analyses DRX ont permis d'identifier et de quantifier les minéraux argileux. Les analyses de la minéralogie par infrarouge (IR), effectuées sur quelques niveaux, nous ont fourni les taux de kaolinite, quartz, calcite et feldspaths. L'avantage de cette méthode est une meilleure précision des quantités de certains minéraux par rapport aux valeurs obtenus par DRX. Les valeurs des concentrations des minéraux déterminés par IR sur le sédiment brut sont corrigées de la dilution par les carbonates. Nous avons aussi effectué des analyses par la microscopie optique afin d'identifier les minéraux lourds dans les sédiments de la plate-forme continentale (carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06**, la première se trouvant à 101 m de profondeur).

La méthode de préparation et d'analyse des échantillons ainsi que le traitement des diffractogrammes sont présentés dans l'**annexe 5**.

5.2. Résultats minéralogiques

Les minéraux argileux détectés dans les deux carottes sont la smectite, l'illite, la kaolinite et la chlorite. Les deux premières espèces sont largement dominantes.

BLKS 98-06

Cette carotte de plate-forme présente une discontinuité de sédimentation à 46 cm de profondeur. Les sédiments en dessous de cette discontinuité sont plus âgés que 27500 ans. La séquence au-dessus commence vers 18000 ans BP. On remarque que le minéral argileux qui prédomine est la **smectite** avec des valeurs comprises entre 25 et 56%, la plupart d'entre elles se situent dans l'intervalle 45-55% ; le taux le plus faible: 25,4% est enregistrée à 197 cm (**Fig.5.1, Tab.5.1**).

Les taux d'**illite** sont, eux aussi, assez constants, dans un intervalle de 25-37%, avec un seul pic à 197 cm (45,2%). La teneur de l'illite varie anti-parallèlement avec la smectite, les deux minéraux sont complémentaires donc leur corrélation est négative (**Fig.5.2**).

Le rapport **smectite/illite** (S/I) est toujours supérieur à 1, excepté le point situé à 197 cm (**Fig.5.1**). La valeur de ce rapport montre la dominance de la smectite tout au long de la carotte. Les taux les plus variables sont ceux de la chlorite. Ils s'inscrivent dans l'intervalle 6,8-30,6 %, avec des pics forts de 30,6 et 24 %, respectivement à 96 et 67 cm.

Les taux de **kaolinite** sont faibles : entre 4,1 et 8,6 %, avec un pic de 8,4 % à 197 cm. C'est la profondeur correspondante au pic d'illite et au minimum de la smectite. La courbe de la kaolinite, déterminée par IR, présente la même allure que celle obtenue par DRX. L'intervalle de valeurs (1-5,9%) est légèrement différent de celui obtenu par DRX (4,1-8,6%), mais la différence est comprise dans la marge d'erreur de 5% des quantifications des résultats par DRX. En plus les analyses ont été effectuées sur les fractions différents : les échantillons pour le DRX sont limitées à la fraction < 2 µm et décarbonatée.

Excepté une faible diminution du pourcentage de calcite et de feldspaths, du bas de la carotte vers le sommet et, par conséquent, une augmentation corrélative de la quantité de quartz, les courbes des minéraux déterminés par IR ne varient pas beaucoup (**Fig.5.1**). Les plus grandes variations de ces paramètres sont enregistrées pour les deux derniers points

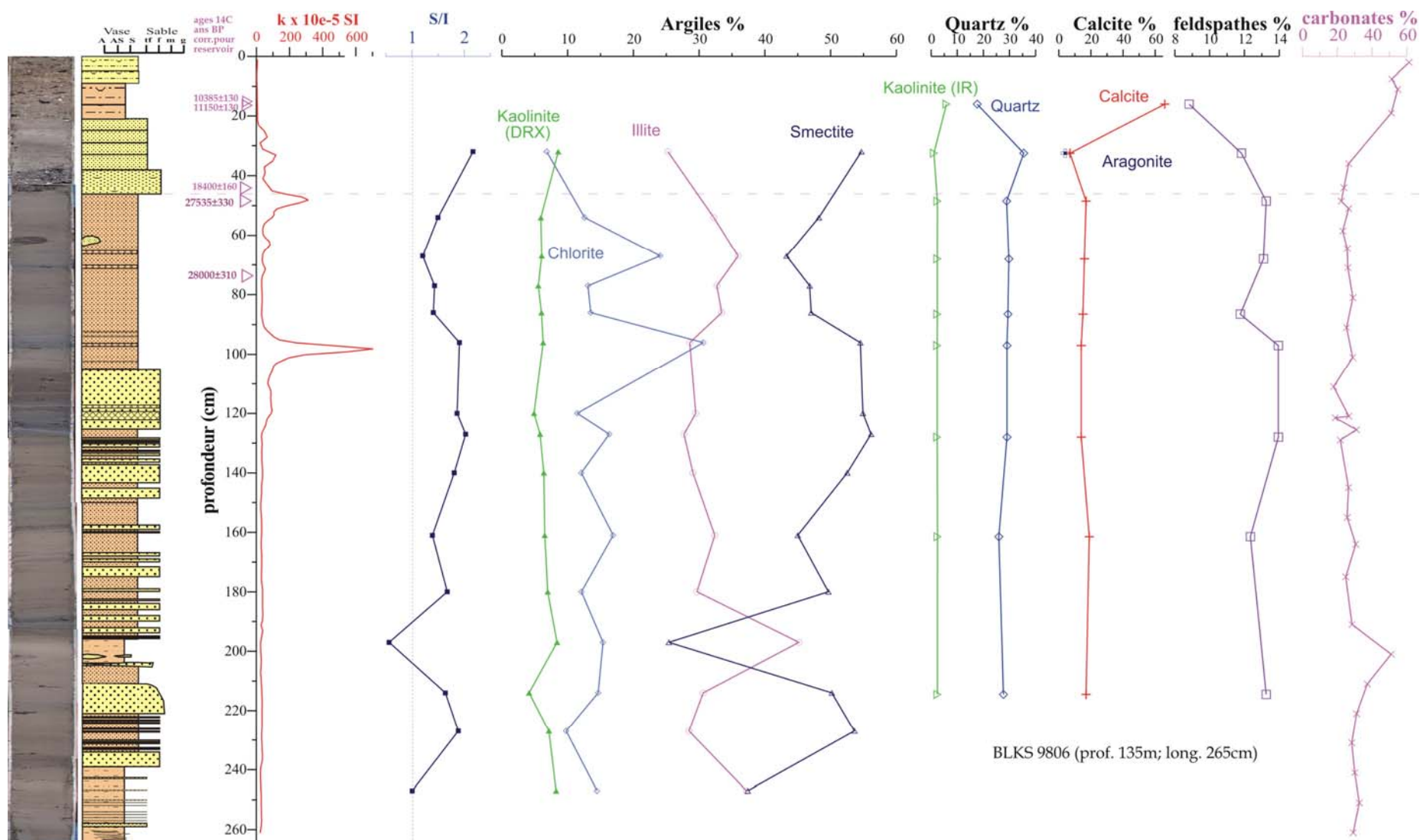


Fig.5.1 Variation de la susceptibilité magnétique des sédiments, en parallèle avec le rapport smectite/illite (S/I), les types d'argiles, les minéraux argileux déterminés par IR, les carbonates et la lithologie de la carotte BLKS 98-06. Les valeurs de concentrations des minéraux déterminés par IR sur le sédiment total sont corrigées en fonction de la concentration en carbonates

d'analyse, dans la partie supérieure de la carotte.

Le pourcentage de **quartz** est inclus dans l'intervalle 17,6-35,5%. Il est à peu près constant : autour de 30%. Le maximum de 35,5% est enregistré à 32,5 cm, tandis que le minimum de 17,6 % se situe à 16 cm.

BLKS 98-06	Coefficient de corrélation R						No. niveaux
	I/S	I/K	I/Ch	S/K	S/Ch	K/Ch	
0-256 cm	-0.97286	0.290938007	0.187446	-0.44793	-0.09567	-0.19516	15

niveau de probabilité (p):
0.1%
1%
5%
>5%

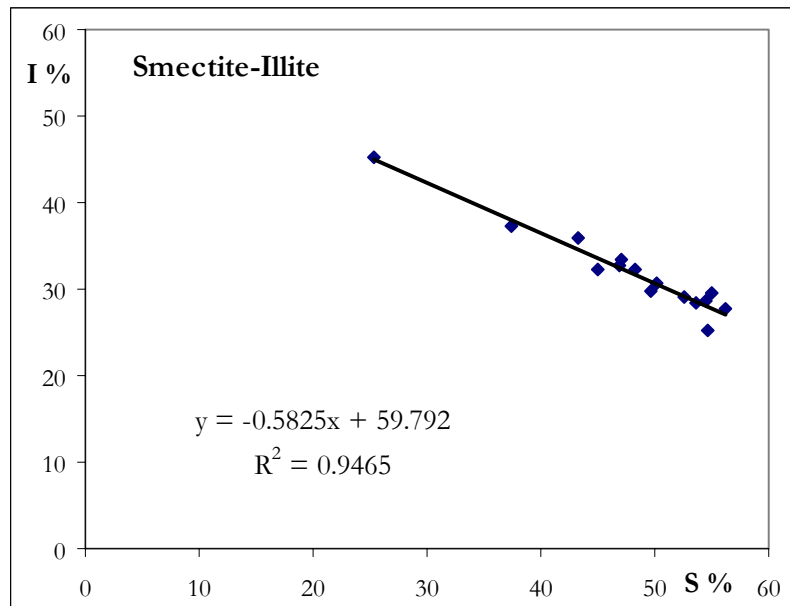


Fig.5.2 Coefficients de corrélation entre les argiles de la carotte BLKS 98-06, et représentation graphique de l'anti-corrélation entre la smectite et l'illite

La quantité de **calcite** varie entre 7 et 66%. Cependant elle reste relativement constante (autour de 15%) pour la majeure partie de la séquence, avec un minimum de 7% à 32,5 cm et un maximum de 66% à 16 cm de profondeur.

L'intervalle de variation des **feldspaths** est étroit, entre 8,8 et 13,9%. Le maximum est atteint à 129 et 101 cm, et la valeur minimale à 11cm. La tendance générale est de diminuer de la base vers le sommet de la carotte.

La courbe des taux de **carbonates** obtenue par décarbonatation a la même allure que celle de la calcite. L'intervalle de variation est 17,9-61,3%, le minimum étant localisé à 111 cm, et le maximum à 2 cm de profondeur.

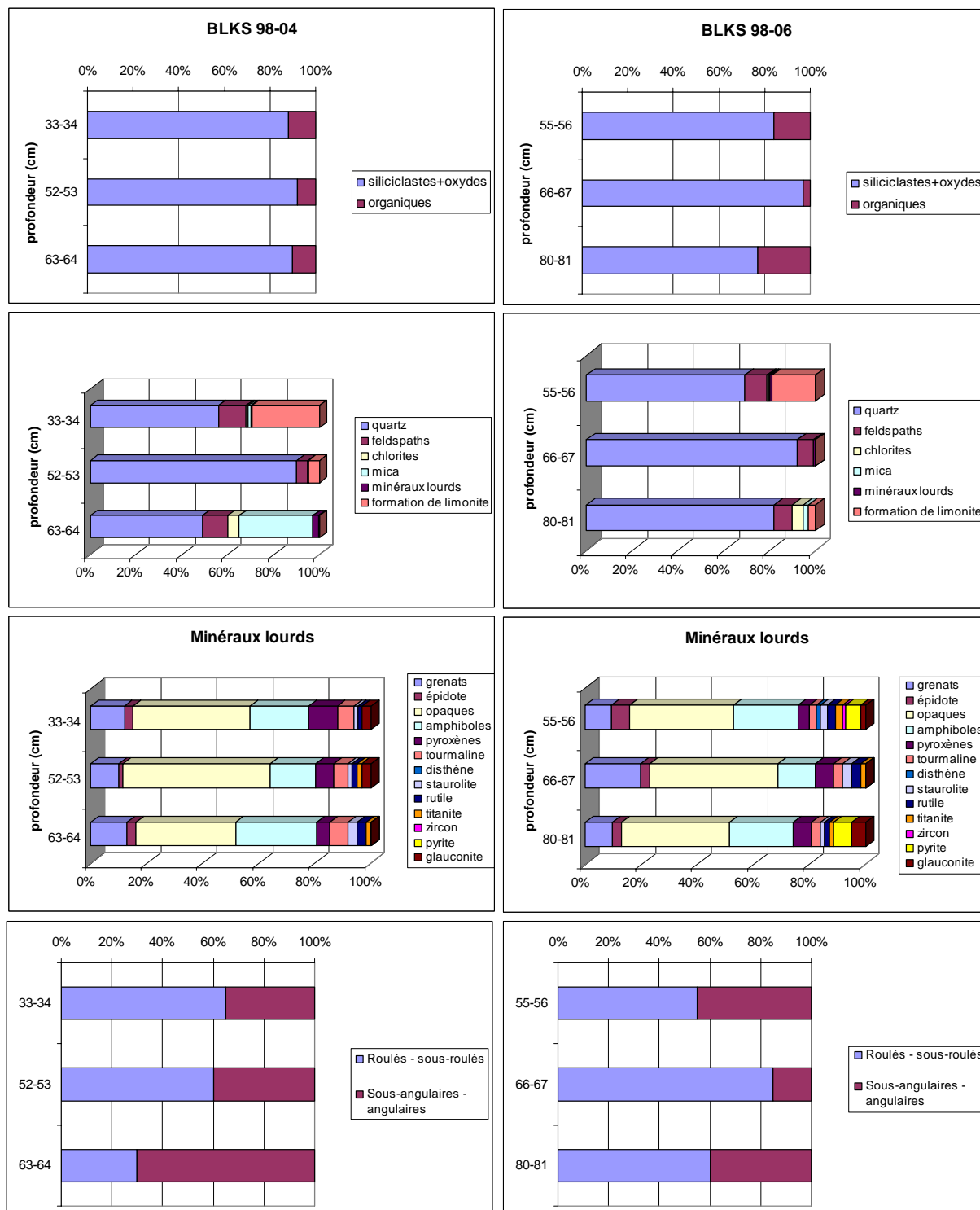


Fig.5.3 Contenu de minéraux lourds dans les sédiments de quelques niveaux des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06

Trois niveaux de sédiment plus âgé que 27 000 ans, situés tous en dessous de la discontinuité déjà mentionnée (à 55,5 ; 66,5 et 80,5cm de profondeur) ont été analysés, afin de déterminer leur contenu minéralogique et surtout les types de minéraux lourds présents. Les résultats de ces investigations au microscope

optique montrent la dominance des amphiboles, des grenats et des pyroxènes (**Fig.5.3** et **Tab.5.2**). Sur la **figure 5.3** et le **tableau 5.2** sont également présentés les résultats des trois niveaux analysés dans la carotte **BLKS 98-04**. Ces niveaux ont été choisis en dessous d'une discontinuité également présente, parce qu'il s'agit de niveaux de lithologie et d'âges similaires. On peut constater que les associations de minéraux lourds sont identiques dans les carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06** et sont bien issues de la même " province minéralogique ".

BLKS 98-22

Cette carotte se trouve dans une levée du dernier système chenal-levée du Danube (Popescu *et al.*, 2001 ; Popescu, 2002). Elle présente la succession lithologique spécifique des carottes profondes de la Mer Noire avec : l'unité I (vase à coccolites) au sommet, précédée dans le temps par l'unité II (vase à sapropèle) et l'unité III (argiles et silts à bandes colorées). Du fait de sa position bathymétrique, en dessous des dépôts hémipélagiques (unités I et II), la partie inférieure de cette carotte contient plusieurs successions turbiditiques au-delà de 140 cm de profondeur (Popescu, 2002).

La distribution des différents types d'argiles est beaucoup plus variable que dans la carotte peu profonde **BLKS 98-06**, mais on constate toujours la prédominance de la smectite et de l'illite par rapport à la quantité de chlorite et de kaolinite. Les pourcentages des argiles varient peu de la base jusqu'à 375 cm. De 375 cm vers le sommet, la variation des argiles devient importante : de 10 à 20 % entre 375 et 110 cm, et jusqu'à 35% de différence entre les pics, pour la smectite et l'illite, au-dessus de 110 cm.

La **smectite** est le minéral argileux prédominant dans la partie inférieure, entre 700 et 110 cm. Les taux de smectite augmentent de 40 à 62 % du bas de la carotte jusqu'à 350 cm. Entre 350 et 110 cm, ce minéral présente de nombreuses variations entre 41 et 59 %, l'amplitude des 6 pics atteignant 5 à 18 %. Au-dessus de 110 cm, la largeur des pics devient encore plus grande, et la smectite varie entre 12 et 54 %. Elle diminue jusqu'à 12-13 % respectivement à 91 et 49 cm, et jusqu'à 25-35 % aux minima de 42, 15, 12, 10, 8 et 3 cm de profondeur. A ces niveaux l'illite enregistre des valeurs maximales (**Fig.5.4**).

L'**illite** se trouve en des quantités plus faibles que la smectite, de la base jusqu'à 110 cm, avec des valeurs se situant entre 22 et 38 %. Elle diminue lentement de 35 % à la base jusqu'à 23% à 335 cm. Entre 335 et 110 cm la courbe

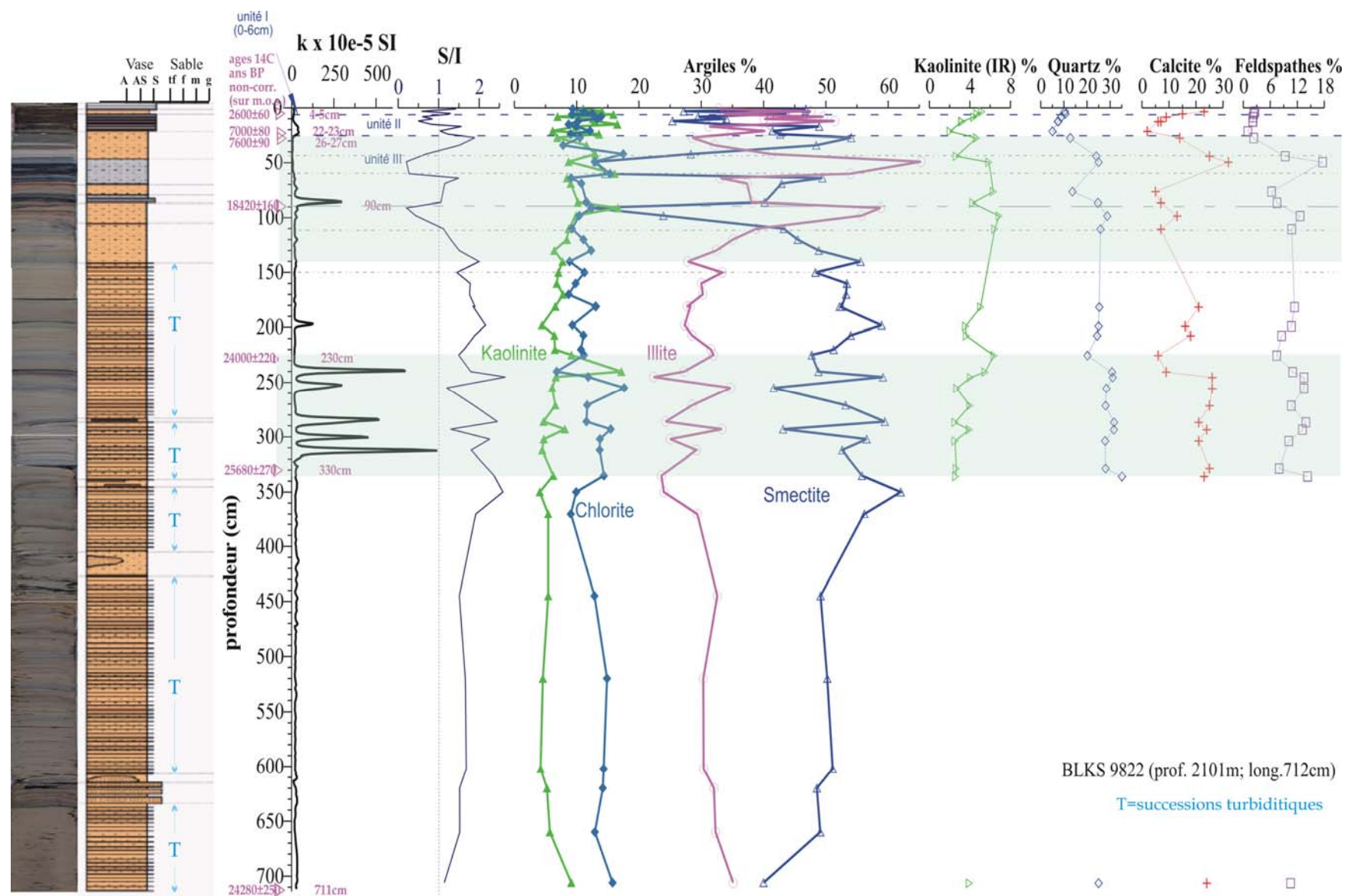


Fig.5.4 Variation de la susceptibilité magnétique, du rapport smectite/illite (S/I), des types d'argiles, des minéraux déterminés par IR et de la lithologie de la carotte BLKS 98-22. L'échelle verticale représente la profondeur dans la carotte

de variation de cette argile présente de nombreux pics, correspondants aux minima de la smectite. Ses valeurs varient alors entre 22 et 38 %. A partir de 110 cm, l'illite enregistre des variations encore plus fortes, avec des valeurs maximales de 55-58% à 98-91 cm et 54-65 % à 60-49 cm. Un minimum de 32-28% à 34-27 cm correspond à un pic de smectite de 48-54%. Vers le sommet, aux minima de smectite de 42, 15, 12 10, 8 et 3 cm, correspondent des pics d'illite de 41, 41, 51, 40, 49 et 47% (**Fig.5.4**).

Tout au long de la carotte la variation d'illite est antagoniste à celle de la smectite. La variation de l'illite suit étroitement celle de la kaolinite dans la partie base de la carotte (27-706 cm), au-dessous de la limite des unités holocènes I et II, où $R = 0,58$ ($p=0,1\%$) (**Fig.5.5**).

Le rapport **smectite/illite** (S/I) est supérieur à 1, de la base jusqu'à 110 cm. Ensuite, vers le sommet de la carotte, la courbe de ce rapport enregistre des variations, avec des valeurs qui deviennent même parfois inférieures à 1.

Les intervalles de variation de la chlorite et de la kaolinite sont étroits: la chlorite varie entre 7 et 18% et la kaolinite entre 4 et 17%. De la base de la carotte jusqu'à 350 cm, la chlorite varie peu, dans l'intervalle 9-16%. A partir de 350 cm, vers le sommet, elle présente des variations rapides, mais l'amplitude des pics reste confinée dans l'intervalle étroit : 7-18%. De la base et jusqu'à 42 cm, la chlorite est plus abondante que la kaolinite à quelques exceptions près: les points à 240, 91 et 60 cm. Dans la partie supérieure à 42 cm, la chlorite présente de nombreux maxima et minima, en alternance avec des variations de kaolinite. Pour cette partie supérieure les valeurs de la chlorite se situent entre 8 et 14%. Pour l'intervalle 27-706 cm, cette argile est anti-corrélée avec la smectite $R = -0,32$ ($p=1\%$). Un meilleur coefficient de corrélation est observé pour l'intervalle 27-140 cm : $R = -0,62$ ($p=1\%$) (**Fig.5.5**).

La **kaolinite** diminue légèrement de 9% au bas de la carotte (706 cm) jusqu'à 4% à 350 cm. Ensuite, vers le sommet, la courbe de kaolinite présente de nombreux pics, avec des amplitudes de 5-10 %. Malgré la fréquence de ces pics, il y a une tendance générale d'augmentation des valeurs: de 4% à 350 cm jusqu'à 10-15% au sommet de la carotte. Sur l'intervalle 27-706 cm, la kaolinite est corrélée avec l'illite ($R=0,58$; $p=0,1\%$) et anti-corrélée avec la smectite ($R=-0,69$; $p=0,1\%$) (**Fig.5.5**).

Les quantités de kaolinite, quartz, calcite et feldspaths des sédiments ont été obtenues lors d'analyses de la minéralogie par IR (**Fig.5.4**).

La quantité de **quartz** varie beaucoup dans l'intervalle 5-35%. La valeur maximale de 35 % est enregistrée à 335,8 cm et celle qui est minimale à 21,5 cm dans la colonne sédimentaire. Les plus fortes valeurs de quartz (de 28 à 35%) sont caractéristiques de l'intervalle de profondeur 335,8-240,5 cm. Des valeurs légèrement plus basses, entre 13 et 29% correspondent à l'intervalle suivant: 240,5-27,5cm (l'unité III). Ici, il y a deux minima à 225,5 et 76,5 cm et deux maxima, à 98,5 et 49,5cm. Dans l'unité II à sapropèle (25-6,5 cm), les valeurs sont encore plus

BLKS 98-22 intervalle (cm)	Coefficient de corrélation R						No. niveaux	niveau de probabilité (p):
	I/S	I/K	I/Ch	S/K	S/Ch	K/Ch		
0-706 cm	-0.96597	0.526616	0.146025	-0.66245	-0.24076	-0.24769	51	0.1%
0-24 cm	-0.95045	-0.06319	0.393807	-0.21038	-0.3063	-0.65186	11	1%
27-140 cm	-0.96588	0.561776	0.457494	-0.72293	-0.62448	0.505664	14	5%
150-706 cm	-0.87363	0.125607	0.353338	-0.39531	-0.52256	-0.3582	26	>5%
27-706 cm	-0.96637	0.579381	0.183096	-0.69438	-0.32301	-0.09839	40	

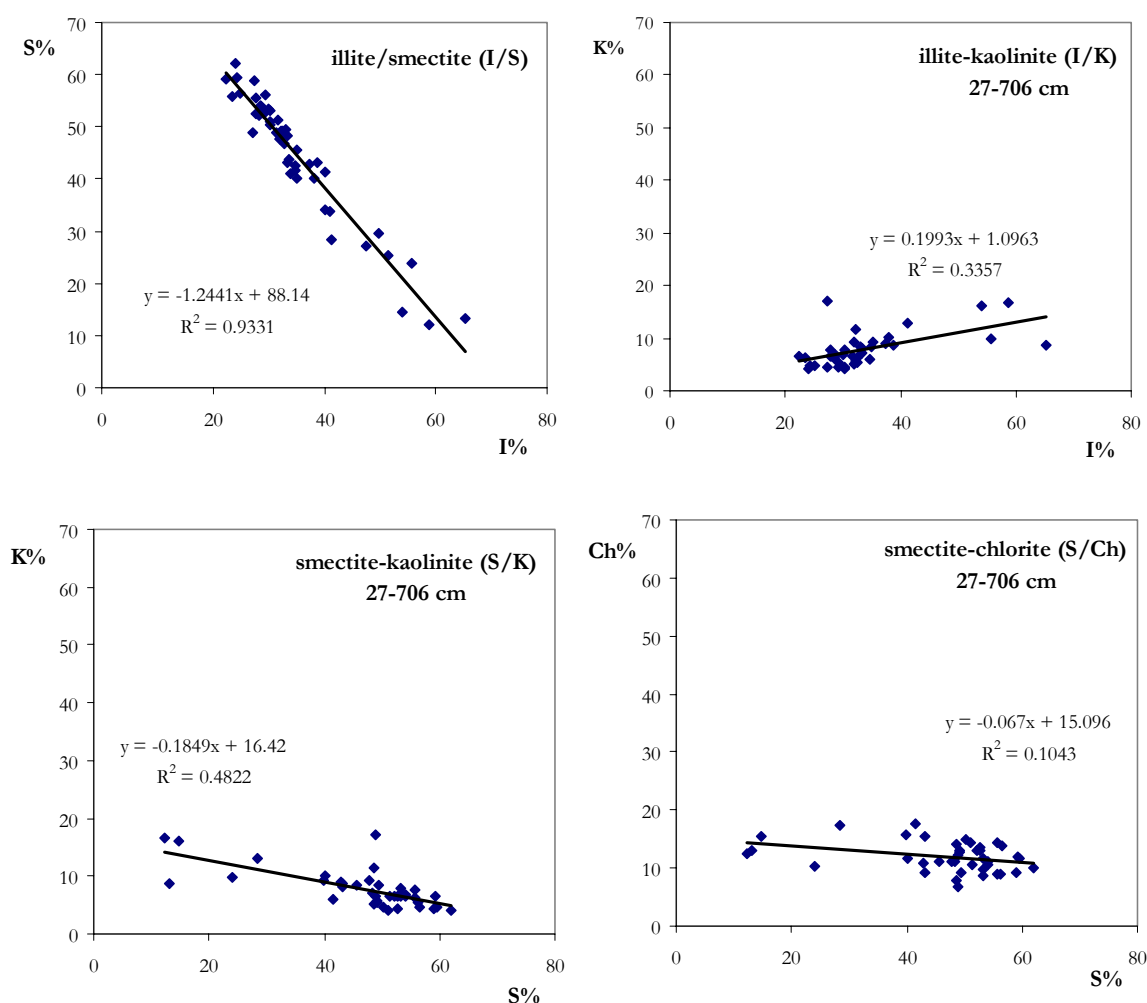


Fig.5.5 Coefficients de corrélation entre les argiles de la carotte BLKS 98-22, représentation graphique des anti-corrélations illite-smectite, smectite-kaolinite, smectite-chlorite et de la corrélation illite-kaolinite. NB : les corrélations S-K, S-Ch et I-K sont restreintes à l'intervalle 27-706.

petites, mais elles augmentent de 5 % à la base du sapropèle, jusqu'à 9 % près de sa limite supérieure. L'unité I à coccolites (6,5-0 cm) présente des valeurs du quartz autour de 10 %.

La variation de la quantité de **calcite** présente, en général, la même allure que celle du quartz. L'intervalle de variation est aussi très large : entre 2 et 32%. La valeur minimale de 2% se trouve dans le niveau à sapropèle à 21,5 cm, tandis que la valeur maximale de 32% se trouve dans l'unité III, à 49,5 cm. Dans l'intervalle de profondeurs 335,8-225,5 cm, la calcite présente des valeurs très variables, entre 6 et 26%. De 225,5 à 27,5 cm l'amplitude des pics de calcite est encore plus grande, s'étalant entre 5 et 32%, avec des minima à 110,5 et 76,5cm et des valeurs maximales à 181,5 ; 98,5 et 49,5cm. Les plus petites valeurs (2 ; 6 ; 7 ; 9%) s'enregistrent dans l'unité II à sapropèle, entre 25 et 6,5 cm. Dans l'unité I à coccolites, les valeurs continuent à augmenter de 15 à 23% vers le sommet.

Les **feldspaths** varient entre 1 et 17 %, avec des variations qui suivent très bien l'allure de la courbe de variation du quartz. En effet, nous avons observé une très bonne corrélation entre les deux types de minéraux ($R=0,91$; $p=0,1\%$).

5.3. Discussion

5.3.1 Origine des minéraux argileux des sédiments

a) Apports du bassin versant de la Mer Noire

La géologie des zones traversées par les fleuves atteignant la côte nord-ouest de la Mer Noire est très variée. Elle est dominée par des roches sédimentaires, métamorphiques et magmatiques, tandis que dans la zone de sud du bassin, les roches volcaniques, pyroclastiques et faiblement métamorphisées sont prédominantes (Stoffers et Müller, 1972). Selon beaucoup de chercheurs, l'illite est le minéral qui prédomine dans les dépôts de la plate-forme russe et dans les sols traversés par les cours d'eau du nord et nord-ouest, alors que l'altération du verre volcanique des roches effusives et pyroclastiques traversées par les rivières anatoliennes a comme conséquence la dominance smectitique des sédiments transportés (Rateev, 1952 ; 1964, Butuzova, 1960, Tageyeva et Tikhomirova, 1962, Stoffers et Müller, 1972 ; Rădan, 1999). Selon l'interprétation la plus courante, du fait de cette différence, la minéralogie des sédiments de surface change d'une zone à l'autre, avec une prédominance de l'illite dans la moitié Nord, et de la smectite dans la moitié sud de la mer. Cependant, il faut signaler que des études sur la minéralogie des dépôts pléistocènes des plaines du Nord-Ouest et du Nord de la Mer Noire, montrent que dans les paléosols et les loess la composante principale est la smectite, suivie par l'illite, avec des proportions variables selon l'âge du dépôt (Perederij, 2001 et les références citées).

La kaolinite est plus fréquente devant les embouchures des fleuves et dans la moitié septentrionale du bassin; la chlorite, qui est ferrifère, apparaît sporadiquement dans le quart nord-est, surtout du fait des contributions septentrionales (**Fig.5.6**).

Les sédiments de fleuves anatoliens comme le Sakarya, Filyos, Kizil Irmak, Yeşil Irmak, Melet, Aksu, Harşit, Halziden et Gorun (**Figs.5.6** et **5.7**) sont très riches en smectite. Leur apport est redistribué dans la zone Ouest de la mer par: (i) un courant de profondeur, de direction opposée au courant cyclonique des eaux de surface, (ii) les courants de turbidité et (iii) diffusion dans la couche néphéloïde (Stoffers et Müller, 1972 ; Müller et Stoffers, 1974 ; Rădan, 1999).

Dans la Mer d'Azov, l'illite est prédominante dans les associations minéralogiques des suspensions du Kuban et des sédiments marins, suivie par la smectite. Le Don fait exception avec des sédiments en suspension contenant davantage de smectite (Aleksina *et al.*, 1972).

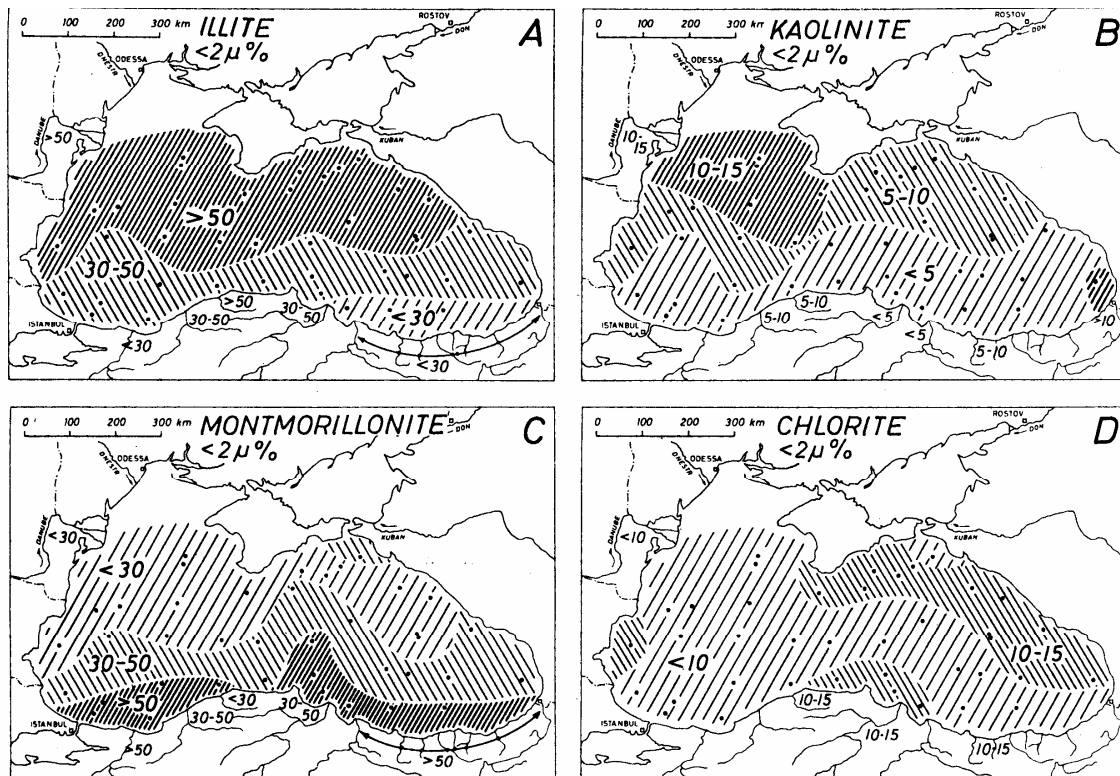


Fig.5.6 Distribution des minéraux argileux dans les sédiments de surface de la Mer Noire (d'après Stoffers et Müller, 1972)

L'étude des minéraux argileux transportés par l'eau dans le secteur roumain du Danube a mis en évidence la dominance de l'illite puis de la smectite (Rădan in Mihăilescu *et al.*, 1972 ; Rădan, 1999). L'étude détaillée des sédiments superficiels de la zone Nord-Ouest, entre la baie de Varna, la presqu'île de Crimée et le parallèle de 43°, a mis en évidence la dominance illitique-smectitique de la fraction argileuse (Rădan, 1999). Le rapport moyen smectite/illite est de 0,36. Les concentrations maximales d'illite se trouvent devant les embouchures des fleuves Dniestr et Dniepr et les concentrations maximales de la smectite dans les zones influencées par les apports danubiens (mais toujours sur un fond illitique dominant) (Fig.5.8).

Sur cette figure, Rădan (1999) montre la tendance générale à l'augmentation des quantités d'illite, kaolinite et chlorite du delta du Danube vers le large, mais la diminution de la quantité de smectite. Cette distribution semble en désaccord avec la tendance générale d'augmentation de la quantité de la smectite vers le sud, tendance mise en évidence à l'échelle du bassin (Fig.5.7). L'auteur explique que la non-concordance est seulement apparente, les valeurs du rapport smectite/illite ne dépassant pas le domaine de variation ($<0,3-0,5$) marqué sur la carte générale (Fig.5.7).

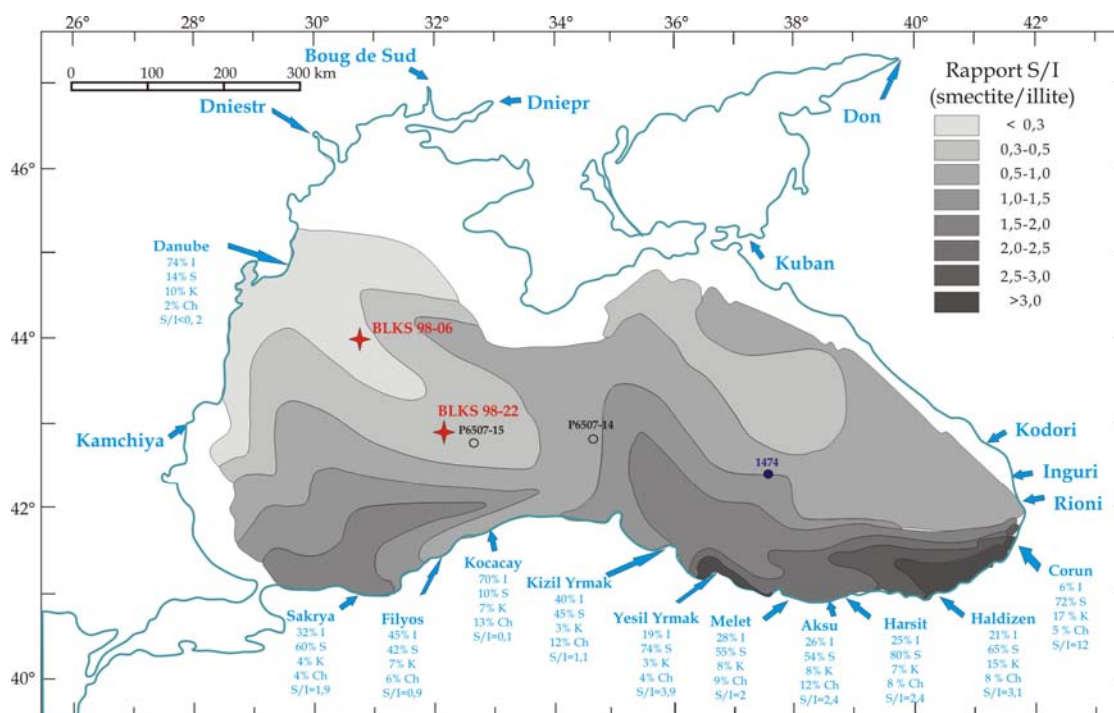


Fig.5.7 Variation du rapport smectite/illite dans les sédiments superficiels de la Mer Noire et contenu en minéraux argileux dans les suspensions de quelques fleuves (d'après Rădan et Jipa, 1975). Les étoiles représentent les carottes de notre étude, les cercles vides des carottes de la mission Odysseus 65, et le cercle plein - une carotte de la mission Atlantis II, 1969.

Pour expliquer les quantités élevées de la smectite devant les embouchures du Danube, l'auteur mentionne la construction, en 1970, du barrage de 'Portile de Fier I' (Les Portes de Fer I), et en 1983 du barrage 'Portile de Fier II', à environ 1000 Km des embouchures du Danube. Ces deux constructions ont provoqué la diminution d'environ 50 % de l'apport sédimentaire du Danube dans la Mer Noire, la plupart de sédiments fins étant piégés. Ceci a entraîné aussi un changement de la minéralogie des argiles qui arrivent par le Danube.

Remarquons que certains échantillons utilisés pour la réalisation de la carte, ont été prélevés dans la zone de plates-formes de forage pétrolière. Il y a une contamination des teneurs en smectite par la bentonite, laquelle entre dans la composition des boues de forage. Cette carte est donc valable uniquement pour la période très récente. Elle ne peut pas être considérée comme indicatrice de l'apport des minéraux argileux par le Danube dans le passé.

b) Cas des carottes marines étudiées

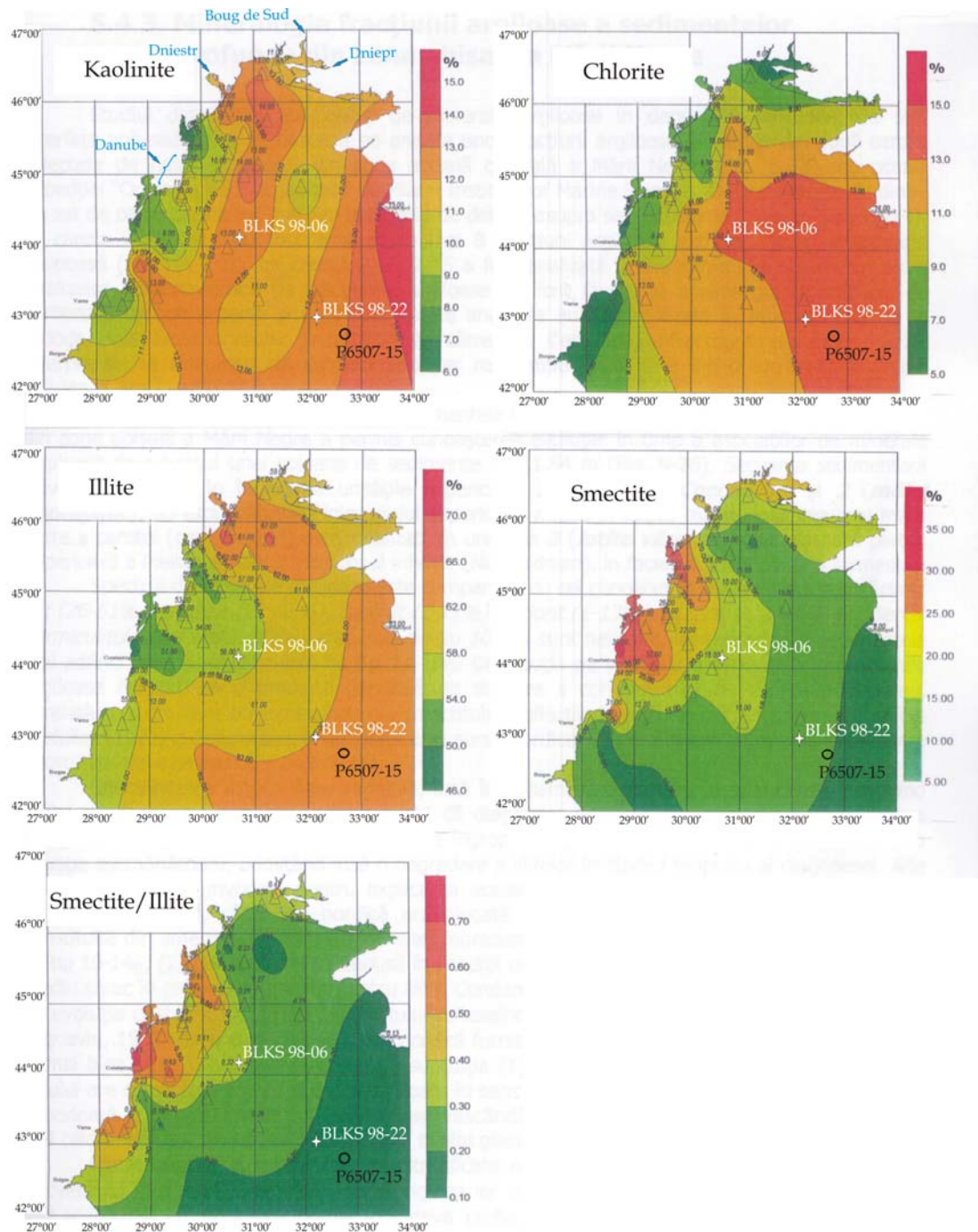


Fig.5.8 Distribution des minéraux argileux dans les sédiments superficiels du Nord-Ouest de la Mer Noire (d'après Rădan, 1999) et localisation des carottes étudiées. Les étoiles représentent les carottes étudiées ici, les triangles: les points d'échantillonnage pour la réalisation de la carte, le cercle vide: la carotte P6507-14. A noter les échelles différentes pour les pourcentages d'argiles.

La carotte **BLKS 98-06** se trouve sur la large plate forme continentale du nord-ouest du bassin, dans la zone d'influence des apports du Dniepr, du Dniestr et du Danube. Dans cette zone, la rupture de pente se trouve a environ 160-165 m de profondeur.

On remarque que la smectite est le minéral prédominant tout au long de la carotte. Elle représente ~50 % du total des minéraux argileux (**Fig.5.1**). Cette valeur est beaucoup plus grande que la valeur moyenne estimée par Müller et Stoffers (1974), inférieure à 30% pour les sédiments de surface de cette même zone (**Fig.5.5**). L'apport de minéraux argileux dans la Mer Noire a donc changé dans le temps. Etant donné que le Danube et les fleuves du nord et du nord-ouest de la mer apportent à présent une majorité d'illite, on est en droit de se demander quelle est l'origine de la smectite de la carotte **BLKS 98-06**.

On admet couramment d'après Stoffers et Müller (1972) et Rădan et Jipa (1975), que la diminution de la proportion de smectite vers l'actuel dans le sédiment, est une indication d'un affaiblissement de l'influence anatolienne. Lorsque les sources de sédiment du nord étaient bloquées ou relativement bloquées par le permafrost, alors l'illite arrivait difficilement. Mais, après avoir daté de la matière organique du sédiment dans les carottes **BLKS 98-06** et **BLKS 98-22**, on a remarqué que la smectite prédomine aussi avant 27 500 ans BP, et avant 24 000 ans BP respectivement selon ces deux carottes marines, lors de l'interglaciaire Valdaï moyen. Faut-il envisager que l'Anatolie fournissait beaucoup de smectite même avant le dernier maximum glaciaire ? Une autre explication serait celle de la modification des bassins versants de fleuves du nord et nord-ouest favorisant un apport de smectite.

Analysons ces deux hypothèses.

Hypothèse classique - la smectite arrive du Sud (H1):

Stoffers et Müller (1972), ont proposé l'hypothèse d'une origine anatolienne des sédiments riches en smectite et une provenance septentrionale des sédiments riches en illite qui arrivent dans le bassin de la Mer Noire.

Examinons la probabilité d'une arrivée de la smectite anatolienne au nord-ouest du bassin, à 135 m et 2100 m de profondeur (profondeur d'eau aux emplacements des carottes **BLKS 98-06** et **BLKS 98-22**).

i) apport par les eaux de surface

Pour la validité de ce que nous proposons ci-dessous, on admettra le postulat selon lequel les courants de surface sont inchangés depuis 28 000 ans.

Pour atteindre l'emplacement des carottes **BLKS 98-06** et **22**, la smectite qui serait apportée par les rivières méridionales devra respecter plusieurs conditions : être entraînée dans le courant principal nommé Rim (Oguz *et al.*, 1993 ; Oguz et

Besiktepe, 1999) et non pas dans un des courants anticycloniques marginaux ou par les courants intérieurs tels que les gyres " occidental " et " oriental " (Fig.1.4 du 1-er chapitre). Une fois devant la côte roumaine, les particules doivent être " arrachées " du Rim par l'anticyclone Kali-Akra, qui pourra les déposer ensuite dans la zone sud-est des embouchures du Danube. Pour se déposer à l'emplacement de la carotte **BLKS 98-06**, les particules ne doivent pas descendre pendant leur transport, à des profondeurs plus grandes que 135 m.

Il est évident que seulement une très faible quantité du sédiment argileux transporté par les fleuves du sud pourra atteindre le nord-ouest du bassin, la majeure partie étant déposée à leurs embouchures ou entraînée dans les courants anticycloniques adjacents au Rim. Ceci parce que, tout d'abord, un temps de transport des sédiments en suspension si long, de l'ordre de centaines de jours est très peu probable. Un facteur encore plus important tient à la faible salinité dans le bassin, sachant que les argiles apportées par les fleuves dans un bassin d'eau salé ont tendance à flocculer.

Un apport de sédiments à smectite de l'Anatolie par les courants de surface au nord-ouest du bassin sur la plate-forme continentale est donc très peu probable. Il en résulte que les sédiments à smectite de la carotte **BLKS 98-06** ne sont sans doute pas apportés de l'Anatolie par les eaux de surface.

ii) apport par les courants de fond

Une arrivée des sédiments par le fond du bassin, transportés par les courants de turbidité, est possible. Les fleuves qui débouchent sur la côte sud de la Mer Noire ont une très haute énergie due au relief montagneux de l'Anatolie. Ces cours d'eau peuvent donc provoquer des courants de turbidité capables de parcourir de longues distances sur le fond du bassin. Mais on ne dispose pas d'informations sur les distances parcourues par ces courants sur la côte anatolienne. Il est pourtant bien clair que la smectite de la carotte **BLKS 98-06** ne peut pas être d'une telle origine puisqu'elle se trouve sur la plate-forme continentale du nord-ouest à 135 m de profondeur.

En ce qui concerne les sédiments de la carotte **BLKS 98-22**, un apport par les eaux de surface de sédiments à smectite est très peu probable. Du fait de son emplacement dans la plaine abyssale elle pourra se trouver, éventuellement, dans la zone d'influence de courants de turbidité provoqués par les fleuves anatoliens. Cependant, comme cette carotte est dans une levée du dernier système chenal-levée du Danube, elle se trouve dans la plupart de temps sous l'influence de celui-ci, comme on le démontrera plus loin.

Hypothèse 2 – la smectite arrive du Nord (H2):

Une origine Nord et Nord-Occidentale des argiles de la carotte **BLKS 98-06**, doit être cherchée dans **la charge sédimentaire des fleuves et dans la remobilisation de paléosols et de lœss.**

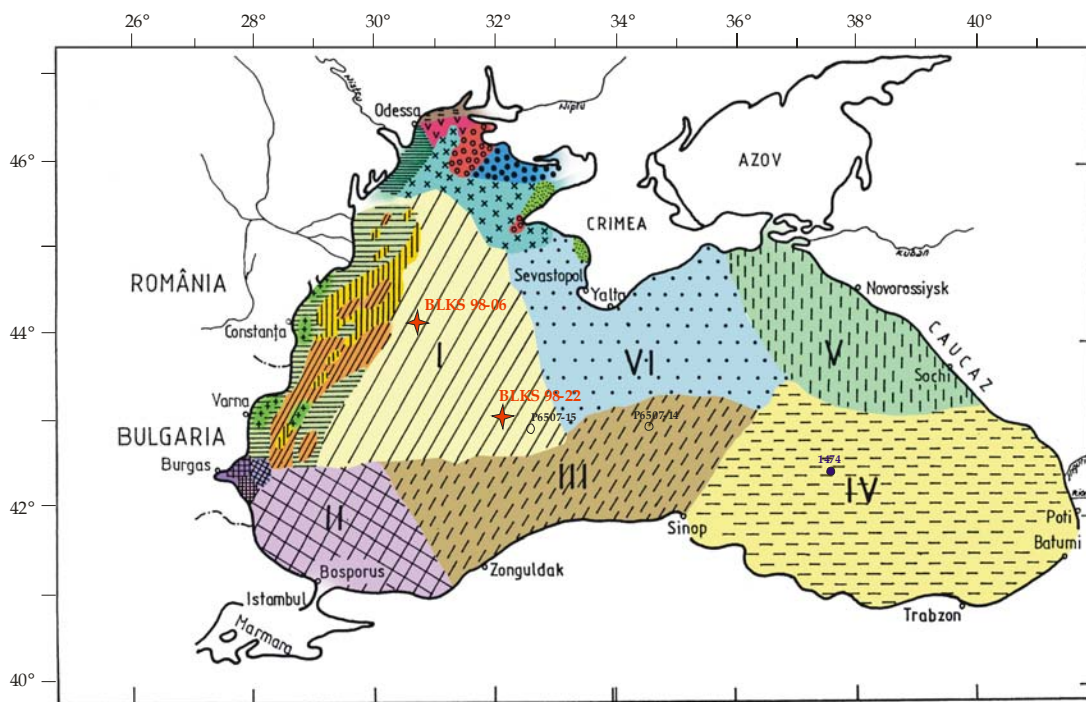
H2 - a)

Effectivement, l'étude de Perederij (2001) sur les argiles des paléosols et des lœss pléistocènes des plaines d'Ukraine montre que les principaux minéraux argileux de ces sédiments sont les smectites et l'illite. La dominance de l'une ou de l'autre est fonction de l'âge des sédiments et est liée à la variation des conditions paléoclimatiques. Le drainage de dépôts du Pléistocène d'Ukraine avec des hautes teneurs en smectite pourrait être à l'origine de ce que l'on observe dans les sédiments. Lors des périodes de fortes précipitations ou de fonte de calottes de glace, le Dniepr pouvait transporter davantage de smectite, à la suite du lessivage ou d'érosion des sols et des lœss.

Un argument supplémentaire est fourni par la minéralogie de quelques niveaux de sédiments, plus âgés que 25 000 ans, dans les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 (**Fig.5.3** et **Tab.5.2**). Les analyses au microscope optique montrent que les minéraux lourds prédominants sont les amphiboles, les grenats et les pyroxènes. Cela correspond à la sous-province d'Odessa, définie par Fulga (1996) (**Fig.5.9**), et concerne les sédiments de surface influencés principalement par les apports du Dniepr et du Dniestr. Ainsi lors de certaines périodes du passé (notamment dans la période 27 000-25 000 ans BP) l'apport sédimentaire des deux fleuves était plus important que celui du Danube. Leur charge argileuse était dominée par la smectite.

H2 - b)

Un autre possible pourvoyeur de smectite pourrait être le Don, qui en transporte encore de nos jours. La connexion entre la Mer d'Azov et la Mer Noire est supposée avoir été plus facile dans le passé, quand le bassin de la mer d'Azov était moins rempli de sédiments. Une influence faible du Danube dans le passé et un apport plus important de sédiments par le Don, avant le remplissage de la Mer d'Azov, pourraient aussi conduire à un apport important de smectite entre 27500 ans et l'actuel.



BLACK SEA - MINERALOGICAL PROVINCES

(adapted by Fulga after Müller, Stoffers - 1974; Novicova, Dimitrov - 1979; Fulga - 1996)



Fig.5.9 Provinces minéralogiques de la Mer Noire (selon Fulga, 2005)

Dans la carotte BLKS 98-22, la quantité de smectite varie relativement peu de la base jusqu'à 350 cm, pour présenter ensuite des variations importantes (Fig.5.4). On peut observer que la quantité de smectite a une légère tendance à la diminution entre 350 et 110 cm, mais elle prédomine toujours par rapport à l'illite. A partir de 110 cm vers le sommet, la smectite présente des minima très importants, correspondants à des maxima d'illite. On remarque des pics d'environ 47-55 % à 22700, 21200, 14300, 8000 et 5000 ans BP et de fortes diminutions de la quantité de smectite (jusqu'à 10% du total des argiles) à 18 400 - 18 000 ans et entre 13 100 et 11 100 ans (Fig.5.10).

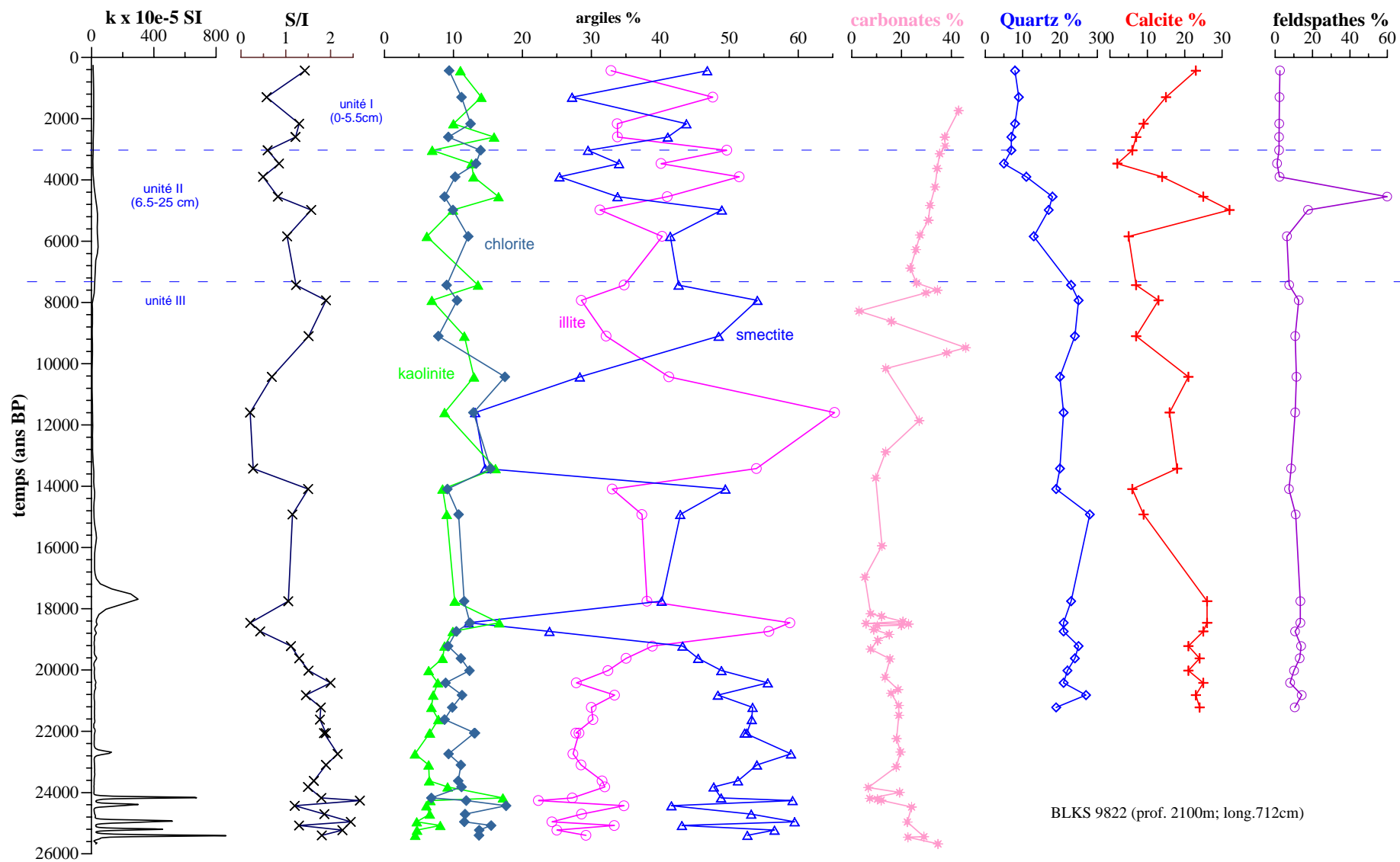


Fig.5.10 Variations de la teneur de différentes argiles, du rapport smectite/illite, de la minéralogie par IR de la carotte BLKS 98-22, en fonction de l'âge

Sur cette figure, l'échelle verticale est une échelle des temps. On peut distinguer les variations suivantes dans la distribution des argiles :

1. Une prédominance de la smectite entre 24000 et 19000 ans BP (**Fig.5.10**).

Des études récentes, ont montré que la carotte BLKS 98-22 se trouve dans la levée gauche d'un chenal du dernier système chenal-levée du Danube (Popescu *et al.*, 2001 ; Popescu, 2002). Ceci signifie qu'une partie de ses sédiments a été déposée pendant les phases d'activité de ce système. De la base jusqu'à 140 cm on trouve surtout des silts organisés, avec stratification parallèle, représentant des cycles turbiditiques (Popescu, 2002). Il s'agit bien de sédiments d'âge supérieur à 19000 ans, apportés par le système chenal-levée dépendant du Danube. L'hypothèse d'un apport anatolien de smectite par les eaux de surface est donc exclue, au moins pour les sédiments de 24000 à 19000 ans BP. Les sédiments à smectite viennent en ce cas du Nord-Ouest du bassin, via le canyon sous-marin du Danube (le canyon Viteaz).

Un changement important du rapport smectite/illite a lieu à 19000 ans, âge qui correspond dans la carotte à une profondeur de 110 cm selon l'échelle chronologique adoptée ici (**Figs.5.4** et **5.10**). Ce rapport, jusqu'ici toujours au-dessus de 1, commence à diminuer vers des valeurs plus petites. L'illite prend la place de la smectite.

2. Entre 19000 et 18000 ans BP, il y a une forte augmentation de la quantité de l'illite (qui atteint 55%) et, corrélativement, une forte diminution de la quantité de smectite (**Fig.5.10**). Cette période correspond au Dernier Maximum Glaciaire (DMG).

L'origine de ces sédiments doit être cherchée au nord et nord-ouest du bassin, dans l'apport sédimentaire des fleuves alimentés alors par des lacs proglaciaires. Pourtant, la ligne du permafrost discontinu descendait très près de la marge nord de la Mer Noire et celle du permafrost continu n'était pas trop éloignée vers le nord (**Fig.1.10** du premier chapitre). Le sol étant gelé, les apports de sédiments par les rivières du nord du bassin, devaient avoir beaucoup diminués. Le seul fleuve important qui traversait des zones de permafrost moins étendues était le Danube. La charge sédimentaire actuelle de ce fleuve étant dominée par l'illite, on peut penser que ce pic d'illite représente une phase de sédimentation dominée par ce fleuve.

3. Entre 18000 et 13600 ans BP, les quantités de smectite et d'illite sont relativement égales, mais la résolution de nos analyses pour cette période n'est pas

suffisante pour en tirer des conclusions.

4. Un deuxième pic d'illite (valeurs maximales à 50-62%) se trouve dans l'intervalle 13 600 - 10 600 ans BP (**Fig.5.10**). Cette période correspond, dans les enregistrements de pollens à terre, aux épisodes Bølling (13-12 ka BP), Older Dryas (12-11,8 ka BP), Allerød (11,8-11 ka BP) et Younger Dryas (11-10 ka BP) (Mangerud *et al.*, 1974).

L'origine de ce deuxième pic d'illite est difficile à trouver. Une augmentation des apports de rivières du nord du bassin, ou une contribution très importante du Danube, sont des hypothèses à retenir.

L'augmentation des apports d'illite issus de ces cours d'eau septentrionaux peut être reliée à la fonte de la calotte glaciaire accentuant les débits.

Aujourd'hui c'est le Danube qui domine les apports aqueux et sédimentaires dans la Mer Noire. Cependant, il est difficile d'expliquer ce pourquoi il aurait apporté plus de sédiments à illite dans cette période passée.

Vers l'actuel, les valeurs de l'illite et de la smectite varient entre 30 et 50 %. Les changements du type de minéral argileux dominant sont plus fréquents. L'amplitude de ces variations est moindre que celles des périodes antérieures et elle se maintient aux alentours de 20%.

c) Comparaison de nos données à celles de la littérature

Il y a peu d'articles traitant de l'origine des argiles dans les sédiments de la Mer Noire. Les plus cités sont ceux de Stoffers et Müller (1972), Müller et Stoffers (1974) et Rădan et Jipa (1975). Ils évoquent une origine septentrionale des sédiments ayant beaucoup d'illite et une origine anatolienne des sédiments contenant une plus grande quantité de smectite. Les auteurs ont fait remarquer aussi une augmentation de la quantité de smectite avec la profondeur dans les carottes qu'ils ont étudiées : ils ont lié les pics de cette argile aux changements climatiques survenus lors des refroidissements du Dernier Maximum Glaciaire et du Dryas Récent (Younger Dryas, YD). Il s'agit d'études sur des carottes profondes, situées à plus de 2000 mètres de profondeur, dans les parties occidentale et orientale de la Mer Noire.

Nous avons pu observer que pour les carottes étudiées ici, il n'y a pas de corrélation entre les périodes froides et la présence des pics de smectite, mais plutôt l'inverse, surtout lors du DMG. Comment comprendre cette différence

entre nos résultats et ceux de la littérature ?

Une des premières études détaillées de la minéralogie des argiles le long de carottes de la Mer Noire, a été réalisé par Stoffers et Müller (1972). Il s'agit de matériel prélevé sur presque toute la surface du bassin, durant l'expédition „*Atlantis II*“ de 1969. Dans la plupart des carottes, ils ont remarqué une diminution de la quantité de smectite avec la profondeur. Cette diminution n'est pas constante, mais reste soumise à des fluctuations. Les pics de smectite sont attribués à des changements climatiques, comme le DMG ou le YD. Afin d'illustrer ces fluctuations, ils ont choisi deux carottes de la partie orientale du bassin: **1474** à 2114 m et **1436** à 2158m de profondeur. Nous allons comparer la carotte **BLKS 98-22** à la carotte **1474** seulement, parce qu'elle présente l'avantage de bénéficier d'une chronologie.

Dans la **figure 5.11**, l'échelle d'âge située à droite par rapport à la courbe de smectite de la carotte **1474**, est l'échelle obtenue en appliquant des taux de sédimentation constants entre chaque niveau datée. La première remarque qui s'impose est que si on fait ainsi le calcul des taux de sédimentation pour les intervalles datés de la carotte **1474**, les âges de 10000-11000 ans BP et 18000 ans BP ainsi obtenus ne correspondent pas aux pics de smectite attribués par les auteurs au YD et au DMG. Une comparaison des variations de la smectite et des taux de carbonates des carottes **BLKS 98-22** et **1474** (**Fig.5.7**), est présentée dans la **Fig.5.11**. Les corrélations entre les deux carottes conduit à proposer ce qui suit:

- 8000-8300 ans BP : au pic (1) de 27 cm dans BLKS 98-22 (~54% smectite) correspond le pic à 110 cm (~60%) dans 1474 ;
- 10000-14000 ans BP : le “ creux ” de smectite (2) situé entre 50 et 60 cm dans la carotte BLKS 98-22, correspond au pic situé entre 220 et 300 cm dans 1474.
- ~14000 ans BP : le pic (3) de 64 cm dans BLKS 98-22 (50% de smectite) correspond au point à 320 cm dans 1474 (~60% de smectite);
- 16800 ans BP: (4) le niveau 80 cm (48% de smectite) dans BLKS 98-22, correspondant approximatif au niveau de même âge dans la carotte 1474 (48% smectite), à 580 cm ;
- 18400 ans BP : (5) au niveau 90 cm dans BLKS 98-22, représenté par un “ creux ” dans la courbe de la smectite peut correspondre le “ creux ” de 690 cm dans la carotte 1474, donc du même âge ;

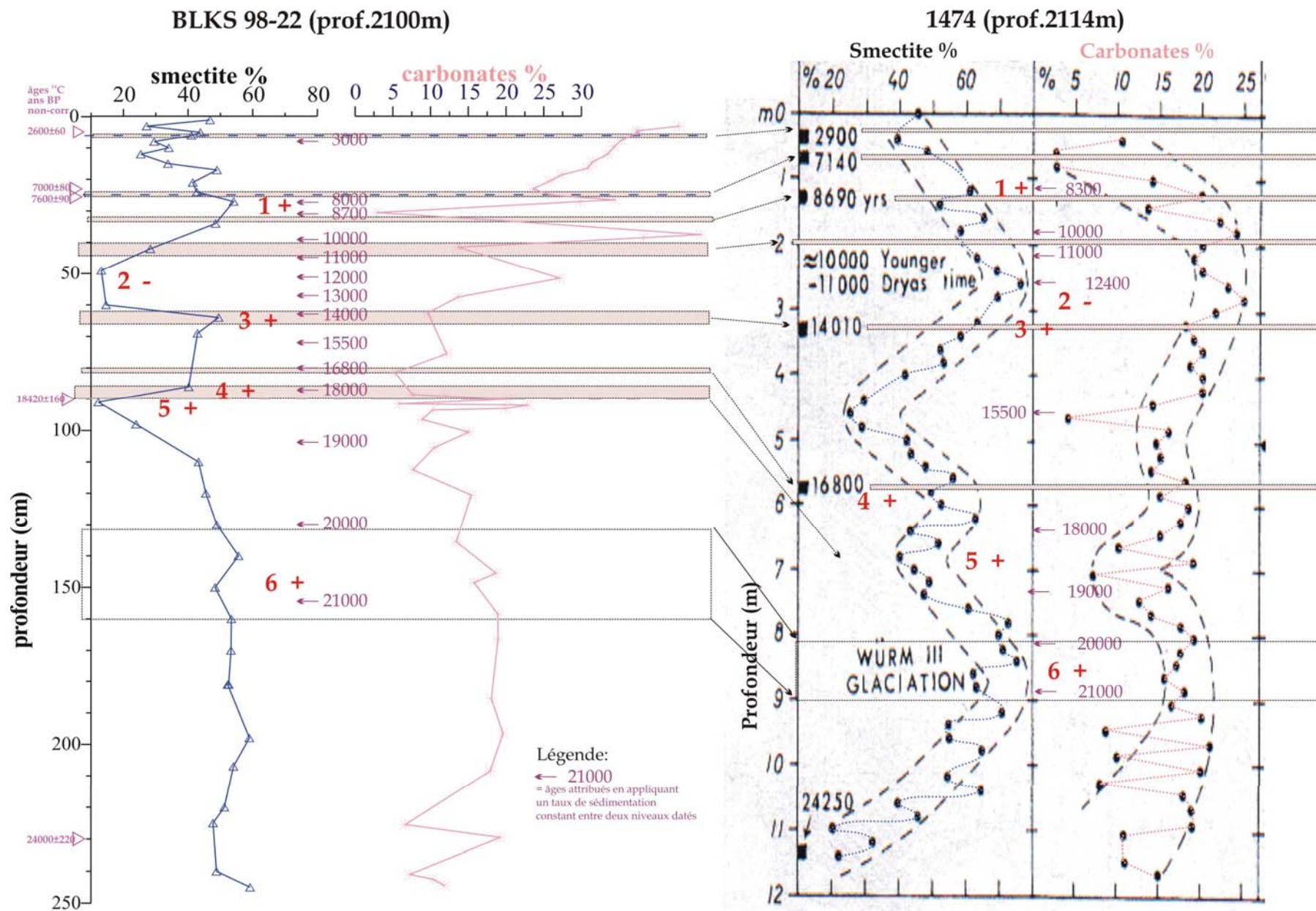


Fig.5.11 Corrélation des courbes de smectite des carottes BLKS 98-22 (cette étude) et 1474 (Stoffers et Müller, 1972)

-
- 20000-21000 ans BP : (6) à l'intervalle 130-160 cm dans BLKS 98-22 correspond l'intervalle 810-920 cm dans la carotte 1474.

A la suite de cette corrélation, nous pouvons remarquer que la seule période où les deux courbes de smectite sont anti-corrélées, est située entre 10000 et 14000 ans BP (2 sur la **Fig.5.11**). Pour BLKS 98-22 cette période est représentée par une chute de la concentration en smectite jusqu'à 3-5%, tandis que dans la carotte 1474 elle est représentée par un pic de smectite, atteignant jusqu'à 70-80%. Cette différence peut être due à la localisation des carottes, une dans la partie ouest et la deuxième dans la partie est du bassin ou encore à un sérieux problème de chronologie que nous n'avons pas décelé.

Pour les autres intervalles, la corrélation entre ces deux courbes est bonne. On peut donc penser que, pour la carotte 1474, les auteurs ont attribué les pics de smectite aux périodes froides sans s'assurer que la chronologie pouvait contredire cette attribution. Le DMG est représenté dans les deux carottes par des diminutions de la quantité de smectite du sédiment. Ce résultat est contraire à l'opinion " classique " qui lie le DMG à une augmentation de la smectite.

L'analyse de Rădan et Jipa (1975) effectuée pour la zone abyssale de la Mer Noire (carotte P6507-15, prélevé pendant l'expédition " *Odysseus 65* "), confirme l'augmentation de la smectite avec la profondeur dans la carotte, à l'inverse de l'illite. Le site étudié est proche de celui de la carotte BLKS 98-22, analysée pour les types d'argiles (**Fig.5.7**).

Du point de vue de la sédimentologie, des similitudes entre ces deux carottes sont évidentes. On retrouve la succession des unités sédimentaires spécifiques pour le bassin profond (unités I, II et III décrites par ailleurs). Les carottes sont à moins de 40 km l'un de l'autre.

Comme il s'agit d'un système relié au canyon Viteaz, la source de ces sédiments riches en smectite se trouve sûrement au Nord-Ouest ou au Nord du bassin.

Pourtant, il est difficile à comparer les résultats de Rădan et Jipa (1975) avec les nôtres du fait d'un pas d'échantillonnage plus large, et du fait d'une chronologie peu contrainte. Ils ont corrélié les pics à smectite avec ceux de la carotte 1474 (Müller et Stoffers, 1974, datée par Degens et Ross, 1972). Ensuite ils ont attribué un âge de 18000 ans (DMG) au pic à 898 cm et un âge de 11000 ans (YD) au pic de 365 cm.

La **figure 5.12** présente la comparaison entre les teneurs de smectite et de carbonates le long de ces deux carottes. Nous pouvons remarquer que les courbes de smectite sont bien similaires. En faisant abstraction des dates attribuées par les auteurs de l'article, la corrélation entre les pics de smectite peut se faire de la manière suivante :

- au pic (1 sur la **figure 5.12**) dans l'unité III, juste au-dessous de la limite inférieure du sapropèle, à 27cm dans BLKS 98-22, correspond le pic de 107 cm dans P6507-15 ; les valeurs atteintes par la smectite dans ces pics sont respectivement 54% et 47% ;
- au " creux " (2) de 49-60 cm dans BLKS 98-22 (13-15% de smectite), correspond le " creux " entre 169 et 273 cm dans P6507-14 (22-32% de smectite) ;
- au pic (3) situé à 64 cm dans la carotte BLKS 98-22 (49% de smectite) correspond celui de 365 cm dans la carotte P6507-15 (53% de smectite);
- au " creux " (4) de 91 cm dans BLKS 98-22 (12% de smectite) peut correspondre celui de 427-553 cm dans P6507-14 (29-30% de smectite) ;
- au pic (5) à 140 cm dans BLKS 98-22 (56% de smectite), correspond le pic de 603 cm dans la P6507-15 (60% de smectite);
- au pic (6) de 198 cm dans BLKS 98-22 (59% de smectite) correspond le pic de 729 cm dans P6507-15 (59% de smectite).

Cette corrélation fait correspondre un âge de 11000 ans BP au niveau 157 cm dans la carotte P6507-14. De même manière, au " creux " (2) de smectite situé entre 169 et 273 cm on peut attribuer un âge de 12000-13000 ans BP ; au pic (3) d'âge 14000 ans BP correspond le " creux " (4) - âgé de ~18000 ans.

Il y a d'autres possibilités de corrélation entre les deux courbes mais des taux de sédimentation très différents rendent la corrélation difficile. Sur la **figure 5.12**, nous avons marqué avec des lettres une deuxième possibilité de corrélation entre les pics de deux courbes. Dans ce cas, les âges 11000 et 18000 ans seraient déplacés encore plus haut dans la carotte P6507-14.

On peut remarquer, que les valeurs des pics se ressemblent ici beaucoup plus que dans le cas de la comparaison entre BLKS 98-22 et 1474 dont, rappelons-le, les sites sont voisins.

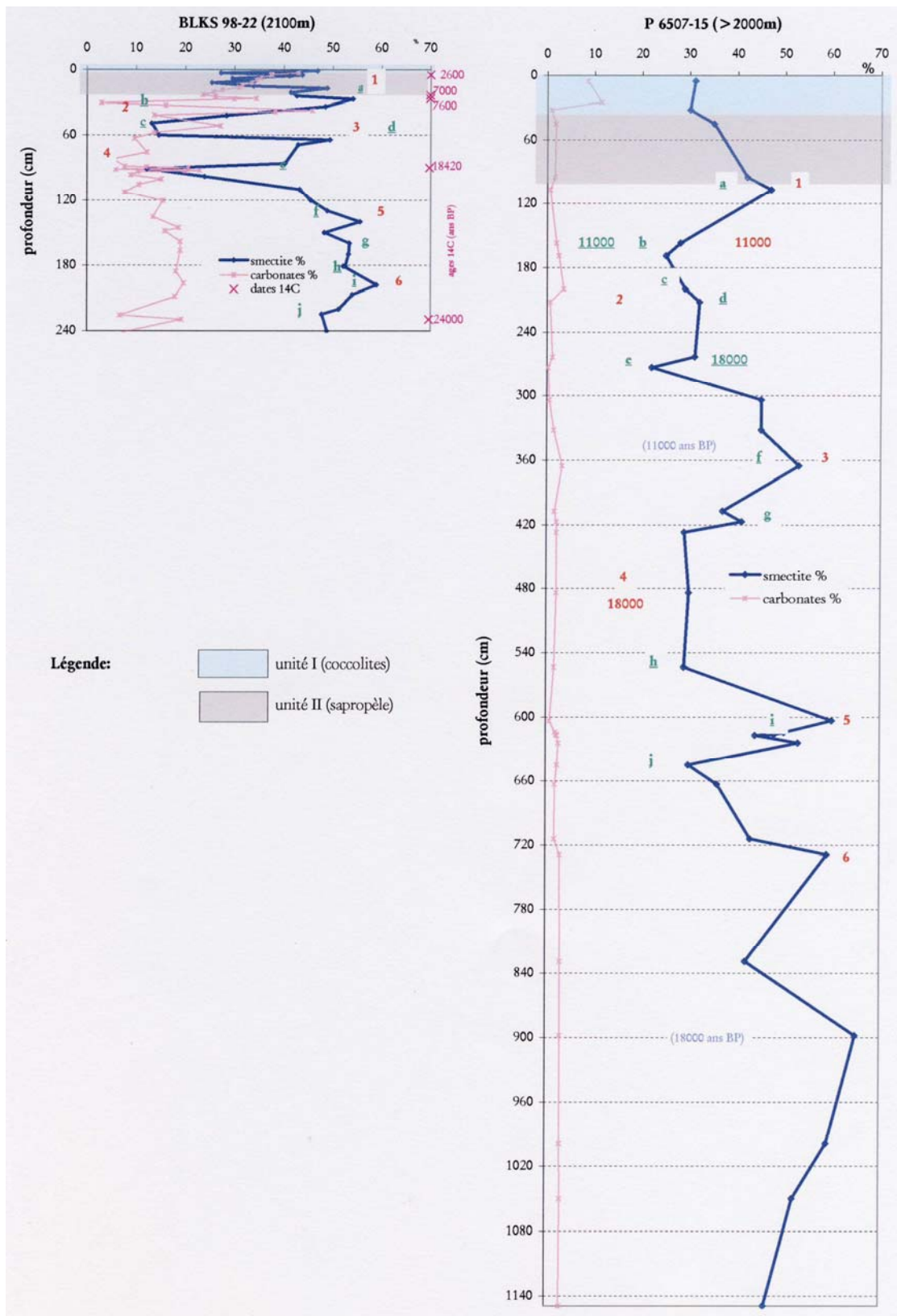


Fig.5.12 Corrélation des pics de smectite entre les carottes BLKS 98-22 (cette étude) et P6507-15 (Rădan et Jipa, 1975).

Pour la carotte P6507-15, les âges en bleu, entre parenthèses, sont ceux attribués par les auteurs aux pics de smectite; les chiffres et les lettres marqués sur le graphe représentent des corrélations possibles entre les creux et les pics des deux carottes)

Si on prend en considération les corrélations présentées ci-dessus, les âges de

11000 et 18000 ans BP se déplacent vers le haut de la carotte P6507-15.

La corrélation entre deux carottes proches comme BLKS 98-22 et P6507-15 est meilleure que celle établie entre deux carottes très éloignées, comme BLKS 98-22 et 1474 ou P6507-15 et 1474. En conséquence, nous pensons que les périodes froides sont plutôt représentées, dans la partie Nord-Ouest de la Mer Noire, par des diminutions importantes de la quantité de smectite arrivant dans le bassin.

En prenant en compte les données de la littérature, Major *et al.* (2002), parlent aussi d'une origine méridionale (anatolienne) des argiles à smectite qui prédominent de 25 000 à 15 000 ans BP et de 11 000 à 10 000 ans BP, tandis que les sédiments d'âge 15 000 - 13 400 ans, avec beaucoup de l'illite, sont considérés comme venant du nord. Ce point de vue sera discuté ci-après. Nous bénéficions d'analyses dans les carottes BLKS 98-09 et BLKS 98-10, à 240 et 378 m de profondeur, situées sur le talus Nord-Ouest pour illustrer notre propos. Nous avons également procédé à la mesure de quelques paramètres magnétiques.

La **figure 5.13** présente la corrélation entre les carottes BLKS 98-22, BLKS 98-09 et 10. Certains pics et certains creux peuvent être corrélés, mais une différence majeure est à souligner : les taux de smectite qui sont beaucoup plus élevés dans BLKS 98-22. Cette différence est due à l'emplacement des carottes BLKS 98-09 et 10 sur le piémont continental, mais aussi, aux méthodes d'analyse et de quantification des argiles utilisées. La différence entre les matériaux datés (des coquilles pour la carotte BLKS 98-10 et de la matière organique du sédiment pour la carotte BLKS 98-22), peut jouer aussi un rôle. Une autre différence importante est la prédominance de l'illite pour la période 15000 - 13400 ans BP, dans la carotte BLKS 98-10 (Major *et al.*, 2002), alors que dans BLKS 98-22, la période où l'illite est prédominante est 13 600 - 10600 ans BP. Un tel décalage peut-être dû à la position des deux sites dans le bassin : une sur le piémont continental bien au nord du canyon Viteaz, et le deuxième dans la plaine abyssale près du chenal représentant la première phase d'avulsion du système chenal-levée du Danube. Même s'il est évident que la source d'illite se trouve au nord-ouest du bassin pour les deux cas, nous pensons que les conditions hydrologiques qui favorisaient l'alimentation en illite du piémont continental, entre 15000 et 13400 BP, ont connu un changement. Celui-ci aurait déplacé le dépo-centre vers l'intérieur du bassin, favorisant l'apport accru d'illite vers le site de BLKS 98-22 entre 13600 et 10600 ans BP.

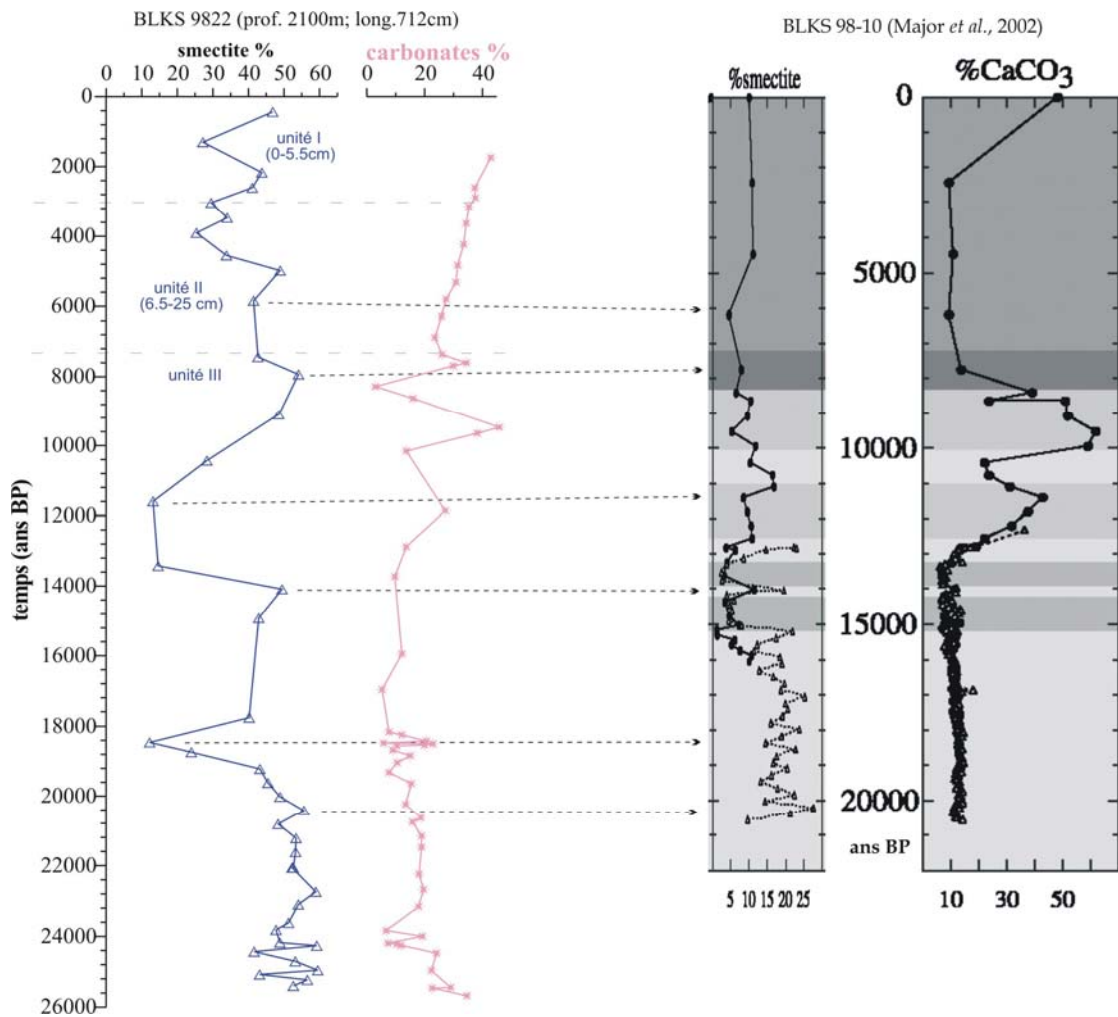


Fig.5.13 Corrélation des pics de smectite des carottes BLKS 98-22 (cette étude) et BLKS 98-10 (Major *et al.*, 2002).

Tekiroglu *et al.* (2001) ont étudié, pour la minéralogie des argiles, des carottes profondes (de 1900 à 2100 m de profondeur), situées dans la moitié orientale de la Mer Noire. Ils ont trouvé une situation opposée à celle décrite par Stoffers et Müller (1972), Jipa et Rădan (1975) et Major *et al.* (2002) : une augmentation de la quantité de smectite vers l'actuel. On observe aussi une diminution de l'illite et de la quantité de sable.

5.3.2. Signification climatique des changements minéralogiques

Autour de 27500 ans BP et entre 24000 et 19000 ans BP, la smectite arrivait dans le bassin en quantités plus grandes que l'illite. Comme nous l'avons montré auparavant, la smectite était issue du nord et du nord-ouest du bassin. L'explication de ce phénomène peut-être le lessivage des paléosols et des loess de l'Ukraine, riches en smectite. Ce lessivage pourrait être dû aux périodes de fortes précipitations. Malheureusement, nous ne disposons pas de données sur les précipitations pour vérifier cette hypothèse.

Une étude paléo-environnementale, dans une zone relativement proche de la Mer Noire, couvre la période 34000-12000 ans BP : bassin des Carpates, en Hongrie (Sümegei et Krolopp, 2002). L'analyse des changements de types de mollusques, indicateurs de certaines conditions de température, humidité et végétation comparés aux profils de pollens analysés précédemment dans la zone de ce bassin, montre des variations importantes des conditions climatiques dans la période qui nous intéresse, ~27500 et 24000-19000 ans BP. On en déduit qu'autour de 27500 ans BP, le climat d'été du bassin de Carpates était chaud, similaire à celui d'aujourd'hui. Autour de 24000-22000 ans BP, le refroidissement du climat dans le bassin a initié la formation du loess. Cette période a été froide et sèche, avec la prédominance d'une végétation de steppe. Un nouveau réchauffement a suivi, autour de 20000-19000 ans BP, juste avant le refroidissement du DMG.

Si nous considérons que les variations du climat dans la zone de la Mer Noire sont similaires à celles du bassin de Carpates, nous pouvons observer que la prédominance de la smectite jusqu'à 19000 ans BP n'est pas le résultat d'un climat constant. Cette dominance perdure, malgré l'alternance de périodes chaudes et froides, probablement due à une source très riche en smectite au nord et nord-ouest du bassin. Cependant, les périodes chaudes sont majoritaires dans ces intervalles de temps, ce qui nous permet de lier l'importance de cette argile avec des périodes à climat chaud.

Un changement drastique intervient à 19000 ans BP, quand la quantité de smectite diminue fortement, l'illite devenant prépondérante.

Les périodes où l'illite prédomine dans le cortège argileux sont 19000-18000 ans BP et 13600-10600 ans. Les causes de ces deux 'événements' semblent être différentes.

Pour la période 19000-18000 ans BP il s'agit très probablement du Dernier Maximum Glaciaire, quand le niveau de la Mer Noire était plus bas qu'actuellement et que le Danube apportait davantage de sédiment que les autres rivières du nord du bassin. En effet, le fleuve traversait une zone moins étendue de permafrost.

Pour la période 13600-10600 ans BP l'interprétation des causes d'un apport accru d'illite est plus difficile. Dans les enregistrements polliniques de l'Europe de Nord et du Nord-Ouest, cette période comprend une période froide *Oldest Dryas* : 14000-13000 ans BP, suivie par les intervalles de réchauffement *Bølling* : 13000-12000 ans BP et *Allerød* : 11800-11000 ans BP séparées par *Older (Earlier) Dryas* : 12000-11800 ans BP et finie par le refroidissement *Younger Dryas* : 11000-10000 ans

BP (Mangerud *et al.*, 1974 ; Welten, 1982 ; Amman and Lotter, 1989). Même si les limites exactes de ces unités chrono stratigraphiques peuvent varier légèrement d'une zone à l'autre, les auteurs sont d'accord sur le fait que avant 13000 ans BP le climat de l'Europe du N-O enregistrait une phase froide (*Pleniglacial*) suivie par une période de réchauffement entre 13000 et 11000 ans BP (*Late Glacial Interstadial*), pour revenir à des conditions froides entre 11000 et 10000 ans BP (*Younger Dryas* ou *Late Dryas*) (Lowe et Gray, 1980 ; Walker, 1995).

Plus près de la Mer Noire, l'analyse de mollusques sensibles aux changements du climat dans le bassin de Carpates, montrent qu'autour de **13000-12000 ans BP (~15000 cal. ans BP)**, le climat subissait un radoucissement (Sümeği et Krolopp, 2002).

Dans plusieurs sites des Carpates, les analyses de pollens montrent que, par exemple entre 12500 ans BP et 11100 ans BP, le climat enregistrait des alternances de courtes périodes chaudes et sèches avec des périodes moins chaudes et humides (Wohlfarth *et al.*, 2001 ; Farcas *et al.*, 1999). Le Younger Dryas, a été observé, lui aussi, sur les diagrammes de pollens, avec l'augmentation du nombre de grains d'*Artemisia* (Pop *et al.*, 1971 ; Farcas *et al.*, 1999).

Nous ne pouvons dire davantage que lorsqu'il y a plus d'illite au nord-ouest, cela correspond à des alternances de périodes froides et chaudes et sèches. En effet, compte tenu de la faible résolution des intervalles de sédiments analysés on ne peut établir de corrélation nette entre abondance d'illite et type probable du climat correspondant.

5.4. Conclusion

L'origine des argiles qui arrivent au Nord-Ouest de la Mer Noire a beaucoup changé dans le temps, en relation avec les variations climatiques des derniers 27500 ans.

L'hypothèse classique d'une origine septentrionale de sédiments à illite prédominante et d'une origine anatolienne de sédiments à smectite n'est pas valable d'après les résultats des carottes étudiées ici.

Dans les sédiments analysés, la smectite est prédominante autour de 27500 ans BP et entre 24000 et 19000 ans BP. Son origine a pu changer pendant ces intervalles de temps, en fonction du climat, mais nous pensons que l'arrivée abondante de smectite est plutôt liée à la prépondérance des périodes chaudes. Malgré l'hypothèse avancée antérieurement sur une origine méridionale de cette argile, il est évident que, au moins pour la zone nord-ouest, « le fournisseur » de smectite se trouvait au nord et au nord-ouest du bassin.

Autour de 27500 ans BP, elle arrivait très probablement par le Dniepr, à la suite du lessivage des sols et loess de l'Ukraine.

Entre 24000 et 19000 ans BP, la smectite arrivait dans le bassin lors du lessivage de sols et de loess l'Ukraine, ou par le Don (si la connexion entre la Mer D'Azov et la Mer Noire existait).

Contrairement aux opinions antérieures, la période froide 19000-18000 ans BP est caractérisée par un pic d'illite, et non pas par un pic de smectite. L'augmentation d'illite reflète principalement l'apport du Danube. Ceci est probable dans les conditions d'un permafrost discontinu qui descendait près de la côte nord de la Mer Noire et qui bloquait les apports sédimentaires des autres rivières de cette zone.

La dominance illitique de la période 13600 à 11600 ans BP est plus difficile à expliquer. Une autre impulsion du Danube, ou un apport massif par les rivières du nord, faisant suite au réchauffement Bølling-Allerød, peuvent constituer des hypothèses de travail.

Une analyse plus détaillée, permettant d'obtenir une meilleure résolution temporelle pourrait sans doute informer davantage sur la relation entre les changements de la minéralogie d'argiles et le climat, dans le bassin de la Mer

Noire. Mais il serait utile de disposer de données sur les types d'argiles transportées par les rivières du nord du bassin (Dniepr, Boug de Sud, Dniestr et Don) si on veut pouvoir déceler comment ont changé les apports sédimentaires dans le temps.

Tableau 5.1 Pourcentage de divers types d'argiles, indice de cristallinité de l'illite (Ic) et rapport smectite /illite (S/I) dans les sédiments de la carotte **BLKS 98-06**

Niveau (cm)	Smectite %	Kaolinite %	Illite %	Chlorite %	Ic	S/I
32	54,68	8,56	25,24	6,83	0,5	2,2
54	48,22	5,93	32,22	12,58	0,6	1,5
67	43,31	6,04	35,93	24,08	0,6	1,2
77	46,82	5,53	32,69	13,08	0,6	1,4
86	47,06	6,01	33,43	13,51	0,6	1,4
96	54,52	6,26	28,56	30,64	0,7	1,9
120	54,92	4,88	29,48	11,45	0,7	1,9
127	56,17	5,79	27,69	16,32	0,6	2,0
140	52,55	6,38	29,06	12,07	0,6	1,8
161	45,01	6,51	32,37	16,92	0,5	1,4
180	49,66	6,96	29,66	12,09	0,6	1,7
197	25,39	8,38	45,18	15,37	0,6	0,6
214	50,19	4,13	30,62	14,64	0,5	1,6
227	53,64	7,14	28,43	9,75	0,6	1,9
247	37,39	8,24	37,19	14,45	0,6	1,0

Tableau 5.2 Minéraux lourds dans les sédiments de quelques niveaux des carottes **BLKS 98-04** et **BLKS 98-06**.

Carotte	BLKS 98-04			BLKS 98-06		
	Profondeur d'échantillon (cm)			Profondeur d'échantillon (cm)		
	33-34	52-53	63-64	55-56	66-67	80-81
Minéraux :						
quartz	56,0	90,0	49,0	69,0	92,0	82,0
feldspaths	12,0	4,7	11,0	10,0	7,0	8,0
chlorites	1,0	0,0	5,0	0,5	0,0	4,8
mica	1,0	0,0	32,0 muscovite, biotite	0,5	0,0	2,0
minéraux lourds	0,5	0,2	2,5	1,0	1,0	0,2
formation de limonite	29,5	5,0	0,5	19,0	0,0	3,0
Grenats (G)	11,9	9,8	12,9	9,2	19,7	9,7
Epidote (E)	3,0	1,6	3,2	6,6	3,3	3,2
Opaques (O)	41,8	52,5	35,5	37,2	45,9	38,7
Amphiboles (A)	20,9	16,4	29,0	23,0	13,1	22,6
Pyroxènes (P)	10,4	6,6	4,8	3,9	6,6	6,5
Tourmaline (T)	6,0	4,9	6,5	2,6	3,3	3,2
Disthène (D)	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0
Staurolite (S)	1,5	1,6	3,2	2,6	3,3	1,6
Rutile (R)	1,5	1,6	3,2	2,6	3,3	1,6
Titanite	0,0	1,6	1,6	2,6	1,6	1,6
Zircon (Z)	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0
pyrite	0,0	0,0	0,0	5,2	0,0	6,5
glaucosite	3,0	3,3	0,0	1,7	0,0	4,8
Grains :						
Roulés - sub-roulés	65,0	60,0	30,0	55,0	85,0	60,0
Sub-angulaires -angulaires	35,0	40,0	70,0	45,0	15,0	40,0
associations minérales	OAGP	OAGP	OAGT	OAGE	OGAP	OAGP

Tableau 5.3 Pourcentage de divers types d'argiles, indice de cristallinité de l'illite (Ic) et rapport smectite /illite (S/I) dans les sédiments de la carotte **BLKS 98-22**

Niveau (cm)	Smectite %	Kaolinite %	Illite %	Chlorite %	Ic	S/I
1	46,80	11,00	32,84	9,36	0,6	1,4
3	27,20	14,04	47,60	11,17	0,4	0,6
5	43,76	10,00	33,75	12,48	0,5	1,3
6	41,06	15,89	33,79	9,26	0,6	1,2
8	29,51	6,92	49,63	13,93	0,4	0,6
10	34,00	12,62	40,09	13,28	0,6	0,8
12	25,38	12,92	51,44	10,26	0,4	0,5
15	33,78	16,52	40,99	8,70	0,6	0,8
17	48,92	9,92	31,24	9,92	0,7	1,6
21	41,45	6,15	40,27	12,14	0,5	1,0
24	42,65	13,56	34,77	9,03	0,6	1,2
27	54,07	6,86	28,54	10,52	0,5	1,9
34	48,47	11,57	32,14	7,82	0,7	1,5
42	28,32	12,97	41,24	17,47	0,6	0,7
49	13,14	8,71	65,26	12,89	0,8	0,2
60	14,61	16,09	53,94	15,36	0,9	0,3
64	49,43	8,42	33,02	9,12	0,7	1,5
69	42,89	9,03	37,33	10,75	0,8	1,1
86	40,18	10,19	38,07	11,56	0,6	1,1
91	12,19	16,64	58,79	12,38	0,8	0,2
98	23,92	9,91	55,75	10,42	0,9	0,4
110	43,22	8,70	38,84	9,23	0,7	1,1
120	45,47	8,41	35,04	11,08	0,7	1,3
130	48,86	6,40	32,42	12,32	0,7	1,5
140	55,59	7,73	27,83	8,85	0,7	2,0
150	48,33	7,06	33,37	11,25	0,7	1,4
160	53,37	6,80	30,00	9,83	0,7	1,8
170	53,25	7,81	30,24	8,71	0,7	1,8
181	52,56	6,58	27,75	13,10	0,5	1,9
181	52,23	6,54	28,22	13,02	0,5	1,9
198	58,94	4,42	27,33	9,30	0,6	2,2
207	54,00	6,41	28,51	11,08	0,6	1,9
220	51,26	6,50	31,56	10,69	0,7	1,6
225	47,73	9,15	31,95	11,17	0,5	1,5
240	48,81	17,16	27,23	6,79	0,5	1,8
245	59,18	6,64	22,32	11,85	0,5	2,7
255	41,60	6,06	34,72	17,62	0,5	1,2
271	53,17	6,56	28,58	11,69	0,6	1,9
286	59,48	4,68	24,28	11,57	0,5	2,4
293	43,12	8,10	33,32	15,46	0,6	1,3
302	56,55	4,72	25,00	13,73	0,5	2,3
312	52,63	4,46	29,21	13,70	0,6	1,8
335	55,79	6,24	23,59	14,38	0,5	2,4
350	62,02	4,08	23,98	9,92	0,6	2,6
370	56,19	5,42	29,34	9,06	0,6	1,9
445	49,17	5,42	32,56	12,85	0,6	1,5
520	50,24	4,57	30,32	14,87	0,6	1,7
602	51,11	4,20	30,37	14,32	0,6	1,7
620	48,57	5,22	32,02	14,19	0,6	1,5
660	49,12	5,68	32,29	12,91	0,6	1,5
706	39,99	9,13	35,11	15,77	0,5	1,1

Chapitre 6. Magnétisme environnemental

6.1. Introduction

6.2. Paramètres magnétiques mesurés

6.3. Méthode

6.4. Résultats et début d'interprétation

6.5. Discussion

6.5.1. Revue de la littérature

6.5.2. Interprétation des résultats

6.6. Conclusion

Chapitre 6. Magnétisme environnemental

6.1. Introduction

Le magnétisme environnemental est une des méthodes d'investigation des conditions climatiques et environnementales du passé et du présent. Efficace et complémentaire des méthodes géochimiques et biologiques, elle est très puissante car sensible à la présence, même en très faibles quantités, de minéraux magnétiques dans les sédiments.

En effet l'occurrence de ces minéraux, leur concentration, leur taille et leur morphologie dépendent : (*) des conditions de sédimentation (sources, intensité d'érosion, mode et direction de transport etc.), (**) des conditions diagénétiques (par ex. dans certaines conditions anaérobies, certains oxydes de fer détritiques peuvent être dissous tandis que d'autres minéraux de fer comme les sulfures et les carbonates, peuvent apparaître), (***) de l'activité bactérienne (certaines bactéries "magnétotactiques" fabriquent les minéraux de fer: magnétite, greigite).

L'analyse des propriétés magnétiques des sédiments à travers les paramètres tels que : la susceptibilité magnétique (χ , κ) l'aimantation rémanente naturelle (ARN), l'aimantation rémanente anhystérétique (ARA), les paramètres de l'hystérésis (M_s , M_{rs} , H_c , H_{cr}), la température de Curie (T_c), permet d'identifier les minéraux porteurs d'aimantation (oxydes et certains sulfures de fer), leur concentration et leur taille.

Ainsi en identifiant les minéraux magnétiques présents, leur taille et leur concentration nous pouvons essayer de comprendre quelles étaient les conditions qui ont permis leur mise en place et ainsi reconstruire les conditions environnementales (plus généralement climatiques) et leurs variations dans le temps et l'espace.

L'emploi du magnétisme pour l'étude des sédiments quaternaires a débuté en 1926 quand Gustav Ising a mesuré la susceptibilité magnétique et la rémanence naturelle de sédiments varvés de Suède. Dans son étude, publiée en 1942, il a montré que les propriétés magnétiques de ces sédiments varient en fonction de la distance par rapport à la source (par exemple la marge de la calotte glaciaire). Il a identifié une périodicité annuelle pour certaines de propriétés: les lamines

déposées pendant le printemps avaient des paramètres magnétiques plusieurs fois plus élevés que celles déposées en hiver, indiquant ainsi la présence de minéraux magnétiques plus importante que dans les lamines printanières. En 1967 John Mackeret a mesuré les propriétés magnétiques de sédiments lacustres. Son travail a contribué au renouvellement de l'intérêt pour la détermination de l'origine des minéraux de ce type des dépôts lacustres et des sols.

Pourtant, le développement de magnétisme environnemental et son utilisation très courante ont commencé dans les années 80 du XX-ème siècle. Il permet l'exploration des sédiments marins, continentaux aquatiques et non aquatiques d'âge très ancien à l'actuel.

Dans cette thèse je présente les résultats de l'étude des propriétés magnétiques de 7 carottes sédimentaires de la Mer Noire ainsi que l'interprétation de ces données. Un rappel de quelques notions du magnétisme est présenté dans l'**annexe 5**.

5.2 Paramètres magnétiques mesurés

Les propriétés magnétiques des sédiments marins ne dépendent pas uniquement de la nature des minéraux magnétiques primaires d'origine détritique, biogène ou de précipitation de la colonne d'eau, mais aussi des conditions diagénétiques qui déterminent l'altération des phases magnétiques primaires et la formation authigène des minéraux magnétiques secondaires.

Les principaux minéraux porteurs d'aimantation rémanente dans les sédiments marins sont : la **magnétite** (Fe_3O_4), la **titanomagnétite**, l'**hématite** ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), la **maghémite** ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), la **goethite** ($\alpha\text{-FeOOH}$) et des sulfures de fer comme la **pyrrhotite** (Fe_{1-x}S) et la **greigite** (Fe_3S_4). Parmi ces minéraux, la magnétite, la maghémite, l'hématite, la titanomagnétite et la goethite peuvent être des porteurs de l'aimantation primaire. Les minéraux authigènes, formés pendant la diagenèse précoce sont la pyrrhotite et la greigite mais aussi l'hématite ainsi que la magnétite, la maghémite et la goethite, qui peut être un produit d'oxydation, surtout des sulfures de fer. Plus de détails sur les minéraux magnétiques sont données dans l'**annexe 5**.

Il y a des dizaines de paramètres magnétiques, leurs différents rapports peuvent être utilisées pour caractériser et identifier les minéraux magnétiques. Toutefois, la mesure de certains paramètres essentiels peut permettre une bonne caractérisation de la population des minéraux magnétiques contenus dans nos échantillons de sédiments.

L'aimantation rémanente naturelle (ARN)¹

Les roches et les sols peuvent acquérir une aimantation rémanente par induction dans le champ magnétique terrestre à la suite de divers processus naturels. Cette rémanence n'est pas aussi forte que celles qui peuvent être acquises au laboratoire par des champs forts, mais elle peut être aussi stable. L'ARN est l'aimantation rémanente présente dans un échantillon avant traitement au laboratoire et elle correspond à la somme des différentes aimantations naturelles acquises dans le temps par les grains magnétiques, tels que :

- l'aimantation thermorémanente (ATR)² – acquise par un minéral magnétique pendant son refroidissement, d'une température plus forte que sa température de Curie, dans un champ magnétique terrestre;

¹ angl. Natural Remanent Magnetisation (NRM)

² angl. ThermoRemanent Magnetisation (TRM)

-
- *l'aimantation rémanente chimique (ARC)*³ – acquise par un minéral formé par des changements chimiques, à des températures plus basses que sa température de Curie ;
 - *l'aimantation rémanente détritique (ARD)*⁴ – obtenue par l'alignement des particules magnétiques (possédant déjà une aimantation thermorémanente ou chimique) avec le champ magnétique, pendant qu'elles se déposent dans l'eau;
 - *l'aimantation rémanente post-dépositionnelle (ARpD)*⁵ – acquise par les sédiments après la déposition, par des effets mécaniques, induisant des déplacements des particules magnétiques dans le sédiment;
 - *l'aimantation rémanente visqueuse (ARV)*⁶ – est le résultat de la ré-aimantation des grains magnétiques des roches due aux changements du champ magnétique terrestre.

L'intensité de **l'aimantation Rémanente Naturelle (ARN)** (A/m) dépend de la nature des particules magnétiques, de leur concentration, de leur taille et de leur histoire d'aimantation.

Les aimantations thermorémanente (ATR) et détritique (ARD) forment les aimantations primaires, acquises par les roches pendant leur formation. Les aimantations post-dépositionnelles et visqueuses (ARpD et ARV) forment l'aimantation secondaire, acquise subséquentement à la formation des roches ; elle peut altérer ou couvrir l'aimantation primaire. L'aimantation chimique peut être aussi bien primaire que secondaire. Au laboratoire, nous essayons d'enlever la composante secondaire de l'aimantation rémanente, par l'application d'un champ alternatif, afin d'isoler l'aimantation primaire.

L'aimantation Rémanente Anhystrétique (ARA)⁷ (A/m) est une rémanence artificielle produite dans le laboratoire en plaçant l'échantillon dans un champ alternatif fort (dans notre étude 100 mT) qui diminue doucement jusqu'à zéro en présence d'un champ continu faible (ici de 60 μ T). L'ARA est très utile parce qu'elle présente des caractéristiques similaires à l'aimantation rémanente thermique. Ses caractéristiques peuvent être utilisées pour la détermination de la taille des grains, de la concentration et de la composition des minéraux magnétiques présents. Elle est proportionnelle à la concentration des grains

³ angl. Chemical Remanent Magnetisation (CRM)

⁴ angl. Depositional Remanent Magnetisation (DRM)

⁵ angl. Post Depositional Remanent Magnetisation (pDRM)

⁶ angl. Viscous Remanent Magnetisation (VRM)

⁷ angl. Anhystrhetic Remanent Magnetisation (ARM)

magnétiques dans l'échantillon et elle est plus forte et plus stable pour des grains de taille mono-domaine que pour les multi-domaines.

Le champ coercitif de rémanence H_{cr} (mT) et le champ coercitif H_c (mT) peuvent être très utiles pour la détermination de la minéralogie magnétique et de la taille des grains. Ils sont aussi employés pour caractériser les mélanges des minéraux magnétiques. La coercivité de rémanence H_{cr} varie pour la magnétite de <10 mT (pour les grains multi-domaines) à presque 100 mT (pour les grains petits allongés). Peters et Dekkers, 2003, montrent que les valeurs élevées de la H_{cr} , au delà de 100 mT, indiquent la présence de l'hématite et, en particulier, de la goéthite.

L'aimantation de saturation M_s dépend de la nature du minéral présent dans la roche et de sa concentration ; elle ne dépend pas de la taille des grains.

L'aimantation rémanente M_{rs} dépend de la taille des grains, de la nature du minéral et de leurs concentrations dans la roche. Elle est plus haute pour les grains monodomaines que pour ceux multidomaines.

La forme de la courbe d'hystérésis est une indication de type des grains présents dans les échantillons ainsi que de leur taille, due aux valeurs caractéristiques des paramètres d'hystérésis de chaque minéral.

Les rapports M_{rs}/M_s et H_{cr}/H_c sont des paramètres sensibles aux changements de la taille des grains dans un assemblage monominéral.

La représentation graphique des paramètres d'hystérésis est un bon outil pour l'identification des minéraux magnétiques ou de leurs caractéristiques, telles que la taille ou le caractère mono ou multidomaine. La représentation du H_{cr}/H_c en fonction de M_{rs}/M_s (**diagramme de Day-Fuller-Schmidt**, Day *et al.*, 1977) offre des informations sur les domaines et, implicitement, sur la taille des grains de la magnétite. De plus, Peters et Dekkers (2003) ont montré que, à l'exception de la goéthite, les autres minéraux magnétiques, y compris l'hématite et la greigite, respectent la même tendance. La **figure 6.1** présente la distribution des tailles des grains magnétiques de magnétite, titanomagnétite, maghémite, hématite, goéthite, pyrrhotite et greigite selon ces auteurs. Une même tendance générale est suivie par la (titano)magnétite, la maghémite, l'hématite et la greigite. La pyrrhotite est légèrement décalée vers la gauche par rapport à la tendance générale, tandis que la goéthite est éparpillée à droite de la tendance.

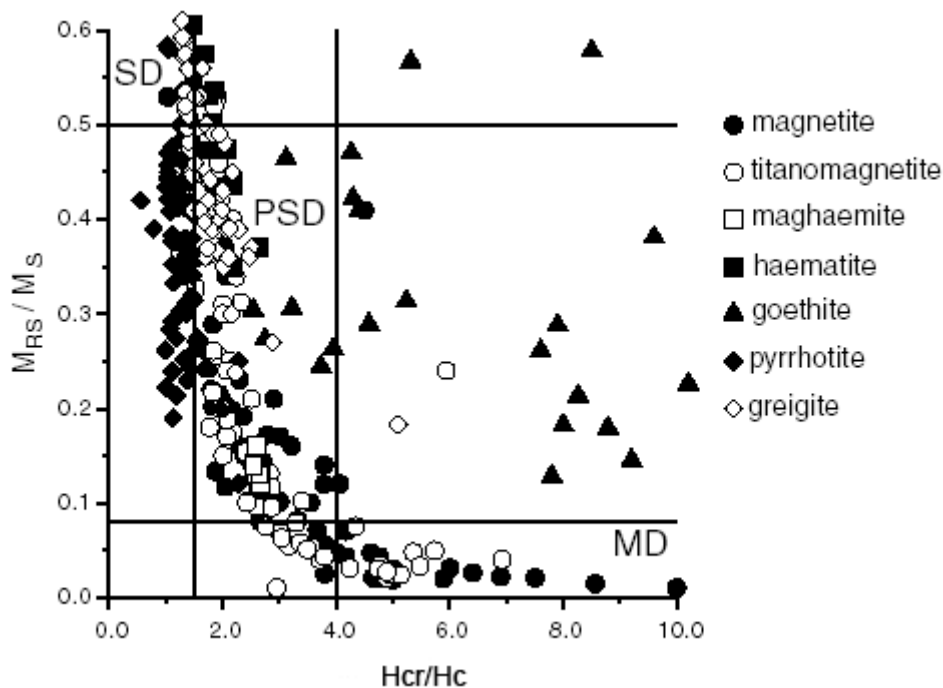


Fig.6.1 Diagramme de Day *et al.* (1977) pour les principaux minéraux magnétiques, selon les données de Hcr/Hc et Mrs/Ms trouvées dans la littérature (compilation par Peters et Dekkers, 2003)

La **température de Curie T_c** (°C) est la température au-dessus de laquelle l'aimantation spontanée des minéraux disparaît. Elle sépare la phase paramagnétique désordonnée, pour $T > T_c$, de la phase ferromagnétique ordonnée, pour $T < T_c$. La T_c est caractéristique pour chaque espèce minérale (voir le **tableau 6.1**). L'équivalent de la température de Curie pour les corps antiferromagnétiques est appelé **température de Néel T_N** . Dans ces corps, en dessous de cette température, les spins sont ordonnés en un arrangement antiparallèle, d'où un moment résultant nul.

Dans le **tableau 6.1** sont présentées les valeurs de quelques paramètres magnétiques des minéraux magnétiques, compilés d'après Thompson et Oldfield (1986), Roberts (1995), Maher *et al.* (1999) et Peters et Dekkers (2003). Nous pouvons observer que, pour le paramètre aimantation de saturation sur unité de masse (M_s /masse), il y a beaucoup de différences entre les valeurs reportées par Peters et Dekkers (indiqués entre parenthèses courbes) et ceux des auteurs antérieurs.

Tableau 6.1 Paramètres magnétiques à la température ambiante, pour les minéraux magnétiques les plus importants (compilation d'après Thompson et Oldfield (1986), Roberts (1995), Maher *et al.* (1999) et Peters et Dekkers (2003)).

Minéral	Formule chimique	Tc (°C)	Hc mT	Hcr mT	Hcr/Hc	Ms/masse (A m ² Kg ⁻¹)	Mrs/masse (A m ² Kg ⁻¹)	Mr/Mrs
Magnétite	Fe ₃ O ₄	575-585	9,8 [0,1-34,3]	24,4 [8-69,5]	9,1 [1,4-65]	92 (62,2) [50,3-89,5]	1-10 (5,3) [0,3-33,1]	0,12 [0,0005-0,4]
Titanomagnétite		200	20,8 [2,0-158]	41,4 [8,5-213]	3,2 [1,2-6,9]	24 (16) [11,2-21,9]	5,2 [0,5-19,9]	0,19 [0,01-0,53]
Maghémite	γFe ₂ O ₃	~740	7,2 [6,4-9]	20,8 [16,9-31]	2,62 [2,54-2,67]	85 (63,6) [61,5-65,6]	6,8 [3,6-10,2]	0,13 [0,12-0,16]
Haematite	αFe ₂ O ₃	675	268,00 [4-520]	318,00 [30-821]	1,76 [1,28-2,19]	0,5 (0,28) [0,093-0,47]	0,18 [0,003-0,35]	0,58 [0,43-0,85]
Goethite	αFeO.OH	150	217,0 [25-890]	1972,0 [500-4100]	19,1 [2,5-66,7]	0,5 (0,22) [0,02-0,59]	0,052 [0,015-0,12]	0,32 [0,06-1]
Pyrrhotite	~Fe ₇ S ₈	300	36,9 [9,8-97,2]	45,3 [10-124,5]	1,27 [0,55-2,29]	17 (13,3) [3,5-21,0]	5,0 [1,6-9,3]	0,36 [0,02-0,58]
Greigite	Fe ₃ S ₄	322-350	42,6 [10-71,3]	67,1 [37-94,8]	~1,5 [1,21-5,09]	20 (14,1) [3,1-29,2]	5,4 [0,8-12,3]	~0,45 [0,18-0,69]

Note : Entre parenthèses courbes () sont présentées les valeurs de Peters et Dekkers (2003) qui ne sont pas en accord avec les valeurs antérieures de la littérature. Entre les parenthèses droites [] sont marquées les intervalles de variation de ces paramètres selon Peters et Dekkers (2003).

6.3. Méthode

6.3.1. Echantillonnage

Les carottes prélevées dans le cadre de la mission BlaSON 1 ont été découpées à bord du navire de recherche en tronçons de 1,5 m et analysées sur le banc de mesure de l'IFREMER pour la densité, la susceptibilité magnétique et la vitesse du son dans les sédiments. Ils ont été ensuite stockés dans une chambre froide jusqu'à leur ouverture.

A terre, les carottes ont été découpées longitudinalement, photographiées et décrites du point de vue sédimentologique. Une moitié de la carotte est conservée en tant qu' «archive» et l'échantillonnage se fait dans l'autre moitié «travail». Afin d'éviter l'altération du signal magnétique due à l'oxydation du sédiment, le prélèvement des U-channels et des échantillons discrets a été fait immédiatement après l'ouverture de chacune des carottes.

L'échantillonnage pour la mesure des paramètres magnétiques comporte:

1. le prélèvement des U-channels : des tubes non-magnétiques en plastique transparent rigide, de section carrée avec les dimensions de 2 x 2 cm et longs jusqu'à 150 cm, fermés par un couvercle longitudinal. Ils sont placés perpendiculairement à la surface du sédiment, dans la partie médiane de la carotte et enfoncés lentement et délicatement afin de minimiser la déformation de ce sédiment. Ils sont ensuite retirés, fermés et placés dans un endroit froid et humide.
2. le prélèvement des échantillons discrets, à l'aide de cubes en plastique de 2 x 2 x 2 cm. Les boîtes sont ensuite fermées et placées dans des sacs en plastique hermétiques dans un réfrigérateur, afin d'éviter le séchage du sédiment.

6.3.2. Mesures des paramètres magnétiques

Deux types de mesures ont été faits, dans plusieurs laboratoires:

1. Des mesures en continu sur les U-channels: (i) **la susceptibilité magnétique** en champ faible κ et (ii) **les aimantations rémanentes naturelle ARN et anhystérétique ARA**, à l'aide des équipements du Laboratoire de Géophysique de l'Institut de Physique du Globe de Paris ;

2. Des mesures sur les échantillons discrets: (i) **paramètres d'hystérésis** au Laboratoire de Magnétisme Environnemental de LSCE - Gif-sur-Yvette, (ii) **comportement thermomagnétique** au moyen de la balance de Curie de l'Université de Paris XI, Orsay, (iii) **diffraction des rayons X**, avec un diffractomètre Philips au LSCE - Gif-sur-Yvette.

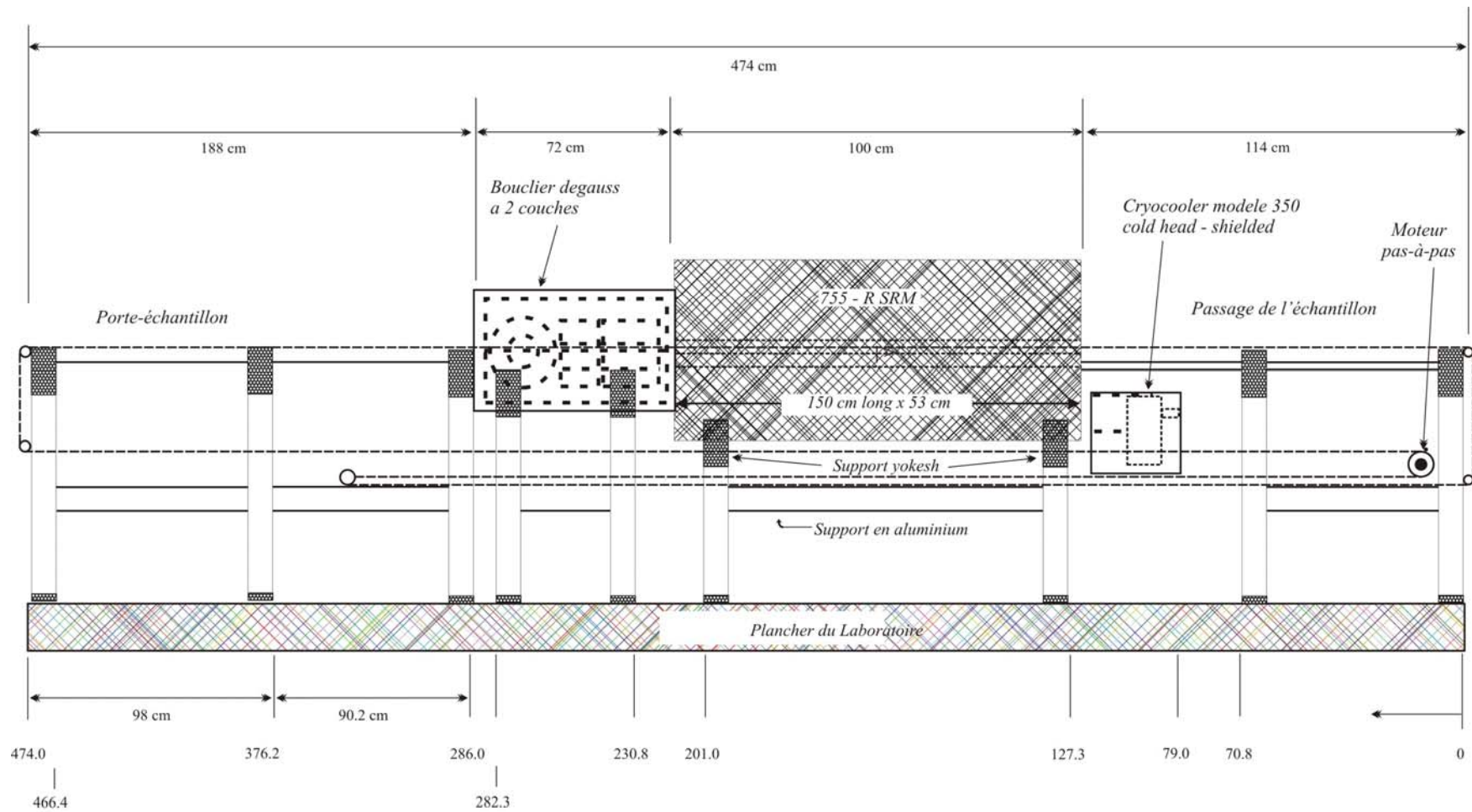
La **susceptibilité magnétique en champ faible (κ)** est mesurée sur les U-channels, tous les 1 ou 2 cm, à l'aide d'un susceptibilimètre MS-2 Bartington. Une source de courant alternatif produit un champ alternatif faible (0,1 mT). Lorsqu'un U-channel est introduit dans la zone d'influence de ce champ, la composante de la susceptibilité magnétique dirigée selon l'axe du champ est indirectement mesurée par la variation de fréquence du champ alternatif. La précision de mesure est d'environ 10^{-5} S.I.

Les **aimantations rémanentes naturelle ARN** et **anhystérique ARA** sont mesurées à l'aide du magnétomètre cryogénique horizontal à SQUID⁸, 2G-Enterprises 755-R de l'IPG Paris (**Fig.6.2**). Il s'agit d'un instrument spécialement conçu pour des mesures de haute résolution, sur des échantillons discrets ou en continu, sur les U-channels. Les mesures sur les U-channels sont faites habituellement tous les 1 ou 2 centimètres. Avec ces intervalles, des caractéristiques magnétiques peuvent être détectées avec une résolution spatiale de 3-5 cm et sans déconvolution.

Le magnétomètre a 3 bobines de désaimantation: une axiale et deux transversales, montées sur la voie d'accès. Chaque bobine est capable d'appliquer des champs alternatifs jusqu'à 120 mT. Un champ continu de 0,2 mT au maximum peut être appliqué dans la bobine de démagnétisation axiale, pour les études d'ARA et de la saturation ARI (*angl.* IRM (SIRM)) (Verosub et Roberts, 1996). Un susceptibilimètre MS-2 Bartington est monté en ligne avec le reste de l'équipement pour la mesure automatique de la susceptibilité magnétique.

Le principe de fonctionnement de cet appareil repose sur les propriétés supraconductrices d'alliages métalliques refroidis au-dessous de leur température critique. Un anneau est porté à l'état supraconducteur en présence d'un champ, dirigé selon son axe. Lorsque ce champ

⁸ Superconducting QUantum Interference Device



NOTES:

1. Les échantillons sont chargés dans la partie gauche du porte-échantillon
2. L'échantillon peut avoir une longueur maximale de 150 cm

Fig.6.2 Schéma du magnétomètre cryogénique à SQUID 2G Enterprises 755-R de l'IPG Paris

varie, l'anneau est parcouru par un courant électrique qui annule la variation du flux magnétique. En introduisant les sédiments aimantés dans un tel circuit, on y provoque une variation du flux magnétique qui est traduite par une variation du courant capté par les SQUIDS.

Le magnétomètre est pré-refroidi à l'azote liquide et maintenu à la température critique par l'hélium liquide. L'introduction des U-channels dans l'espace de mesure est réalisée par un système électro-mécanique commandé, tout comme l'acquisition des données et le calcul, par un ordinateur. La sensibilité de l'appareil est de 10^{-6} A/m (d'après Collinson, 1983 et Thouveny, 1991).

La **désaimantation** (ARN, ARA, ARI) des U-channels est faite à l'aide des champs magnétiques alternatifs produits par trois bobines de désaimantation: une axiale (z) et deux transversales (x, y). Elles sont montées sur la voie d'accès et isolées par un blindage en μ -métal. Chaque bobine est capable d'appliquer des champs alternatifs jusqu'à 120 mT. Le champ magnétique alternatif ne diminue pas proprement-dit, mais on obtient sa décroissance par l'éloignement des U-channels du système de bobines.

Les paliers de désaimantation choisis pour l'ARN, se situent tout les 5 ou 10 mT, entre 0 et 60 mT.

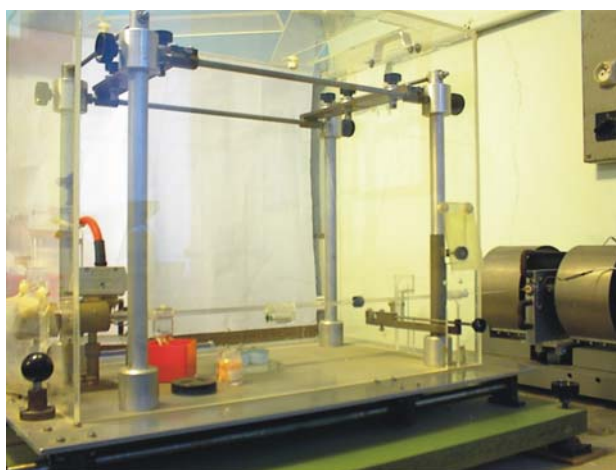
Un champ continu faible, de maximum de 0,2 mT, peut être rajouté sur la bobine de désaimantation axiale (z), pour l'acquisition de l'ARA. Cette **acquisition de l'ARA** a été réalisée en faisant subir aux U-channels désaimantés, un champ continu de 0,06 mT (60000 gamma) et un champ alternatif de 100 mT décroissant jusqu'à zéro selon l'axe z (l'obtention de la décroissance du champ alternatif est décrite plus haut). Ensuite, l'ARA ainsi que les paliers de 20 et 40 mT de désaimantation ont été mesurés.

Tout le système du magnétomètre est contrôlé par un ordinateur, permettant une mesure des désaimantations de l'ARN et l'ARA automatiques. De même manière automatique sont faites les mesures de la susceptibilité magnétique grâce au susceptibilimètre MS-2 Bartington monté en ligne avec le reste de l'équipement.

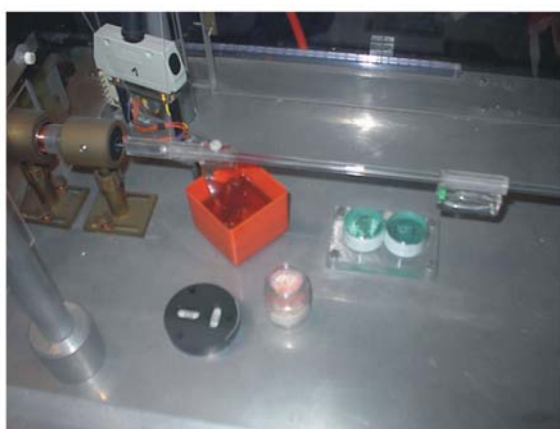
Les paramètres d'hystérésis tels que: Ms/masse, Mrs/masse, Hc, Hcr des échantillons discrets (~2,5-30 mg de sédiment total sec) ont été mesurés à l'aide du magnétomètre à gradient de champ alternatif Micromag AGFM 2900 du LSCE Gif-sur-Yvette. L'échantillon plastifié, pour éviter la pollution du porte-échantillon, est placé sur une sonde et maintenu par l'ajout de graisse. La sonde

est ensuite mise au centre d'un électro-aimant. Le champ alternatif provenant du magnétomètre produit une force périodique dans l'échantillon placé dans le champ continu de l'électro-aimant. Cette force est proportionnelle au gradient de ce champ, au moment magnétique de l'échantillon et à l'intensité du champ appliqué. La déflexion de l'échantillon qui en résulte est transmise par la prolongation du support vers un élément piézo-électrique, elle est ensuite amplifiée. Connaissant le gradient de champ alternatif et l'intensité du champ appliqué on retrouve le moment magnétique de l'échantillon. L'intensité maximale du champ appliqué est de 0,5-1 T et les mesures ont été corrigées pour tenir compte de l'influence des minéraux paramagnétiques et diamagnétiques ($>0,375$ T).

Le comportement thermomagnétique des échantillons de sédiment total ou des extraits magnétiques a été étudié à l'aide d'une balance de Curie à l'Université



A.



B.

Fig.6.3 Balance de Curie de l'Université de Paris-Sud XI, Orsay. A. Vue d'ensemble; B. Détail

de Paris XI, Orsay (**Fig.6.3**). Elle permet l'identification des minéraux magnétiques selon leur température de Curie spécifique et, aussi, de mettre en évidence la stabilité et d'éventuelles transformations subies par les minéraux au cours de l'expérience (transformations chimiques avec la température). Moins d'un gramme de sédiment est nécessaire pour une telle analyse. Le sédiment sec rendu en poudre est introduit dans un porte-échantillon suspendu de manière à pouvoir se déplacer que dans une seule direction, et ensuite placé au centre d'un électro-aimant qui produit un champ uniforme (jusqu'à 0,375 T). Dans un four qui le chauffe jusqu'à 650°C à 20°C/minute et dans une atmosphère d'air ou d'argon, l'échantillon subit une force proportionnelle à la fois à son

moment magnétique et au champ appliqué. Un courant de contre réaction crée par une bobine maintient le porte-échantillon en place; il est proportionnel à la force subie par l'échantillon aimanté. En mesurant ce courant, on peut calculer la force. L'enregistrement permet d'obtenir la variation de courant en fonction de la température au cours des phases de chauffe et de refroidissement.

L'identification des minéraux présents dans certains de nos échantillons a été faite par la **diffraction des rayons X**. Le sédiment total ou des extraits magnétiques obtenus à partir de suspensions aqueuses, ont été analysés à l'aide d'un diffractomètre Philips (à radiation $\text{Cu}\alpha$) appartenant au LSCE Gif-sur-Yvette.

Toutes ces mesures permettent d'identifier les minéraux magnétiques, leur concentration et leur taille dans différentes parties des sédiments pour ensuite essayer d'en déduire les conditions environnementales qui ont permis leur mise en place.

6.4. Résultats et début d'interprétation

L'étude des propriétés magnétiques des sédiments a été réalisée sur 7 carottes de différentes profondeurs, 6 de la mission BlaSON1 et une provenant de la mission ASSEMBLAGE (**Tab.6.2**). Une partie des analyses, a été réalisée par André F. durant son stage de D.E.A. (1999). Pour la clarté de l'exposé, nous avons inclus dans la discussion, les données de la carotte MD04-2754 (mission ASSEMBLAGE, analysée par Tudryn A. et Collette G.) Les analyses ont été effectuées dans le but d'identifier les minéraux magnétiques présents dans le sédiment, leur concentration et leur taille.

Tableau 6.2 Carottes analysées pour les paramètres magnétiques

Carotte no.	Profondeur de l'eau (m)	Longueur de la carotte (cm)	No. sections
BLKS9804	101	81	1
BLKS9806	135	265	3
BLCP9809	240	48	1
BLKS9809	240	844	7
BLKS9810	378	755,5	6
BLKS9811	500	757	6
BLKS9822	2100	712	6
MD04-2754	453	32	22

Les mesures de la susceptibilité magnétique, de l'ARN et de l'ARA ont été réalisées sur des U-channels, donc en continu. D'autres paramètres :

- (i) **paramètres d'hystérésis** tels que: Ms/masse, Mrs/masse, Hc, Hcr (37 échantillons)
- (ii) **comportement thermomagnétique** de 49 niveaux (80 mesures)
- (iii) **diffraction des rayons X** - 6 niveaux (17 spectres sur des sous-échantillons représentant des extraits magnétiques et des restes non-magnétiques du sédiment).

ont été mesurés sur des échantillons discrets (de 2,5 à 30 mg sédiment sec) et représentent des informations ponctuelles.

Carotte BLKS 98-04

(profondeur d'eau : 101 m; longueur de la carotte : 81 cm)

Une synthèse des paramètres magnétiques mesurés est présentée sur les **figures 6.4 et 6.5**.

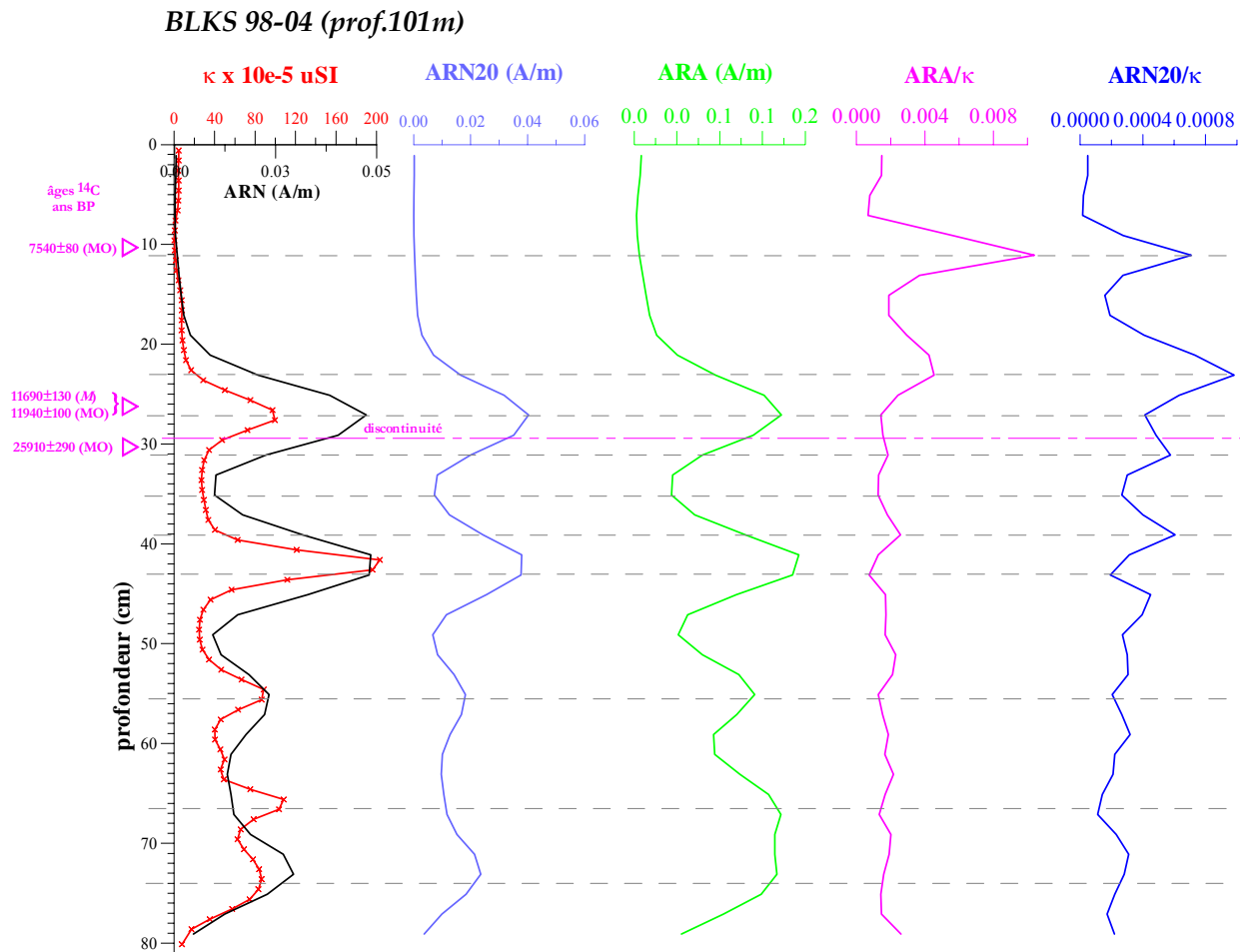


Fig.6.4 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-04 (κ , ARN, ARN₂₀, ARA, ARA/ κ , ARN₂₀/ κ); âges ^{14}C conventionnels non-corrigés; MO - matière organique, M - *Micromelania* (= *Turricaspia*)

Les valeurs de la **susceptibilité magnétique en champ faible (κ)**, de l'ARN_{20mT} (après la désaimantation à 20 mT) et de l'ARA présentent des valeurs fortes et variables dans la partie inférieure de la carotte : depuis sa base jusqu'à environ 18 cm. Les variations de trois paramètres s'opèrent aux mêmes profondeurs, à l'exception de ce qui concerne le niveau 66 cm. Le dernier pic important se trouve au-dessus de la discontinuité située à 29-30 cm. Après ce dernier pic, entre 18 cm et la surface, les valeurs des trois paramètres deviennent faibles et constants. Nous pouvons donc constater un changement majeur de la concentration en grains magnétiques dans le sédiment autour de 18 cm de profondeur : en dessous, la concentration est importante et changeante, au-dessus, elle est faible et constante. La disparition du pic d'ARN et ARN_{20mT} au niveau 66 cm peut refléter un changement de la taille des grains magnétiques présents à ce niveau par rapport aux autres niveaux caractérisés par des pics de κ , ARN et ARA.

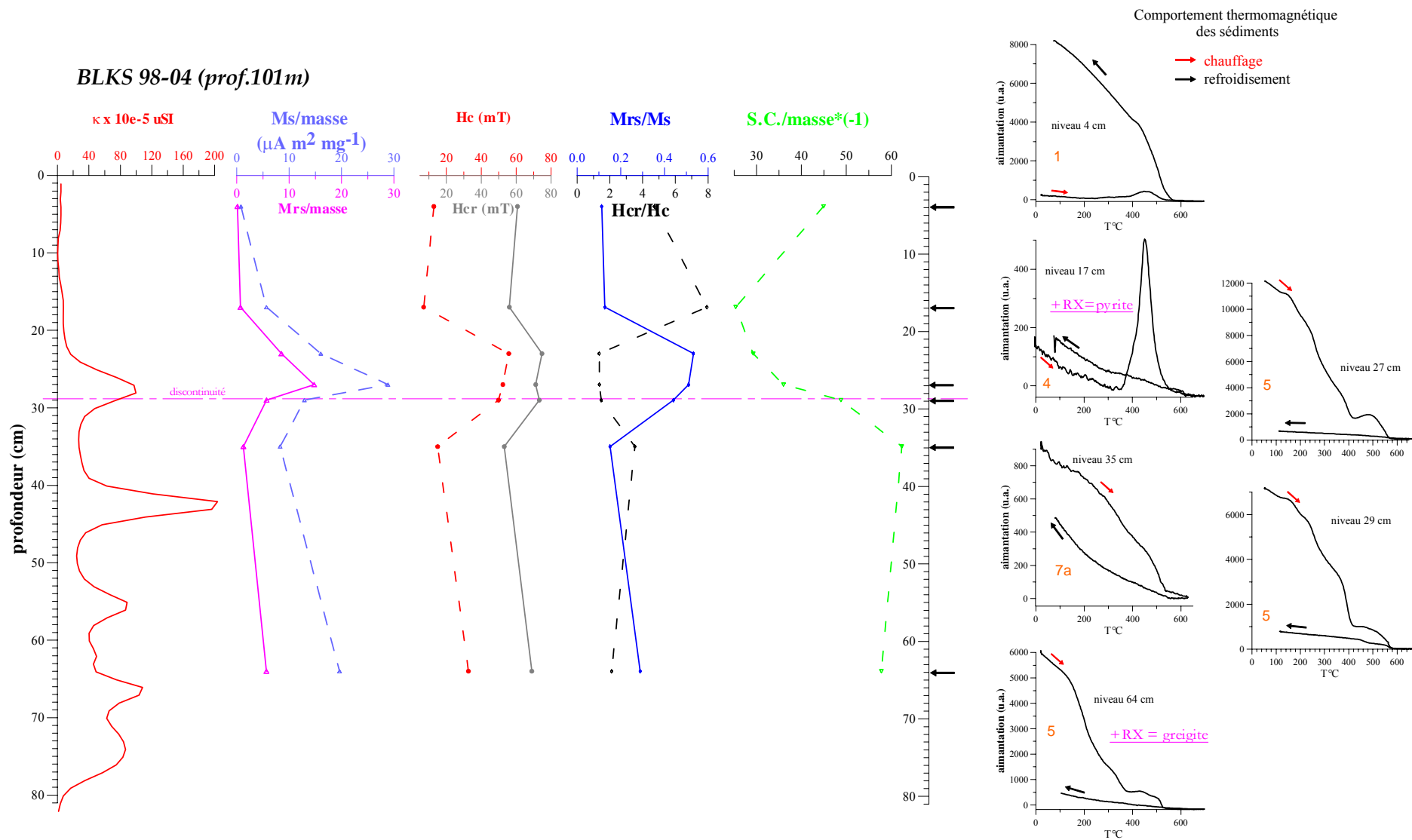


Fig.6.5 Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-04

Les valeurs de la susceptibilité magnétique sont comprises entre 0,1 et $203,6 \times 10^{-5}$ S.I., celles de l'ARN_{20mT} varient entre $4,9 \times 10^{-5}$ et 0,04 A/m et l'ARA varie entre $2,26 \times 10^{-3}$ et 0,15 A/m.

L'ARA/ κ et l'ARN_{20mT}/ κ (Fig.6.4) présentent des variations importantes entre 45 et 5 cm de profondeur (0,0007 – 0,01 pour l'ARA/ κ et $1,5 \times 10^{-5}$ – 0,001 pour l'ARN_{20mT}/ κ). Ces paramètres sont utiles à l'estimation de la taille de grains magnétiques dans un assemblage de grains monominéraux. Pour cette carotte, leurs variations sont en général antiparallèles à celles de la susceptibilité magnétique, c'est-à-dire que la plupart des pics de l'ARA/ κ et ARN_{20mT}/ κ correspondent aux creux de la susceptibilité magnétique d'ARN_{20mT} et d'ARA. Une exception concerne le niveau 35 cm, pour lequel les variations de ces paramètres semblent être en phase avec les variations de la susceptibilité, ARN_{20mT} et ARA.

Dans le cas de population de grains monominéraux du point de vue du magnétisme, la partie inférieure de la carotte, serait caractéristique de grains de taille relativement grande et homogène. A partir d'environ 45 cm et jusqu'au dernier pic de ARA/ κ , la taille de grains serait plus variable, avec des niveaux de petits grains (ex. 31 cm, 23 cm, 11 cm) et des niveaux de grains relativement plus grands (43 cm, 27 cm).

Les **paramètres d'hystérésis**⁹ ne sont que ponctuels par rapport à ceux décrits plus haut. Néanmoins nous pouvons constater que les variations de Ms/masse, qui reflètent les variations de la concentration de grains magnétiques, et de Mrs/masse, confirment la présence d'une grande concentration de grains magnétiques autour de la discontinuité. Les valeurs des Hc et Hcr, qui suggèrent dans l'ensemble la présence des grains magnétiques de faible coercivité, comme par exemple la magnétite, la maghémite ou la greigite, sont plus fortes autour de la discontinuité. Les rapports Mrs/Ms et Hcr/Hc (Figs.6.4 et 6.5) présentent un comportement antiparallèle, avec, toujours autour de cette discontinuité, des valeurs suggérant la présence de grains de petite taille.

⁹ Mesures effectuées, pour cette carotte, par Fabien André (1999)

La **figure 6.6** est une représentation du Hcr/Hc en fonction de Mrs/Ms pour les carottes d'eau peu profonde BLKS 98-04 et BLKS 98-06, sur un diagramme de Day. Nous pouvons remarquer que pour la plupart des échantillons, les grains magnétiques sont monodomaines ou pseudo-monodomaine. Ils sont plus petits autour de la discontinuité.

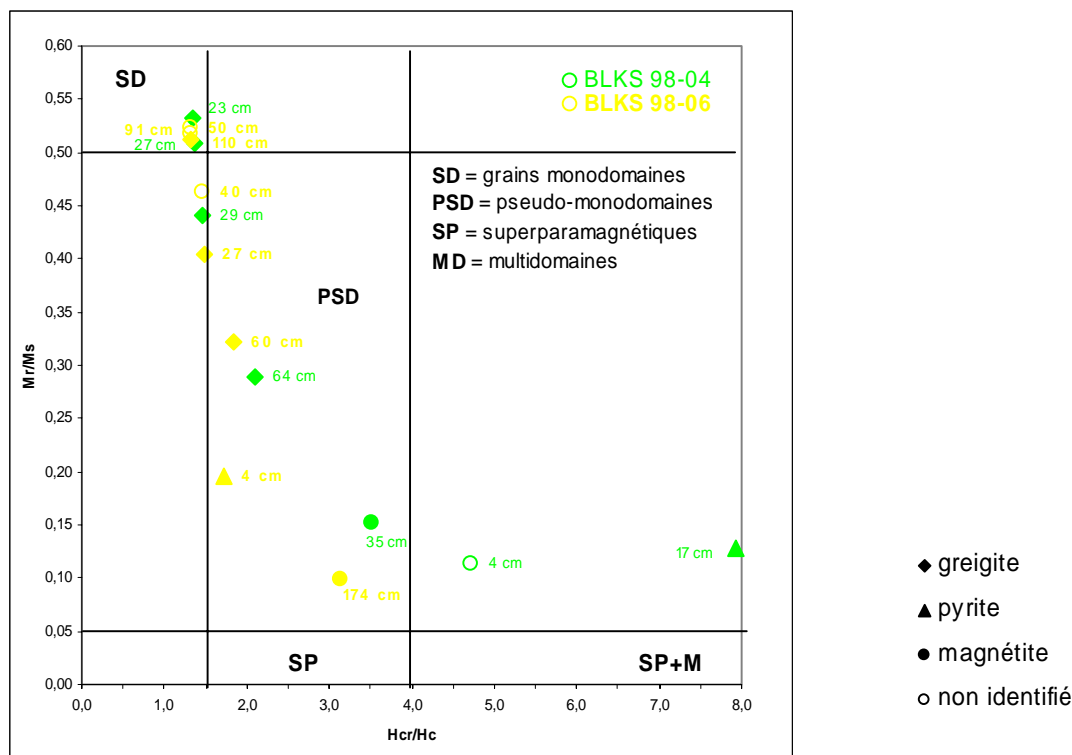


Fig.6.6 Représentation des rapports Hcr/Hc en fonction de Mrs/Ms sur un diagramme de Day, pour les échantillons des carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06. Les échantillons de la carotte 04 sont représentés en vert, ceux de la carotte 06 en jaune.

Observons en plus, en comparant le diagramme de Day aux courbes d'ARA/ κ et d'ARN20/ κ , que les pics des ces derniers ne seraient pas toujours liés à la taille des grains. Par exemple, pour les échantillons 23 et 27 cm contenant de la greigite monodomaine, comme nous le montrerons par la suite, les courbes d'ARA/ κ et d'ARN20/ κ présentent un pic à 23 cm et un creux à 27 cm. Ceci pourrait signifier des tailles différentes pour les grains de ces deux niveaux. Pour les niveaux 35 et 64 cm, le diagramme de Day confirme le contenu en grains magnétiques de taille plus grande.

Les valeurs des paramètres d'hystérésis varient dans les intervalles suivants : Ms/masse entre 0,8 et 28,87 $\mu\text{Am}^2 \text{mg}^{-1}$, Mrs/masse entre 0,09 et 14,74 $\mu\text{Am}^2 \text{mg}^{-1}$,

Hc entre 7,08 et 855,8 mT, Hcr : 53,2-74,8 mT, Hcr/Hc : 1,3-7,9, Mrs/Ms : 0,1-0,5 et S.C./masse : 25,38-62,35 $\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$ ¹⁰ (**Tab.6.3a**).

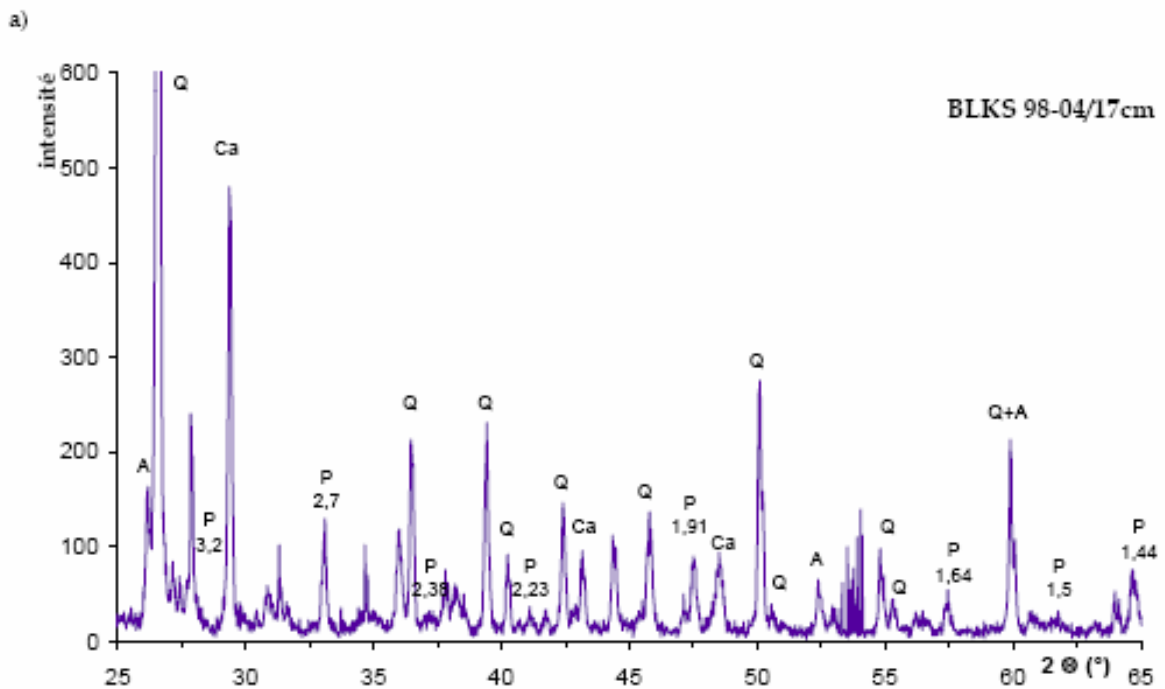
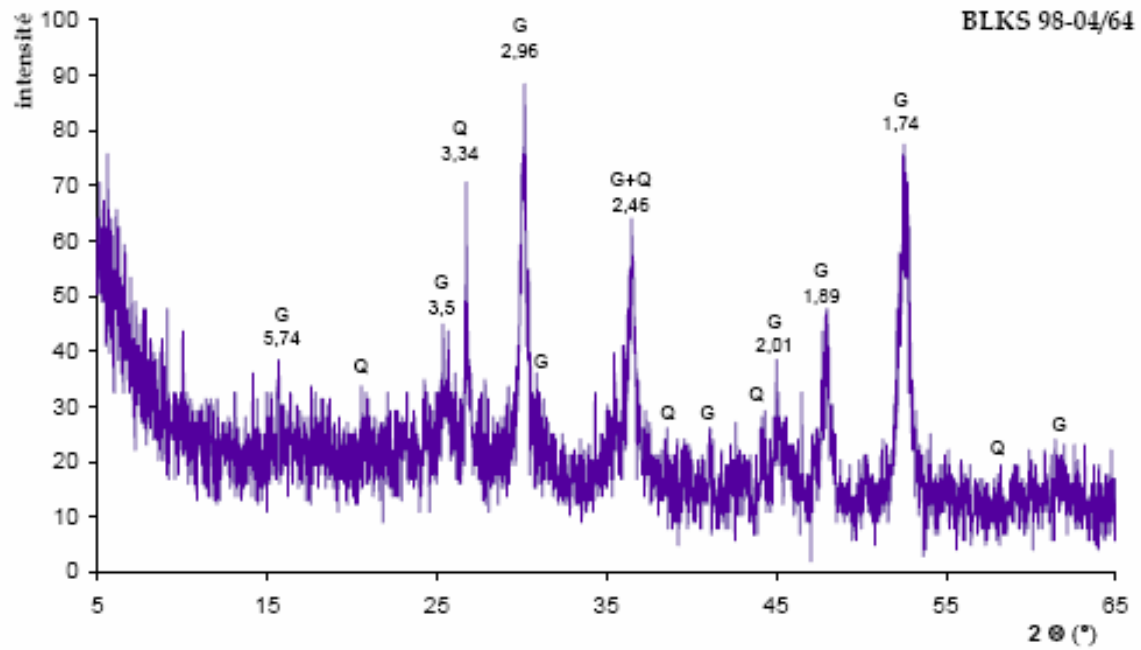
Les **comportements thermomagnétiques** des échantillons du sédiment varient et indiquent ainsi les variations de la minéralogie magnétique (**Fig.6.5**).

Dans la partie inférieure de la carotte, là où on observe la concentration en grains magnétiques forte mais variable, les niveaux riches en grains magnétiques tels que 64 cm, 29 cm et 27 cm, présentent le comportement suivant : une forte aimantation au départ, qui diminue progressivement avec la température jusqu'à des valeurs très faibles autour de 400°C, ensuite une légère ré-aimantation qui s'annule autour de 580°C. Au refroidissement on observe une faible ré-aimantation. Ce comportement est typique de la greigite qui s'oxyde progressivement pendant la chauffe et se transforme en magnétite autour de 500°C. Cette magnétite, qui atteint sa température de Curie vers 580°C, peut ensuite persister ou s'oxyder vers la maghémite et enfin l'hématite. Durant le refroidissement celle-ci présentera une faible ré-aimantation par rapport à l'aimantation de la greigite du départ de l'expérience. L'existence de la greigite dans ces niveaux a été confirmée par la diffraction des rayons X (DRX) dans l'échantillon à 64 cm (**Fig.6.7a**). La coercivité relativement forte des niveaux 23, 27, 29 et 64, tout comme les valeurs des rapports Mrs/Ms et Hcr /Hc (Roberts, 1995) sont aussi indicatrices de la présence de la greigite de petite taille (un peu plus grande pour le niveau 64 cm).

Toujours dans la partie inférieure de la carotte, mais dans les niveaux pauvres en grains magnétiques comme le niveau 35 cm, le comportement thermomagnétique présente une certaine aimantation au départ, qui diminue progressivement jusqu'à s'annuler vers 580 °C (**Fig.6.5**). Ce comportement indique la présence de la *magnétite* dans le sédiment.

Dans la partie supérieure de la carotte, caractérisée par une présence faible de grains magnétiques (donc au-dessus de 18 cm), on a observé deux comportements thermomagnétiques. Les deux niveaux (17 et 4 cm), présentent des valeurs d'aimantation très faibles au départ et la désaimantation progressive indique plutôt des grains paramagnétiques. A environ 400°C commence une ré-aimantation qui atteint le maximum vers 450-480°C et s'annule vers 580°C. Pendant le refroidissement, le niveau 17 cm présente une très faible ré-aimantation alors que celle du niveau 4 cm est extrêmement forte. L'allure de la courbe de

¹⁰ ($10^{-3} \text{ Am}^2/\text{kg}$)/T



b)

Fig.6.7 DRX pour deux niveaux de la carotte BLKS 98-04 : - a) greigite (G) et quartz (Q) au niveau 64 cm et b) pyrite (P), quartz, calcite (Ca) et aragonite (A) au niveau 17 cm

chauffe dans les deux échantillons suggère l'apparition de la magnétite à partir de 400°C, qui atteint ensuite sa température de Curie. Subséquemment, dans le niveau 17 cm, la ré-aimantation faible lors du refroidissement, suggère l'oxydation de la magnétite vers l'hématite. Dans l'échantillon 4 cm une forte ré-aimantation durant le refroidissement indique, au contraire, la persistance d'une grande

quantité de la magnétite fabriquée durant l'expérience. Le comportement observé pendant la chauffe dans les deux échantillons peut être attribué à la présence de la pyrite : elle est paramagnétique et s'oxyde vers la magnétite autour de 450-480°C ; ensuite l'oxydation peut continuer jusqu'à l'hématite. La présence de la *pyrite* dans le niveau 17 cm a été mise en évidence par l'analyse DRX (André, 1999) (**Fig.6.7b**). Dans le niveau 4 cm, une très forte ré-aimantation pendant le refroidissement suggère qu'il pourrait y avoir encore un autre minéral, lequel se transforme en magnétite durant l'expérience, mais que nous n'avons pas identifié.

La carotte BLKS98-04 présente de grandes variations de la minéralogie magnétique et de la concentration en grains magnétiques. Entre la base de la carotte et au-delà de la discontinuité, jusqu'à 18 cm de profondeur, le sédiment contient de grandes quantités de greigite, un minéral caractéristique de la diagenèse précoce dans un milieu anaérobie et sulfato-réducteur. Dans les parties de ce sédiment, où la concentration en grains magnétiques est faible, on observe la magnétite en petites concentration, qui est vraisemblablement d'origine détritique. Le sommet de la carotte est dépourvu de grains magnétiques, c'est la pyrite qui est présente. Elle indique aussi un milieu anaérobie sulfato-réducteur.

Carotte BLKS 98-06

(profondeur d'eau: 135 m; longueur de la carotte : 265 cm)

Les valeurs faibles, relativement constantes des *k*, ARN et ARA enregistrées en bas de la carotte BLKS 98-06 (**Fig.6.8**) s'amplifient brusquement vers 130 cm de profondeur, où les variations deviennent plus fortes, avec le plus grand pic à 96 cm. Les valeurs fortes et variables de ces paramètres dépassent la discontinuité située à 46 cm dans la carotte. Les derniers 20-22 cm sont caractérisés par des valeurs très faibles. Les valeurs de la **susceptibilité magnétique** varient dans des intervalles de 1,7 et 700×10^{-5} uS.I., de l'**ARN** entre 0,0003 et 1,9 A/m et de l'**ARA** entre 0,004 et 0,8 A/m .

Les **paramètres d'hystérésis**, mesurés sur huit niveaux (André, 1999), ont des valeurs dispersées, mais les pics et les creux de la *M_s*/masse et de la *M_{rs}*/masse, correspondent à ceux de la susceptibilité magnétique (**Fig. 6.9**).

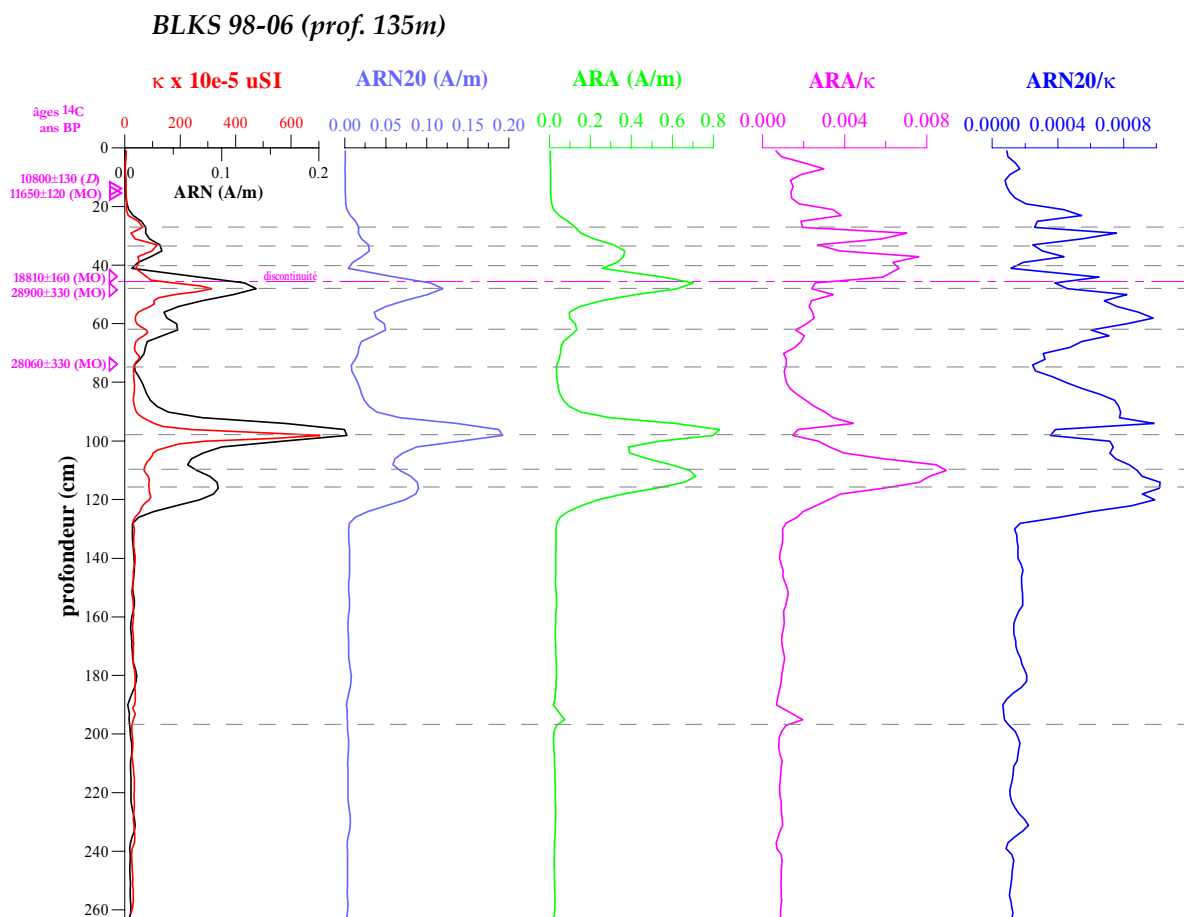


Fig.6.8 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-06 (κ , ARN, ARN20, ARA, ARA/ κ , ARN20/ κ); D - *Dreissena*, MO - matière organique

Les valeurs des H_c et H_{cr} , sont caractéristiques des minéraux magnétiques de faible coercivité, comme la magnétite, la maghémite ou la greigite. Les rapports M_{rs}/M_s et H_{cr}/H_c suggèrent la présence des grains de petite taille là, où la concentration en grains magnétiques est grande (**Fig.6.6**).

Une comparaison des informations sur la taille des grains données par le diagramme de Day et celles offerts par les courbes ARA/ κ et ARN20/ κ (**Fig.6.8**), montre, globalement, une cohérence. De petites différences, tout comme dans la carotte BLKS 98-04, sont néanmoins observées : dans le niveau 50 cm, ARA/ κ semble indiquer une taille relativement grande des grains, mais ARN20/ κ et le diagramme M_{rs}/M_s - H_{cr}/H_c des grains petits. En conséquence, ARA/ κ et ARN20/ κ ne nous donnent pas des informations absolues sur la taille des grains, mais plutôt sur les zones contenant des minéraux d'une certaine taille.

Les intervalles de variation pour les paramètres d'hystérésis sont : 1,2-344 $\mu\text{Am}^2 \text{mg}^{-1}$ pour M_s/masse ; 0,2-139 $\mu\text{Am}^2 \text{mg}^{-1}$ pour M_{rs}/masse ; 11,2-50 mT pour H_c ; 31-66 mT le H_{cr} ; 0,1-0,5 pour M_{rs}/M_s ; 1,3-3,1 pour le H_{cr}/H_c ; 2,2-58,3 $\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$ pour la S.C./masse (**Tab.6.3b**).

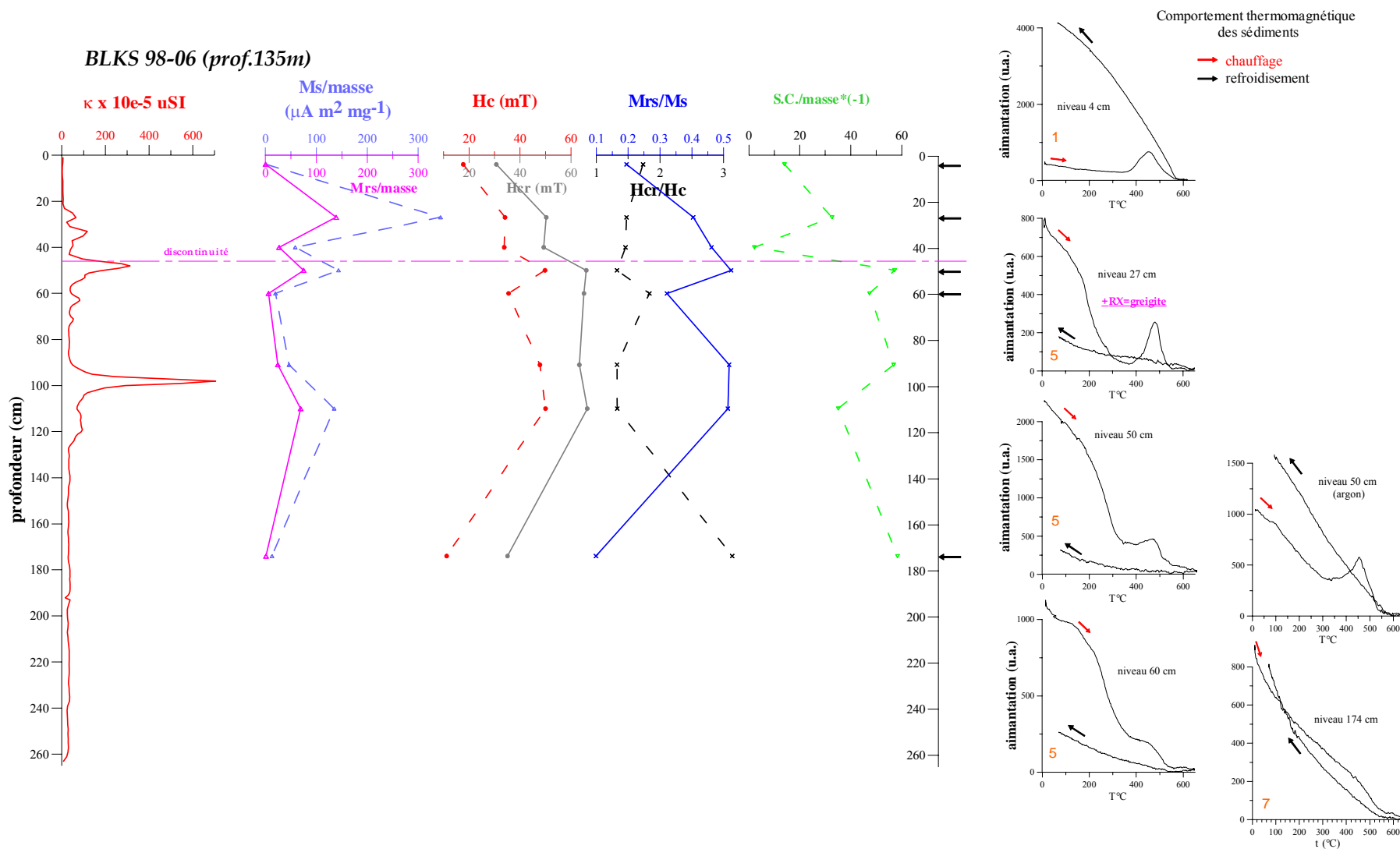


Fig.6.9 Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-06

En ce qui concerne le **comportement thermomagnétique** des échantillons provenant de la zone de susceptibilité élevée, tels que 60 cm, 50 cm et 27 cm (**Fig.6.9**), ils présentent le comportement décrit déjà pour la greigite de la carotte BLKS 98-04 (niveaux 64, 29 et 27): une forte aimantation au départ, qui diminue progressivement avec la température jusqu'à des valeurs très faibles autour de 380-400°C, ensuite une légère ré-aimantation qui s'annule autour de 560-580°C. Au refroidissement on n'observe qu'une faible ré-aimantation. L'existence de la *greigite* dans ces niveaux de la carotte BLKS9806, a été confirmée par la DRX dans l'échantillon de 27 cm (**Fig.6.10a**). Aussi les valeurs fortes du champ coercitif à ces niveaux : entre 33.8 et 50 mT pour le Hc et entre 49.3-66.4 mT pour le Hcr (Roberts, 1995, Roberts & Turner, 1993; Reynolds *et al.*, 1994), par les rapports Mrs/Ms entre 0,322 et 0,523, et Hc/Hcr entre 1,33 et 1,83 (Roberts, 1995) sont typiques pour la greigite. Comme les niveaux 40, 91 et 110 cm ont des paramètres d'hystérésis similaires, on pense qu'ils contiennent aussi de la greigite (**Tab.6.3b**).

Dans la partie inférieure de la carotte, dans les niveaux pauvres en grains magnétiques comme le niveau 174 cm, le comportement thermomagnétique présente une faible aimantation au départ, qui diminue ensuite progressivement jusqu'à s'annuler vers 580 °C (**Fig.6.9**). Ce comportement indique la présence des petites quantités de la *magnétite* dans le sédiment.

La partie supérieure de la carotte, au-dessus de 22 cm, est caractérisée par la présence d'une quantité réduite de grains magnétiques. A 4 cm de profondeur, nous avons observé un comportement thermomagnétique similaire à celui du niveau 4 cm de la carotte BLKS 98-04 : les valeurs d'aimantation sont au départ très faibles et la désaimantation très progressive indiquant plutôt les grains paramagnétiques (**Fig.6.9**). Ensuite, à environ 400°C commence une ré-aimantation qui atteint le maximum vers 450-480°C et s'annule vers 580°C. Au refroidissement, le sédiment présente une ré-aimantation extrêmement forte. L'allure de la courbe de chauffe peut être attribuée à la présence de la pyrite, qui est paramagnétique et qui s'oxyde en magnétite autour de 450-480°C. La pyrite, dans le niveau 4 cm, a été mise en évidence par l'analyse DRX du sédiment décarbonaté (André, 1999) (**Fig.6.10b**).

La carotte BLKS98-06, tout comme BLKS 98-04, présente de grandes variations de la minéralogie magnétique et de la concentration de grains magnétiques. Entre la base de la carotte et environs 130 cm de profondeur la concentration est faible et est représentée par la magnétite. Entre 130 cm et jusqu'à 22 cm de profondeur, incluant la zone de la discontinuité, le sédiment contient des grandes quantités de greigite, qui est un minéral caractéristique de la diagenèse précoce dans un milieu

anaérobie et sulfato-réducteur. Le sommet de la carotte est dépourvu de grains magnétiques mais il contient de la pyrite qui indique, comme la greigite, un milieu anaérobie sulfato- réducteur. Il faut remarquer la similitude de ces deux carottes d'eau peu profonde en ce qui concerne la minéralogie magnétique et la répartition de ces minéraux le long des colonnes sédimentaires.

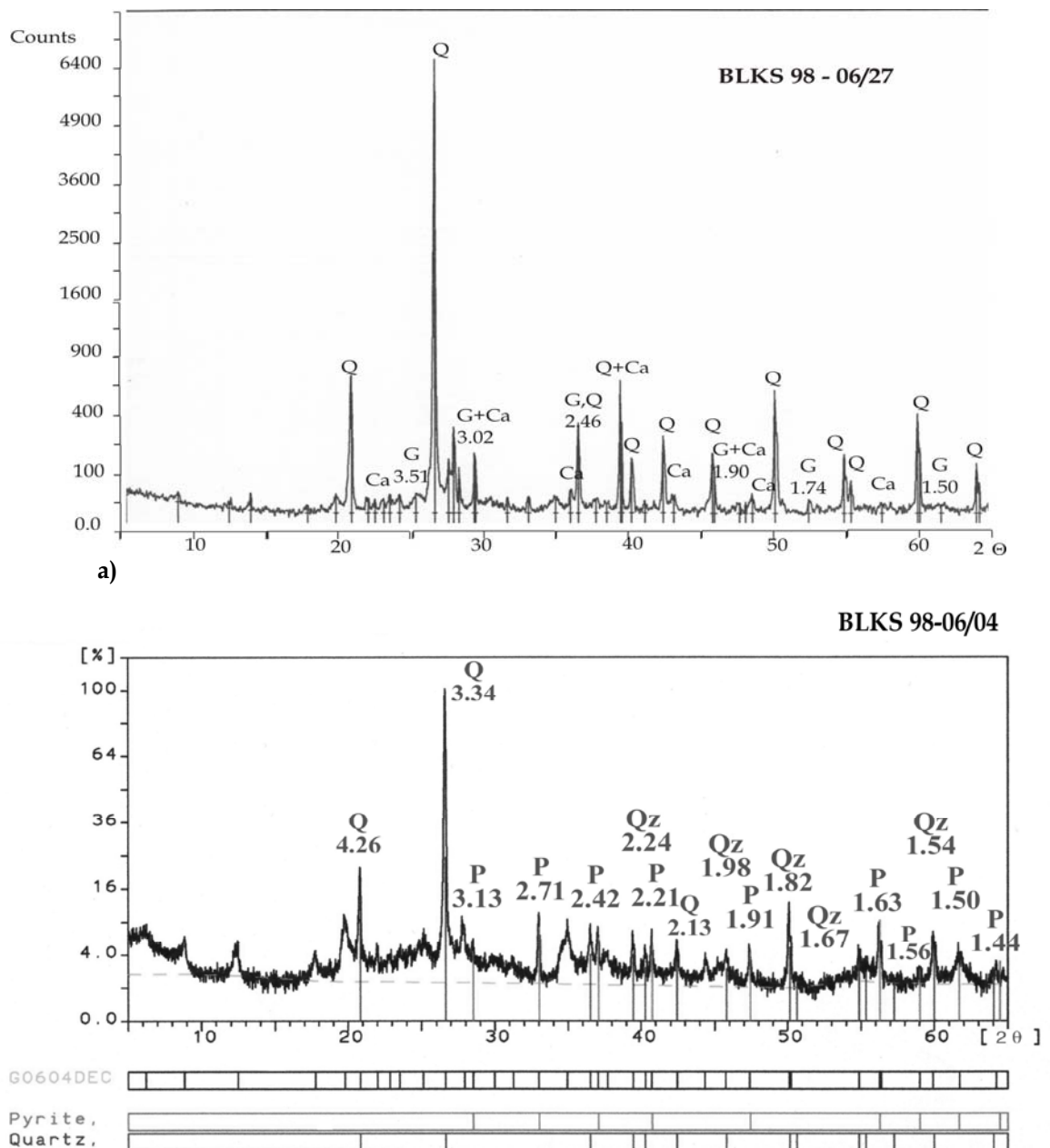


Fig.6.10 DRX pour deux niveaux de la carotte BLKS 98-06: a) greigite (G), quartz (Q) et calcite (Ca) au niveau 27 cm dans le sédiment total et b) pyrite (P) et quartz dans le sédiment décarbonaté du niveau 4 cm

Carotte BLKS 98-09

(profondeur d'eau: 240 m; longueur de la carotte : 843 cm)

Les valeurs de la **susceptibilité magnétique** de l'ARN20 et de l'ARN20/ κ sont faibles et relativement constantes du bas de la carotte jusqu'à 120 cm de profondeur, et un peu plus grandes et variables, vers le sommet. De 120 cm et jusqu'au sommet de la carotte, les courbes enregistrent 4 pics vers 109, 58, 47, 34 cm. Les courbes de κ et d'ARN20 enregistrent un 5-ème pic vers 18 cm. L'intervalle de variation de la susceptibilité est : $0,567-53,181 \times 10^{-5}$ uSI, celui de l'ARN20 est : $0,01193-0,04595$ A/m et celui de l'ARN 20mT est : $8,4^E-05 - 1,59^E-03$ A/m (**Fig.6.11**).

En regardant ces paramètres, nous pouvons donc observer un changement de la concentration des minéraux magnétiques vers 120 cm de profondeur.

L'analyse des paramètres **d'hystérésis**¹¹ montre que : Ms/masse, Mrs/masse présentent des valeurs relativement constantes sur l'intervalle de profondeur 136-50 cm. Entre 50 cm et la surface, ces paramètres enregistrent des variations en accord avec la susceptibilité magnétique et l'ARN20mT. On note cependant deux pics forts aux niveaux 33 et 18 cm et des valeurs faibles pour les autres niveaux analysés. Les Ms/masse et Mrs/masse au niveau 18 cm sont respectivement: $4041,5$ et $2112,09 \mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$, ce qui suggère ici (ponctuellement) la concentration très élevée des grains magnétiques. Hormis ces valeurs exceptionnelles du niveau 18 cm, les intervalles des variations sont : $0,07-11,88 \mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$ pour Mrs/masse et $0,46-26,54 \mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$ pour Ms/masse. (**Fig.6.11** et **Tab.6.4a**).

Les Hc et Hcr varient en phase avec des pics de k et ARN20mT. Le Mrs/Ms et le Hcr/Hc varient d'une manière antiparallèle. Les valeurs de ces 4 paramètres suggèrent la présence de la greigite dans les niveaux 18, 33 et 49 cm (**Tab.6.4a**).

Dans le **tableau 6.4a** les niveaux 49,1, 65,1 et 86,1 cm représentent les analyses des grains oxydés trouvés dans les niveaux 49, 65 et 86 cm. La comparaison montre les changements des valeurs des paramètres magnétiques tels que Hc, Hcr, Mrs/masse et Ms/masse dus à l'oxydation.

Le **comportement thermomagnétique** des sédiments (**Fig.6.11**) a été analysé pour quelques niveaux dans l'intervalle 130-0 cm. Il est caractérisé par des variations des paramètres magnétiques.

¹¹ analysés par F.André, 2000, tout comme le comportement thermomagnétique de 5 échantillons

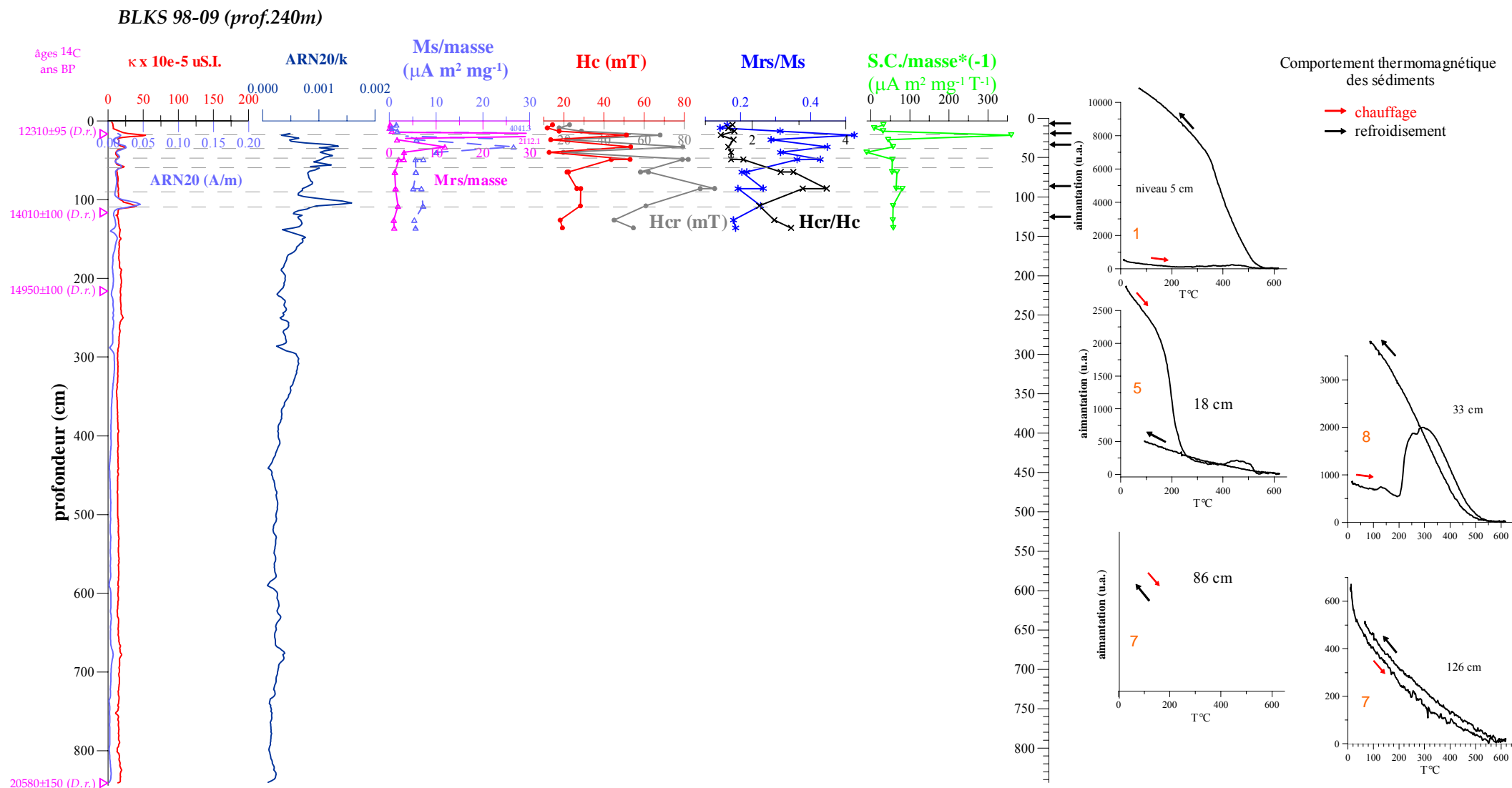


Fig.6.11 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-09: κ ARN20, $\text{ARN20}/\kappa$, Ms/masse , Mrs/masse , Hc , Hcr , Mrs/Ms , $\text{S.C.}/\text{masse}$ et comportement thermomagnétique des échantillons; âges ^{14}C conventionnels non-corrigés selon Major *et al.*, 2002 ; D.r. - *Dreissena rostriformis*

Le sommet et la partie inférieure de la carotte, sont caractérisés par la présence d'une quantité réduite de grains magnétiques.

Dans les niveaux inférieurs, pauvres en grains magnétiques comme 126 et 86 cm, le comportement thermomagnétique présente une certaine aimantation au départ, qui diminue progressivement jusqu'à s'annuler vers 580°C. La courbe de refroidissement est presque identique à celle du chauffage; nous avons ici les minéraux paramagnétiques avec une petite quantité de *magnétite*.

La courbe thermomagnétique du niveau 33 cm montre que l'échantillon était faiblement aimanté au départ, qu'il se désaimante un peu jusqu'à environ 200°C pour se ré-aimanter en deux temps entre 200 et 300°C (avec des maxima à 250°C et à 300°C). Cette aimantation, acquise durant l'expérience, s'annule vers 580°C et, pendant le refroidissement, le sédiment se ré-aimante fortement à partir de 550 - 500 °C. La ré-aimantation durant la chauffe, qui commence autour de 200°C, pourrait suggérer la présence de pyrrhotite hexagonale dans le sédiment. En effet ce minéral se transforme autour de 200°C en pyrrhotite monoclinique qui est ferrimagnétique. Il en résulte une ré-aimantation, qui s'annule ensuite vers 300°C, température de Curie de la pyrrhotite monoclinique (e.g. Schwarz, 1975). Cependant, sur notre échantillon nous observons, après une légère baisse d'intensité d'aimantation, reflétant sûrement le passage vers la température de Curie de la pyrrhotite, une faible, mais évidente ré-aimantation à 300 °C. Ceci suggère une composition plus complexe de ce niveau : un minéral non magnétique, que nous n'avons pas pu identifier, en se transformant en un minéral magnétique durant l'expérience, masque le comportement magnétique du ou des autres minéraux magnétiques présents en faible quantité dans l'échantillon d'origine. Les valeurs des paramètres d'hystérésis obtenus pour ce niveau suggèrent la présence de sulfure de fer (*greigite* et/ou *pyrrhotite*)(**Fig.6.11** et **Tab.6.4a**), identifié déjà dans cette carotte.

Le comportement thermomagnétique de l'échantillon à 18 cm est similaire à celui des niveaux 64, 29 et 27 cm de la carotte BLKS 98-04, attribuable à la présence de la *greigite*, fait indiqué par les valeurs du champ coercitif et les rapports M_r/M_s et H_c/H_{cr} (Roberts, 1995, Roberts & Turner, 1993; Reynolds *et al.*, 1994) (**Tab.6.4a**) et confirmé par les DRX des niveaux 64 et 27 des carottes 04 et 06 déjà décrites.

Le comportement thermomagnétique du niveau 5 cm est similaire à celui du niveau 4 cm de la carotte BLKS 98-04, indiquant plutôt les grains paramagnétiques, très probablement de la pyrite ou de la sidérite (**Fig.6.11**).

Sur la **figure 6.12** est représenté le rapport H_{cr}/H_c en fonction de M_r/M_s sur un diagramme de Day. Nous pouvons observer que la plupart des grains magnétiques de cette carotte semblent avoir une taille relativement grande, pseudo-monodomaine. Seuls les niveaux à 18 cm ainsi que à 33 et 49 cm, ont des tailles plus petites.

Les sédiments de la carotte BLKS 9809, dans sa partie inférieure entre la base et 50 cm, sont caractérisés par la présence de faibles quantités de magnétite, dans la matrice paramagnétique. Entre 50-18 cm, on observe l'apparition des quantités plus ou moins importantes de sulfures de fer, tels que la greigite et/ou la pyrrhotite. Le sommet de la carotte serait marqué par la présence de pyrite.

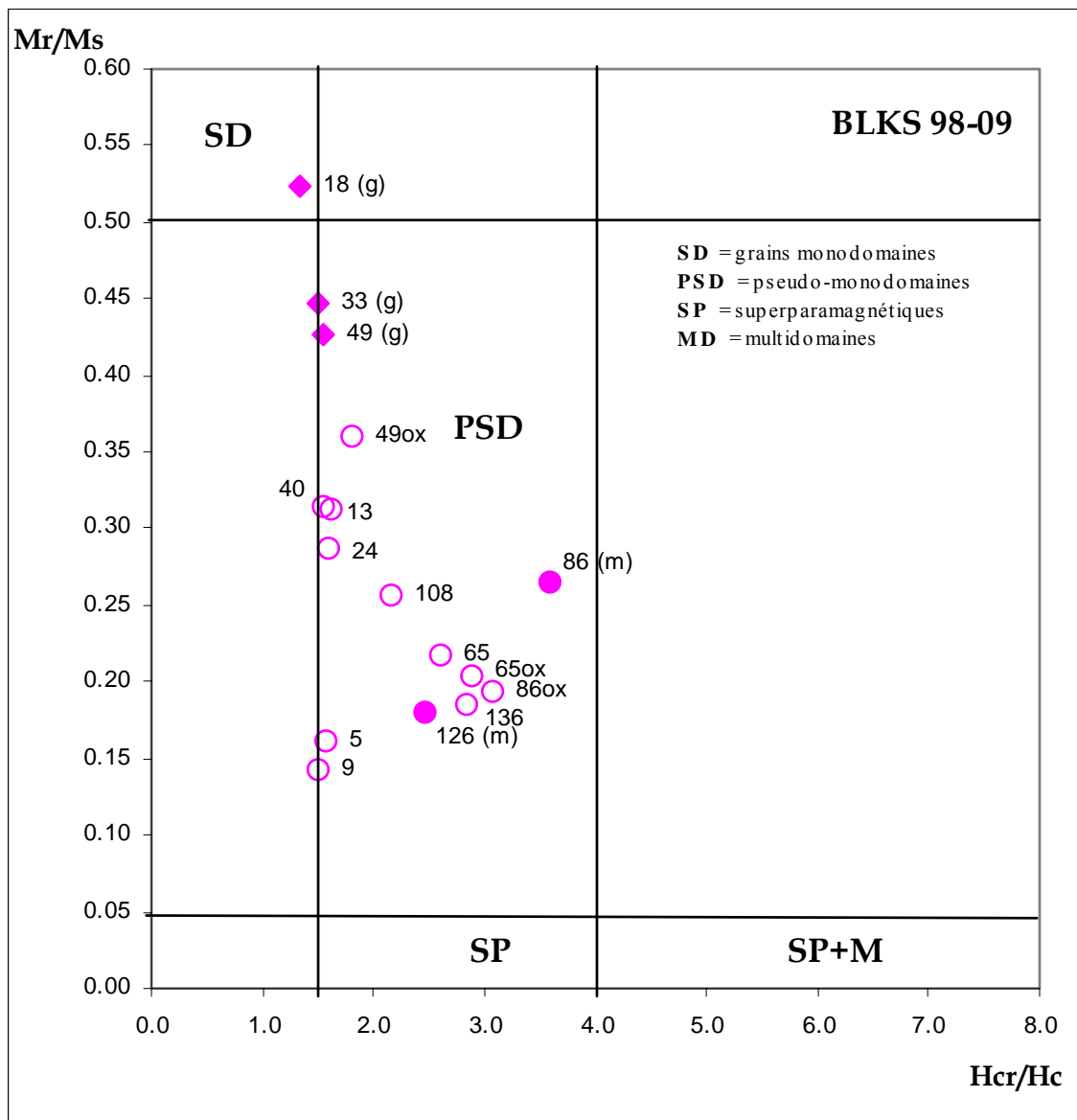


Fig.6.12 Représentation des rapports H_{cr}/H_c en fonction de M_r/M_s sur un diagramme de Day, pour les échantillons de la carotte BLKS 98-09 ; ox = oxydé, (m) = magnétite, (g) = greigite

Carotte BLKS 98-10

(profondeur de l'eau: 378 m; longueur de la carotte : 754 cm)

Les courbes de la **susceptibilité magnétique κ** présente, de la base jusqu'à 280 cm, des valeurs faibles et relativement constantes suivies par un intervalle de fortes variations entre 280 et 100 cm. Ensuite on observe des valeurs faibles et relativement constantes jusqu'au sommet. De la base de la carotte jusqu'au 280 cm, les valeurs varient très peu alors que dans l'intervalle 280-100 cm κ présente 7 pics à 272, 228, 163, 161, 149, 125 et 107 cm. La partie supérieure de la carotte (100-0cm), est caractérisée par des valeurs faibles et constantes de κ , avec un seul pic, peu élevé, à 31-35 cm (**Fig.6.13**). L'intervalle de variation de ce paramètre est $0,17-154,33 \times 10^{-5}$ uSI.

Les courbes ARA et ARA/ κ ne sont pas complets du fait d'un mauvais fonctionnement accidentel de l'appareil de mesure. Malheureusement, la reprise de la mesure de la section 169,5-320 cm n'as pas été possible.

La courbe **d'ARA** suit de près l'allure de la susceptibilité magnétique. Tout comme celle-ci, l'ARA présente trois intervalles distincts avec des valeurs faibles et constantes de la base de la carotte jusqu'a 280 cm, des fortes variations entre 180 et 100 cm et de nouveau des valeurs faibles et constantes de 100 cm jusqu'au sommet de la carotte. Le long du tronçon 180-100 cm, avec de grandes variations, se trouvent 3 pics, vers 159, 125 et 107 cm. De 100 cm jusqu'au sommet de la carotte les valeurs d'ARA sont de nouveau faibles et constantes, à l'exception d'une augmentation vers 33 cm et d'une remontée des valeurs de ce paramètre dans les derniers 8 cm. Comme dans le cas de κ , les valeurs d'ARA de cette partie de carotte sont plus faibles par rapport à celles de 754-280cm. L'intervalle de variation de l'ARA est $0,000429-0,3046$ A/m.

La courbe **ARA/ κ** présente des valeurs généralement faibles mais des valeurs plus fortes sur les derniers 43 cm de la carotte. Les valeurs fortes de ce paramètre dans cet intervalle peuvent indiquer la présence de grains magnétiques de petite taille, en faibles quantités. D'un autre côté, dans cette carotte, la limite sapropèle - sédiment lacustre n'est pas claire: elle est située à 35,5 ou à 40 - 42,5 cm (voir dans l'**annexe 1** - la description lithologique de cette carotte). Le changement brusque du comportement du paramètre ARA/ κ est une indication du changement de la taille des grains magnétiques et, du point de vue de la lithologie, ceci est un argument qui peut-être retenu pour fixer cette limite à 40 ou 42,5 cm. Une preuve

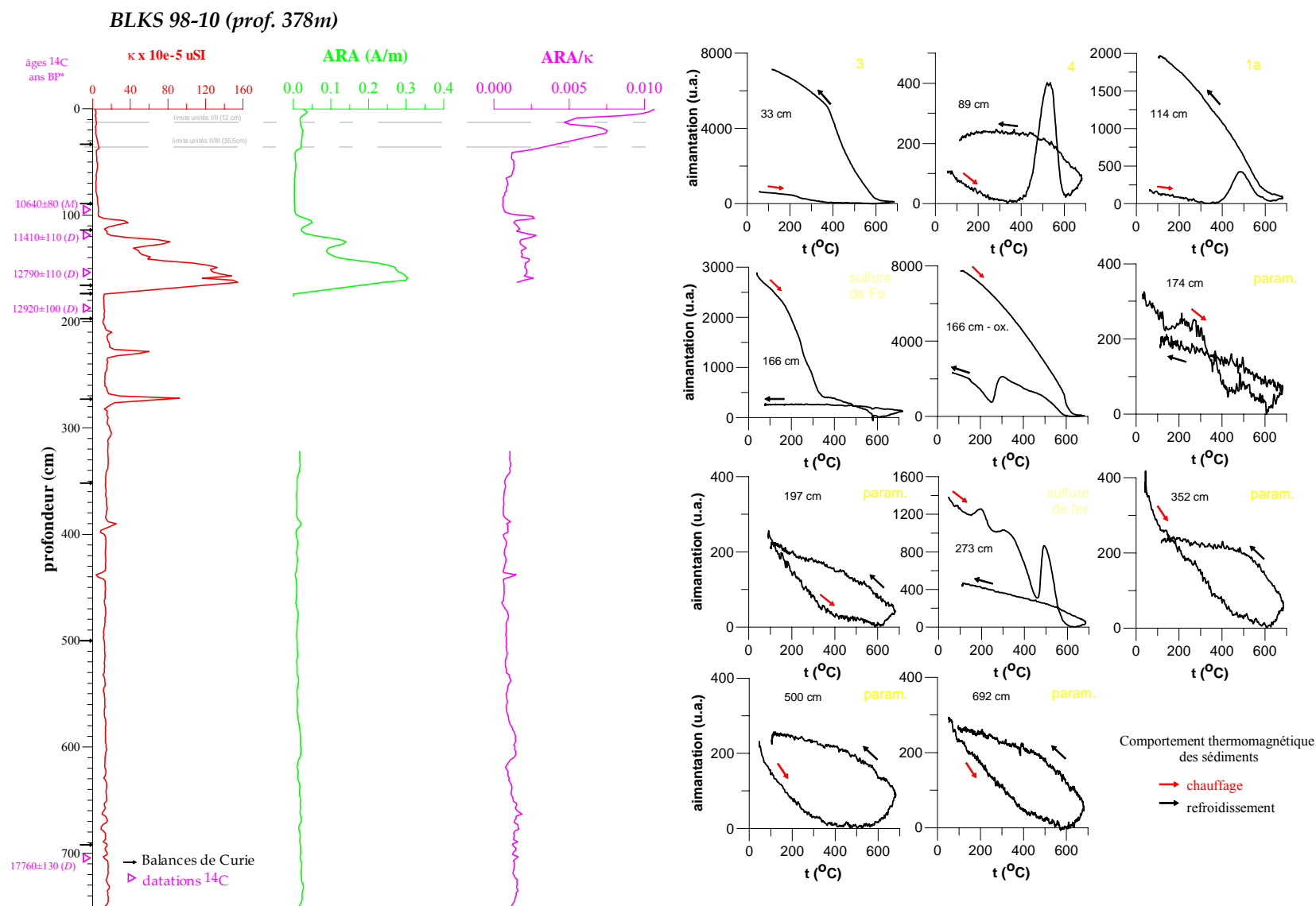


Fig.6.13 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-10 : κ , ARA, ARA/ κ et comportement thermomagnétique des échantillons discrets; âges ^{14}C conventionnels non-corrigés selon Major et al., 2002; D - Dreissena, M- Micromelania (=Turricaspia)

supplémentaire sera apportée par l'allure similaire, à la limite unité III/unité II, des courbes des paramètres magnétiques des carottes suivantes : BLKS 98-11 et BLKS 98-22.

Le **comportement thermomagnétique** du sédiment montre des changements importants de la minéralogie magnétique du bas vers le haut de la carotte (**Fig 6.13**).

Les niveaux 692, 500, 352, 197 et 174 cm, couvrant les valeurs faibles de la susceptibilité magnétique depuis la base jusqu'à 174 cm de profondeur de la carotte, présentent une trop faible aimantation durant l'expérience à la balance de Curie pour identifier clairement les minéraux magnétiques, sauf peut être des quantités vraiment minimes de magnétite. Les allures des courbes ne permettent pas non plus d'identifier de sulfures de fer paramagnétiques, comme la pyrite.

Le niveau 273 cm présente des changements de l'aimantation attribués à la *greigite*. Cependant, la forme de la courbe de chauffe suggère que ce sédiment contient, en plus, d'autres composantes minérales de fer. En particulier, la ré-aimantation enregistré autour de 200°C montre très probablement de faibles quantités de *pyrrhotite* hexagonale (qui se transforme en *pyrrhotite* monoclinique vers 200°C - comportement décrit à l'occasion du niveau 33 de la carotte BLKS 9809).

La courbe thermomagnétique du niveau 166 cm est typique de la présence de la *greigite*, qui s'est transformée durant l'expérience en hématite. Le même niveau, mais contenant le sédiment oxydé au départ montre un comportement plus complexe.

Aux niveaux 114 et 89 cm, une faible aimantation des échantillons au départ du chauffage indique une très faible concentration en grains magnétiques. Ensuite on observe une désaimantation progressive jusqu'à 400°C et une ré-aimantation entre 400 et 500°C suivie par une désaimantation vers 580°C. Ce type de comportement a été déjà décrit auparavant dans d'autres carottes. Il a été attribué à la *pyrite* et confirmé par l'analyse DRX des échantillons à 17 cm de la carotte BLKS 98-04 et 4 et 27 cm de la carotte BLKS 98-06.

Le niveau 33 cm (situé dans le sapropèle) présente, comme à 89 et 114 cm, une faible aimantation au départ de l'expérience témoignant de la faible concentration en grains magnétiques. Durant le refroidissement une très forte re-aimantation à partir de 580 °C indique la transformation d'une partie du matériel présent dans l'échantillon en magnétite. Néanmoins, si on ne s'intéresse qu'à la courbe de

chauffe, on constate, qu'en dépit de petite quantité de matériel magnétique, son comportement est très semblable à celui du niveau 166, qui indique la présence de greigite.

La carotte BLKS 98-10 présente des changements importants de la minéralogie magnétique. Depuis la base de la carotte jusqu'à 174 cm, le sédiment contient peu de minéraux magnétiques ; la fraction paramagnétique, avec éventuellement de très faibles quantités de magnétite est dominante. Dans deux niveaux, caractérisés par les pics de susceptibilité magnétique, les sulfures de fer (greigite) ont été identifiés. Entre 174 et 100 cm, la concentration des sulfures de fer augmente beaucoup, fait reflété aussi par la présence des pics importants sur la courbe de κ , du à la greigite. Dans cet intervalle, les creux de la susceptibilité magnétique sont caractérisés par la présence de pyrite. De 100 cm jusqu'au sommet de la carotte, le sédiment en contient avec aussi de faibles quantités de greigite dans le sapropèle. Le changement brusque d'allure de la courbe ARA / κ à partir de 43 cm suggère l'existence de quantités faibles de grains magnétiques de petite taille dans le sédiment.

Carotte BLKS 98-11

(profondeur de l'eau: 500 m; longueur de la carotte : 757 cm)

La **susceptibilité magnétique** de l'ARN_{20mT} et de l'ARA sont relativement faibles et constantes de la base de la carotte, jusqu'au niveau 250 cm (**Fig.6.14**). Entre 250 cm et 150 cm de profondeur, il y a un intervalle de fortes variations des trois paramètres, avec six pics à : 242, 228, 220, 210, 188 et 160cm. Un épisode « calme », s'enregistre entre 150 cm et la limite des unités III (unité lacustre) et II (sapropèle) de 61 cm, avec des valeurs très faibles et constantes, près de zéro. La base de l'unité II est marquée par une forte augmentation importante de κ et encore plus de l'ARN_{20mT}, tandis que l'ARA reste faible; le pic occupe la moitié inférieure du sapropèle. Au dessus, les deux paramètres deviennent faibles et le restent, avec l'ARA, jusqu'au sommet de la carotte constituée de l'unité I (unité marine à coccolites). L'intervalle de variation de la susceptibilité magnétique est $-0.44 \div 268.99 \times 10^{-5}$ uSI. L'intervalle de variation des valeurs de l'ARN_{20mT}, est 0.000477-0.2115 A/m et les valeurs d'ARA varient entre 0,00001996 et 0,4861 A/m.

L'ARA présente presque le même type de comportement que la susceptibilité magnétique et l'ARN_{20mT}, à la différence près que le pic dans l'unité à sapropèle est extrêmement faible. Il est nécessaire de disposer d'un fort agrandissement de l'échelle pour pouvoir le mettre en évidence.

BLKS 98-11 (prof.500m)

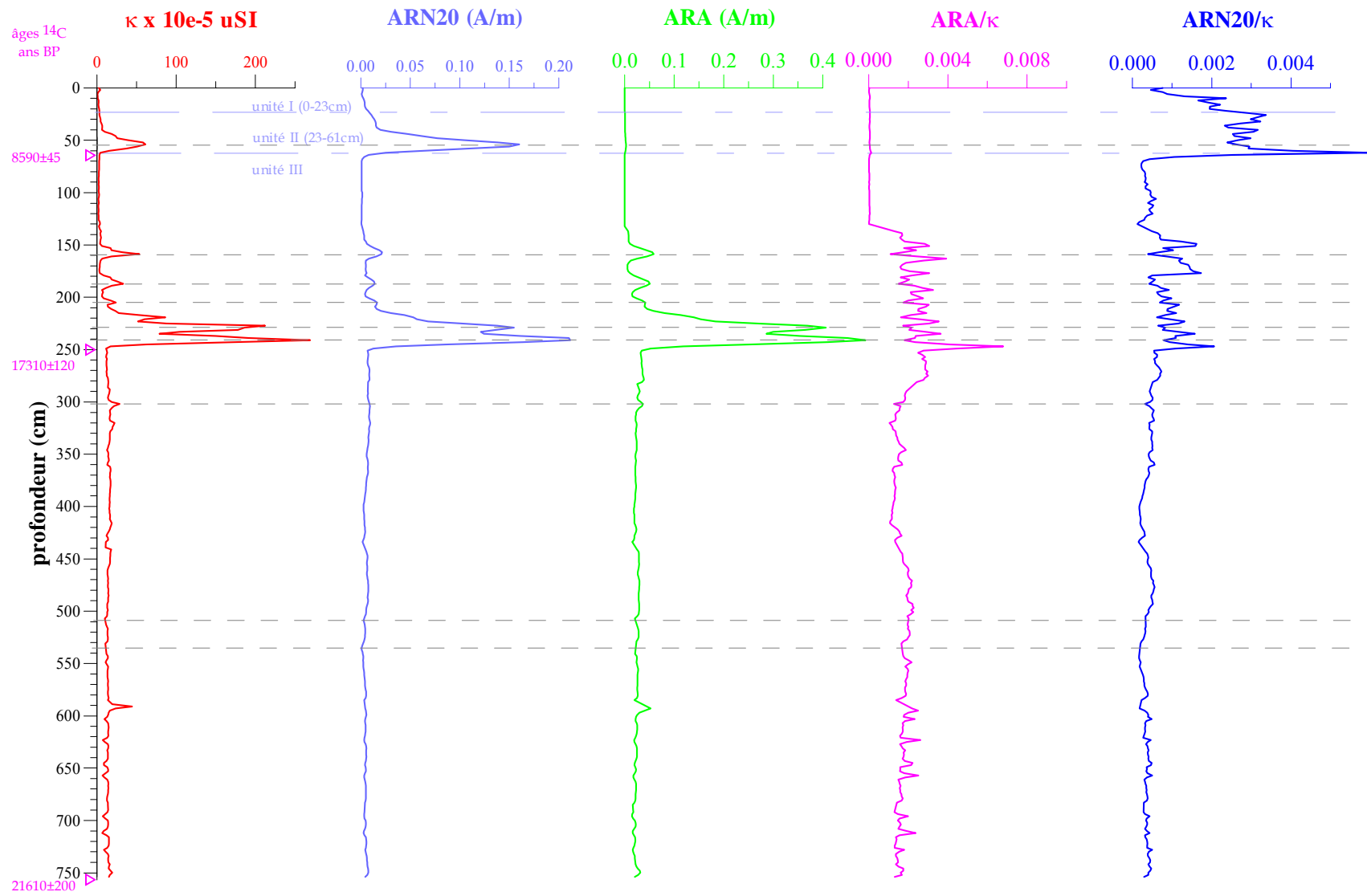


Fig.6.14 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-11: κ , ARN20, ARA, ARA/ κ , ARN20/ κ ; âges ^{14}C conventionnels non-corrigés

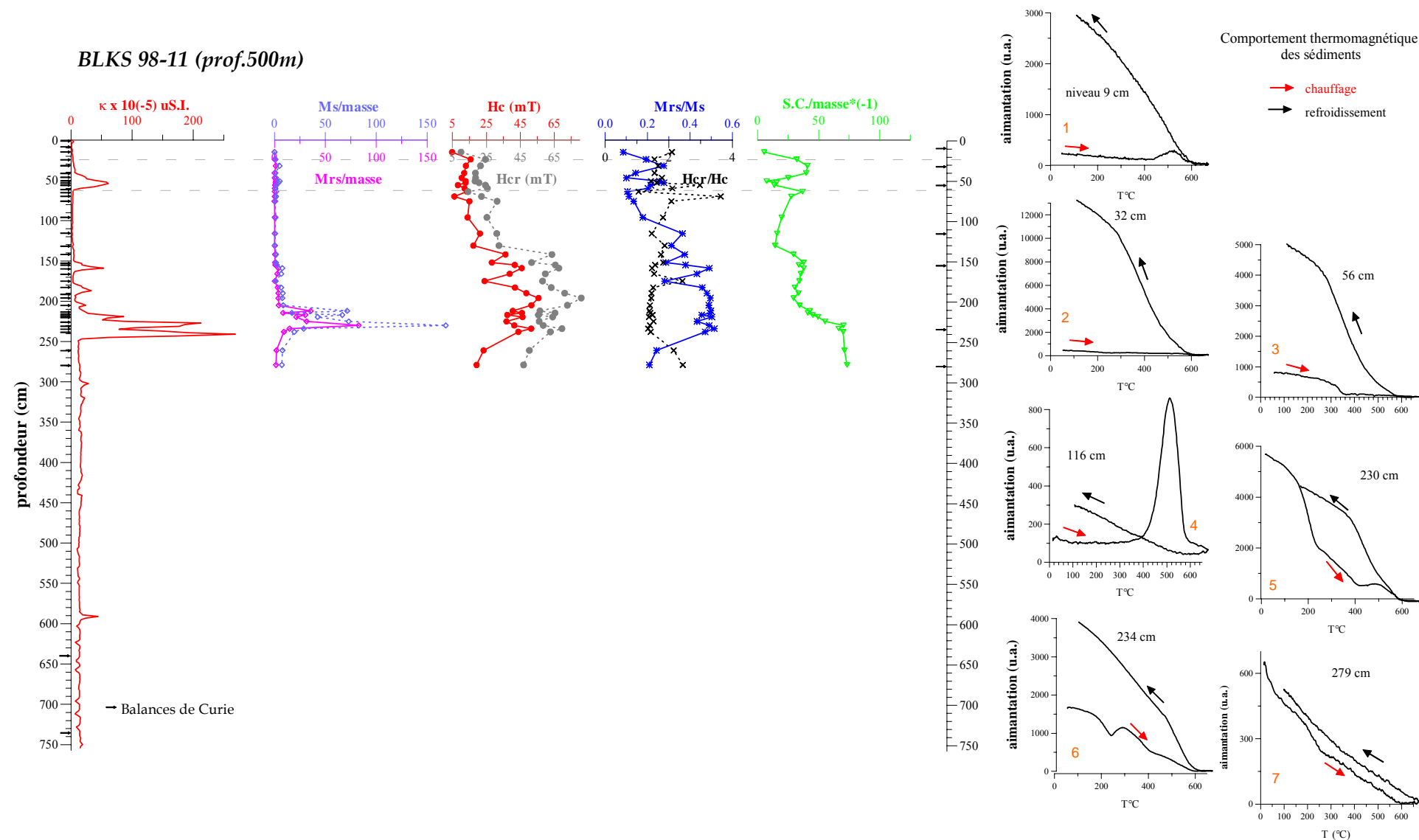


Fig.6.15 Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-11; sur l'axe Oy, de gauche, sont marquées toutes les niveaux analysés à la Balance de Curie et sur l'axe Oy, à droite, sont marquées seulement les niveaux présentés sur cette figure

ARA/k et **ARN_{20mT}/k** varient peu de la base de la carotte jusqu'à 255 cm. L'intervalle de profondeur suivant, 255-138 cm, est caractérisé par des variations fortes et rapides. Mais, pour le troisième intervalle, de 138 cm au sommet de la carotte pour l'ARA/k et jusqu'à environ 72 cm pour l'ARN20/k, on observe des valeurs très faibles et très peu variables. L'ARN20/k redevient fort et changeant pour les derniers 72 cm. L'ARA/k et ARN20/k varient en phase du bas de la carotte jusqu'à 72 cm. En général, elles varient anti-parallèlement avec la susceptibilité magnétique et ARN_{20mT}. Ceci est une indication, si la population de grains magnétiques est mono minérale, de la taille relativement petite des grains magnétiques dans l'intervalle 250-150 cm. L'intervalle 72 cm - sommet est plus délicat à interpréter car les deux paramètres ARA/k et ARN20/k ne sont pas en phase.

Du fait que la partie inférieure de la carotte présente des paramètres magnétiques ayant des valeurs faibles et relativement constantes, les paramètres d'hystérésis ont été analysés seulement pour les derniers 279 cm, là où on observe de grandes variations des paramètres magnétiques déjà décrits. L'intervalle de variation de **H_c** pour tous les échantillons analysés est 4,76-55,7 mT et pour **H_{cr}** : 10-80,9 mT. Les valeurs des autres paramètres d'hystérésis sont comprises entre: 0,101 et 0,856 pour **M_{rs}/M_s** ; entre 1,052 et 3,635 pour **H_{cr}/H_c** et entre 0,129 et 80 $\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$ pour **M_{rs}/masse** et 0,307 à 162,828 $\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$ pour la **M_s/masse** (**Tab.6.4b** et **Fig.6.15**). L'allure des courbes M_s/masse et M_{rs}/masse ressemble beaucoup à celles de la susceptibilité magnétique et de l'aimantation rémanente naturelle (ARN_{20mT}), avec les plus forts pics dans l'intervalle 200-250 cm. Le champ coercitif et la coercivité de rémanence ont des valeurs fortes pour l'intervalle 261-142 cm : 23,3<H_c<55,7 mT ; 50,3<H_{cr}<80,9 mT. Ces valeurs sont en général spécifiques pour la pyrrhotite et la greigite (voir le **tableau 6.1**).

La représentation graphique de H_{cr}/H_c en fonction de M_{rs}/M_s (le diagramme de Day-Fuller-Schmidt, 1977), montre que les échantillons provenant de la zone 250 -150 cm, où la susceptibilité magnétique est grande, ont une taille relativement petite, allant vers le monodomaine (SD), tandis que dans d'autres parties de la carotte, les grains ont la taille plus grande, pseudo-momodomaine (PSD) (**Fig.6.16**). Cette représentation confirme les informations obtenues lors de l'analyse des courbes d'ARN20/k et d'ARA/k.

Les expériences à la **balance de Curie** montrent des comportements bien différents selon les échantillons, en fonction de leur profondeur dans la carotte. Une synthèse de courbes de variation d'aimantation des sédiments pendant le chauffage et le refroidissement à la balance de Curie, est présentée dans les **figures 6.17 a** et **b**.

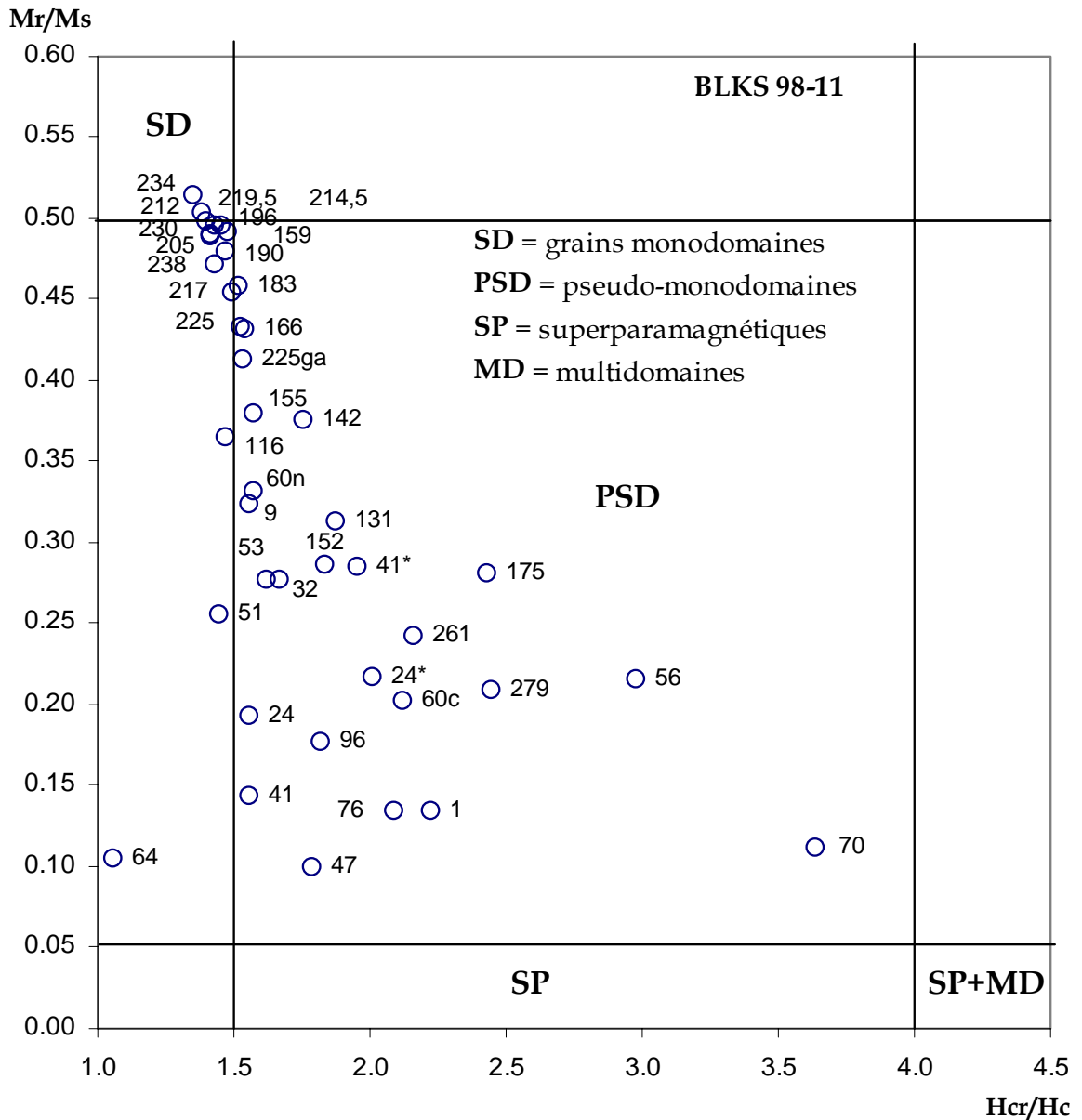


Fig.6.16 Représentation de H_{cr}/H_c en fonction de M_r/M_s (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) pour les échantillons de la carotte BLKS 98-11; *échantillon chauffé : une fois (41) ou deux fois (24) ; n - analyse de la partie noire de l'échantillon ; c - analyse de la partie claire de l'échantillon ; ga - grain aimanté

Cette carotte a été analysée en détail, du moins du point de vue des analyses thermomagnétiques. En conséquence, elle sera utilisée pour identifier et nommer les principaux types de comportement thermomagnétique, afin de pouvoir comparer les 6 carottes analysées. Les types de comportement ont identifiés ci-après. Cependant, certains comportements intermédiaires sont difficiles à classer. Nous ne décrirons que les plus typiques.

- (1) - le comportement des sédiments de niveaux 1 à 24 cm, de 64 à 76 cm, 152, 155, 166 196 et 205 cm: l'échantillon faiblement aimanté au départ, se désaimante peu pendant le chauffage, mais il présente une ré-aimantation plus ou moins

importante à partir d'environ 400°C. La désaimantation est reprise vers 520-530°C et elle s'annule vers 580°C. Pendant le refroidissement, le sédiment présente une forte ré-aimantation. La diffraction des rayons X sur le sédiment total a mis en évidence la présence de la *pyrite*, en plus de quartz, et de calcite dans l'échantillon du niveau 9 cm (**Fig.6.18a**). Ce comportement thermomagnétique, très similaire à celui des niveaux : 4 cm/BLKS 98-04 (**Fig.6.5**), 4 cm/BLKS 98-06 (**Fig.6.9**), 5 cm/BLKS 98-09 (**Fig.6.11**) et 114 cm/BLKS 98-10 (**Fig.6.13**) est connu (Tudryn & Tucholka, 2004). Il est dû à l'oxydation de la pyrite vers la magnétite durant la chauffe. Les courbes de refroidissement témoignent de l'apparition de grandes quantités de magnétite ou de maghémite (1 et 15 cm), lorsque l'oxydation ne s'est pas arrêtée au stade de la magnétite durant l'expérience. La ré-aimantation forte (plus forte que celle supposée d'après la taille de la bosse de ré-aimantation durant la chauffe, exemple à 155 cm) de certains échantillons (24, 64, 70 et 76 cm) pendant le refroidissement peut suggérer, que l'oxydation de la pyrite a continué encore au-delà de la température de Curie de la magnétite. Il se peut aussi, qu'en plus de la pyrite, il y a dans le sédiment un matériel non-magnétique, mais qui se transforme, comme la pyrite, en magnétite pendant le chauffage. Ce matériau n'a pas été identifié par DRX ; il s'agit peut être d'un précipité amorphe d'un *monosulfure de fer* (phase initiale dans la diagénèse précoce des sulfures de fer). Nous allons diviser ainsi ce comportement 1 en 3 catégories détaillées sur la base d'information rapporté par la courbe de refroidissement: 1a - échantillons ayant une ré-aimantation en rapport avec la magnétite créée autour de 500°C (9, 152, 155, 166, 196 et 205 cm), 1b - échantillons ayant une ré-aimantation plus forte (24, 64, 70 et 76 cm), et 1c - les échantillons ayant la température de ré-aimantation inférieure à la température de Curie de la magnétite (1 et 15 cm).

- (2) - le deuxième type de comportement est celui des sédiments de 32 à 50 cm (**Fig.6.17a**): partant d'une aimantation très faible, les échantillons se désaimantent progressivement jusqu'à environ 350 °C, ensuite ils continuent encore plus lentement jusqu'à ~600°C, pour se ré-aimanter très fortement pendant le refroidissement. Cette forte re-aimantation indique l'apparition de la magnétite durant l'expérience. Le matériau transformé n'a pas été identifié clairement. L'odeur de soufre se dégageant du four durant l'expérience indique la présence de sulfure de fer. La forme de courbe de désaimantation, malgré une très faible concentration en grains magnétiques, ressemble à celle de la greigite de la carotte BLKS98-10, au niveau 166 cm. Il s'agit peut être d'un mélange d'une faible quantité de *greigite* avec, comme suggéré plus haut (très forte ré-aimantation durant le refroidissement), un *précipité amorphe de monosulfure de fer*;

- (3) - le troisième type de comportement est celui des niveaux 53, 56 et 60 cm. Les échantillons sont faiblement aimantés au départ, et presque entièrement désaimantés vers 350°C. L'analyse par DRX du sédiment total du niveau 56 cm (**Fig.6.18b**) indique la présence d'une association de minéraux tels que : le quartz, la calcite, le muscovite et la *pyrite*. Le spectre DRX de l'extrait magnétique au même niveau n'est pas exploitable à cause d'une faible quantité des grains magnétiques présents dans l'échantillon et de sa « dilution » dans la matière organique. Le comportement thermomagnétique, qui ne montre pas la présence de pyrite, indique juste la présence d'une très faible quantité de minéral magnétique qui se désaimante vers 340-360°C. Parmi ceux ayant cette caractéristique se trouve la greigite (300-350°C) et la pyrrhotite monoclinique (305-325°C). Un argument en faveur de la greigite est apporté grâce à l'analyse de l'extrait magnétique du niveau 241 cm dans BLKS 98-22. En effet cet extrait magnétique, identifié aux DRX comme étant la *greigite* (**Fig.6.23a** et *Strechie et al., 2002*) présente le comportement thermomagnétique similaire à celui décrit dans ce paragraphe. Notons donc que dans ce niveau, le comportement thermomagnétique n'est typique ni de la greigite (car on n'observe pas la ré-aimantation autour de 450-500°C due à l'oxydation de la greigite en magnétite durant expérience), ni de la pyrite, (pourtant identifiée aux DRX).
- (4) - un quatrième type de comportement est observé pour les échantillons de 96 à 142 cm et de 175 à 190 cm. Partant d'une aimantation faible, pendant le chauffage, l'échantillon se désaimante encore jusqu'à 400°C. Ensuite a lieu une ré-aimantation du sédiment suivie d'une désaimantation à partir de 500°C et jusqu'à 600°C. La ré-aimantation pendant le refroidissement est très faible (**Fig.6.17a et b**). La courbe de chauffe dans ces échantillons est la même que celle du type (1), identifiée comme celle de la pyrite. Elle diffère de la courbe de refroidissement, où la faible ré-aimantation témoigne de l'oxydation de la magnétite vers l'hématite. L'analyse du spectre DRX du sédiment total du niveau 116-117 cm avant l'expérience de la balance de Curie confirme qu'il s'agit d'un échantillon contenant de la *pyrite* (**Fig.6.18c**). Ce type de comportement, se trouvant aussi au niveau 17 cm de

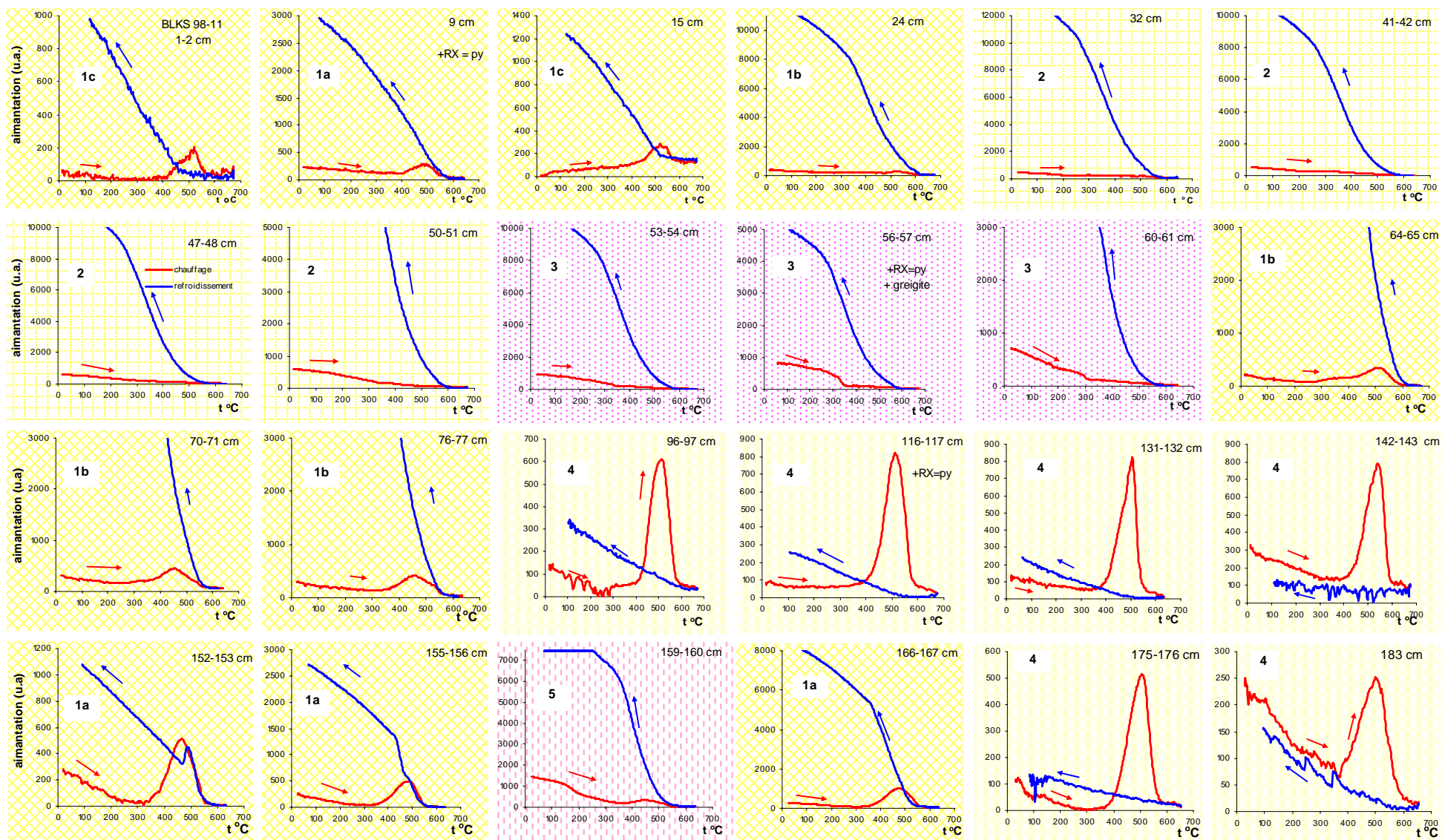


Fig.6.17 Comportement des sédiments de la carotte BLKS 98-11 pendant les expériences à la Balance de Curie; sédiment total chauffé à l'air jusqu'à 650°C pour un cycle de 50 minutes (25' de chauffe, 25' de refroidissement), dans un champ de 0,3-0,375T.
a) niveaux 1 - 183 cm

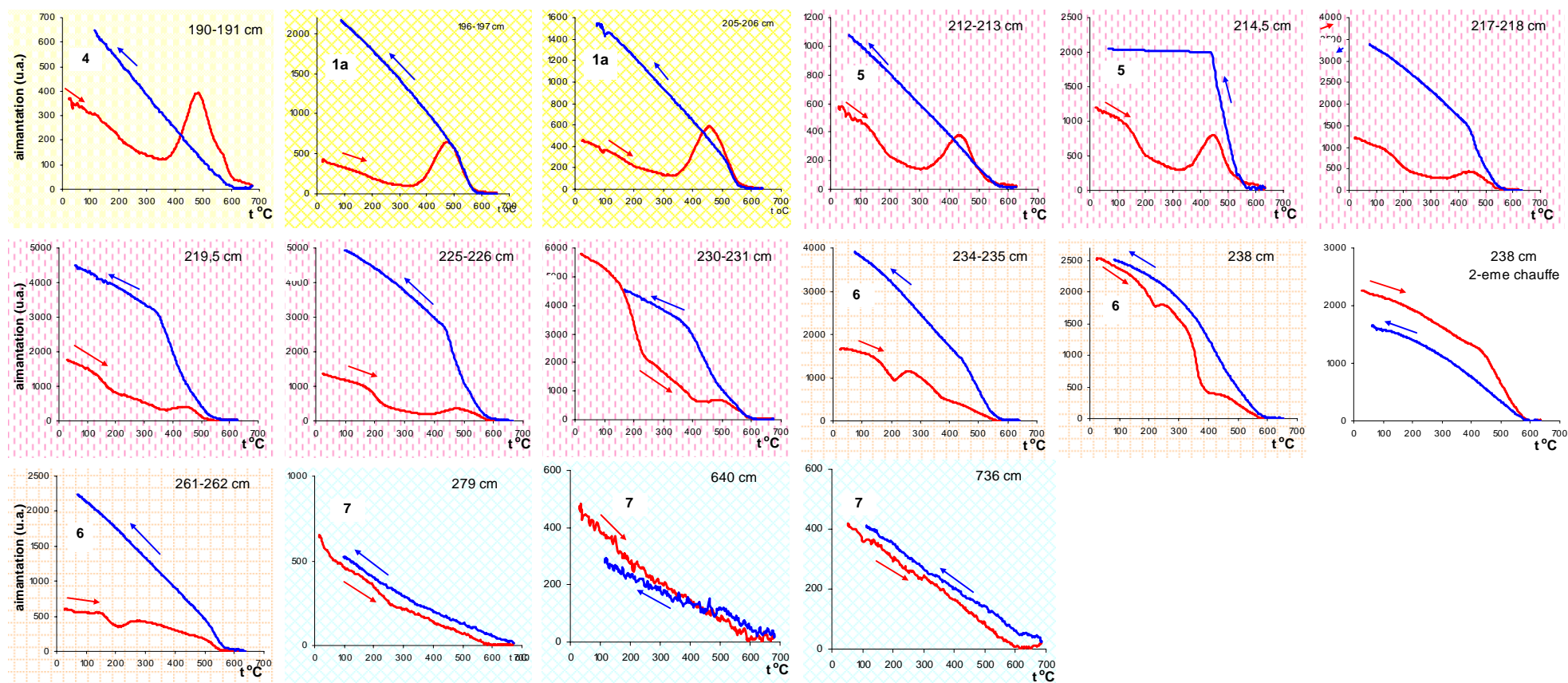


Fig.6.17 Comportement des sédiments de la carotte BLKS 98-11 pendant les expériences à la Balance de Curie.
b) niveaux 190 - 736 cm

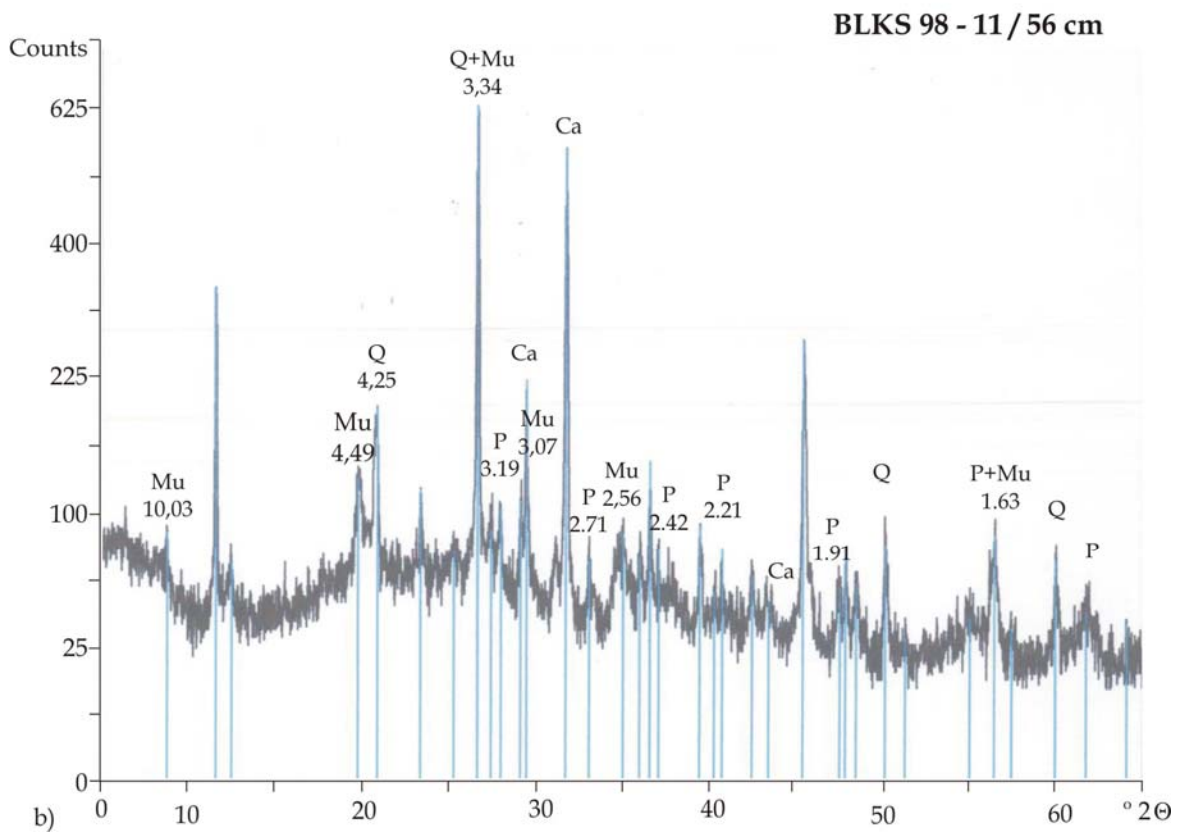
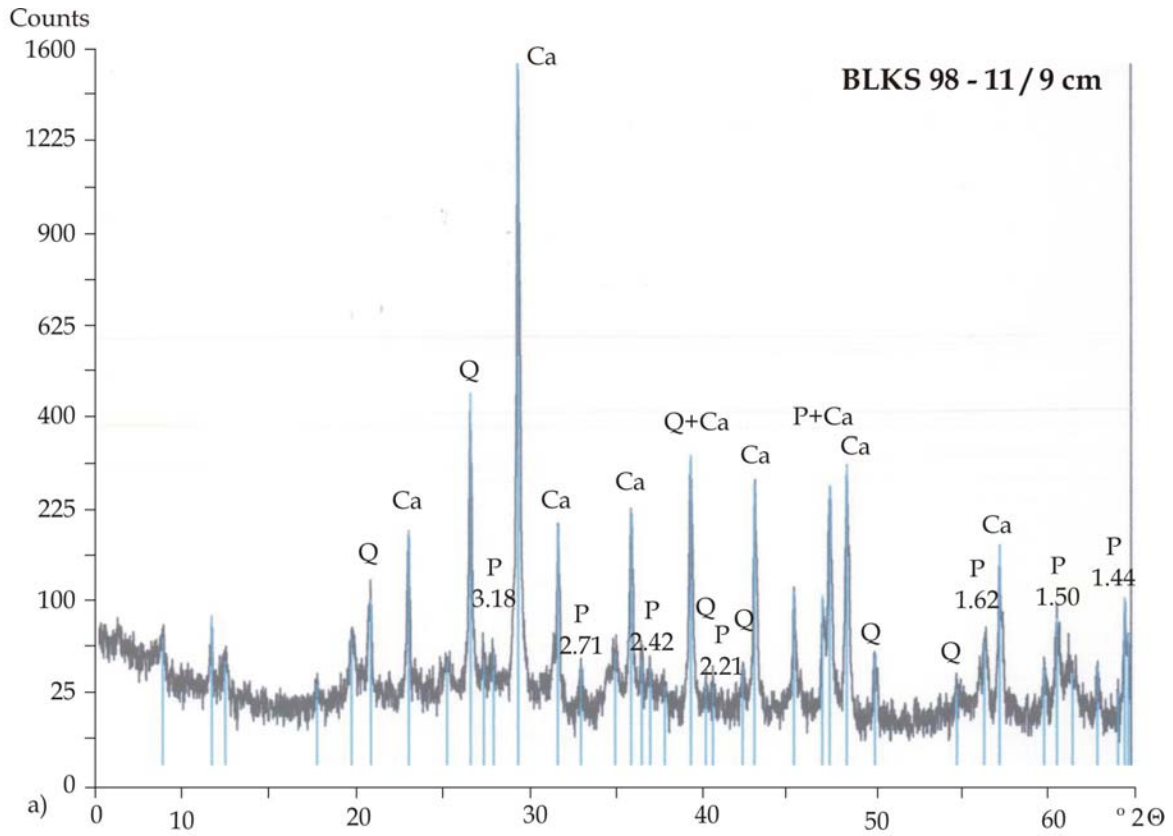
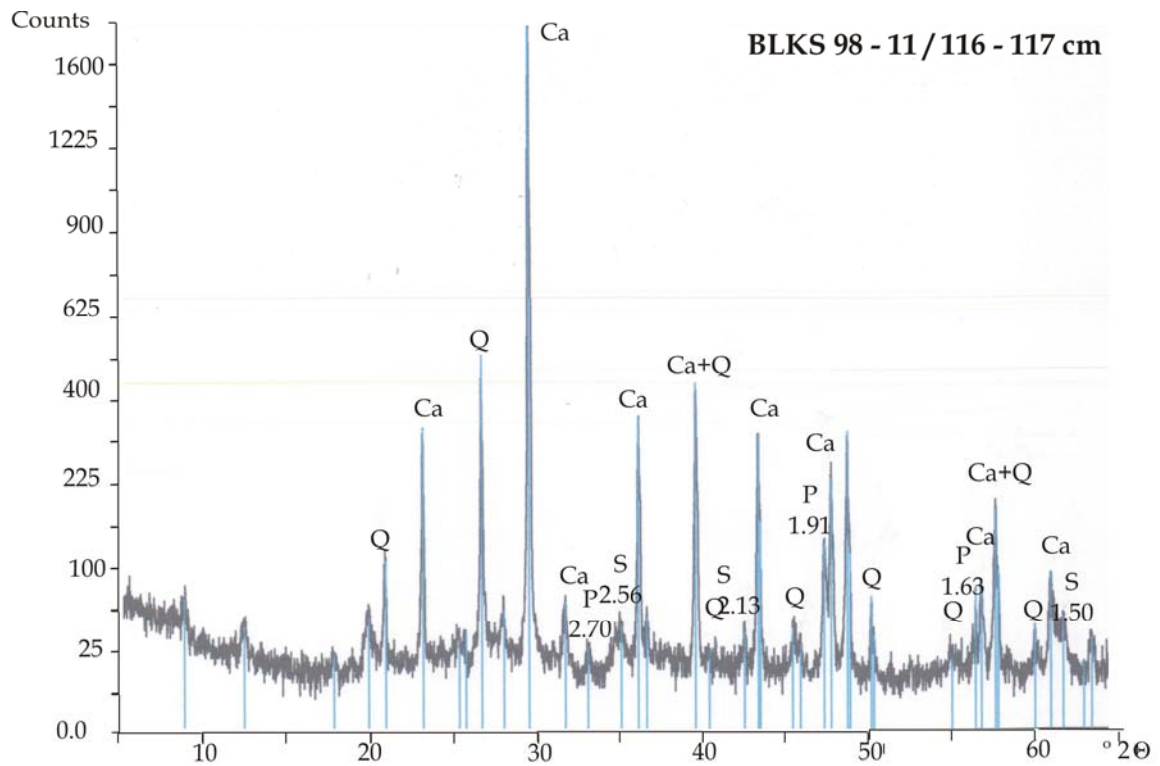
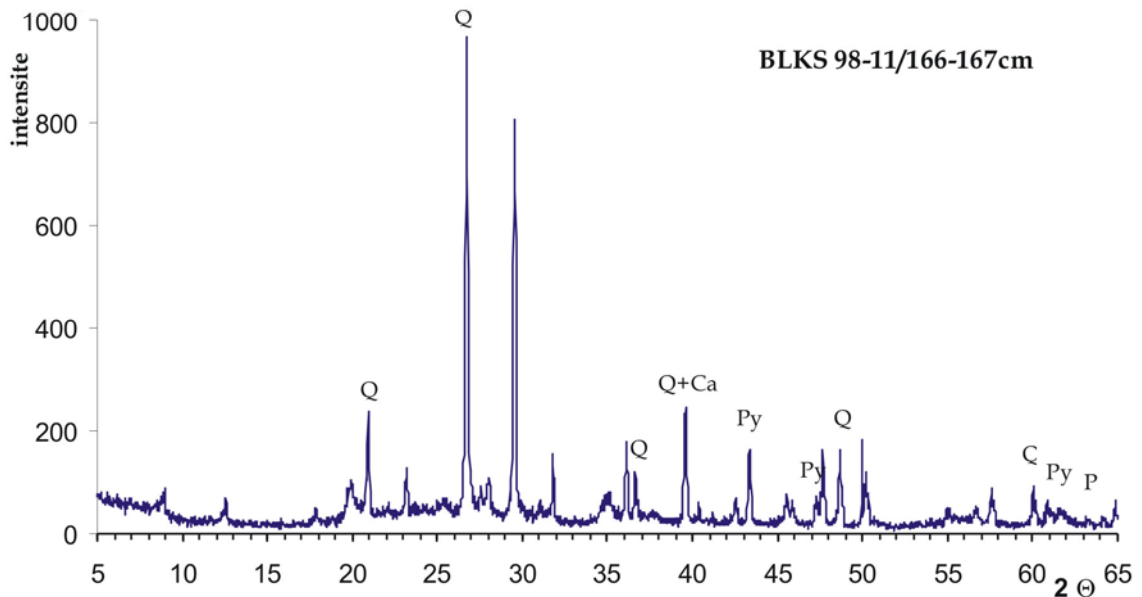


Fig.6.18 Spectres DRX sur le sédiment total de la carotte BLKS 98-11 au niveaux:

- a) **9 cm** - contenant de la calcite (Ca), du quartz (Q) et de la pyrite (P) ;
- b) **56 cm** - contenant de la pyrite (P) de la muscovite (Mu) et de la calcite (Ca) ;



C)



D)

Fig.6.18 Spectres DRX sur le sédiment total de la carotte BLKS 98-11 au niveaux:

- c) **116 cm** - contenant de la calcite (Ca), du quartz (Q), de la pyrite (P), et peut-être de la sidérite (S) ;
- d) **166-167 cm** - contenant du quartz (Q), de l'albite (Ab), et peut-être de la pyrrhotite hexagonale (Py)

la carotte BLKS 98-04 (**Fig.6.5**, DRX: **Fig.6.7b**) a été décrit par Tudryn et Tucholka (2004) pour la pyrite framboïdale¹² ou altérée;

(5) - Le comportement des échantillons à 159 cm et entre 212 et 230 cm (**Figs.6.17a** et **b**), est typique pour la *greigite* : une aimantation importante au départ, qui diminue jusqu'à environ 350°C. Ensuite, du fait de l'oxydation de la *greigite* en magnétite, on observe une ré-aimantation, qui après 500°C, atteint zéro à environ 580°C. La courbe de refroidissement reflète la présence de la magnétite formée durant l'expérience. Si la magnétite s'oxyde, cette courbe présentera le comportement typique de la maghémite ou de l'hématite. Dans le cas d'un mélange de *greigite* et de pyrite, la courbe de chauffe va être modifiée : l'intensité d'aimantation au départ et la ré-aimantation vers 500°C seront fonctions de la quantité de chacun de deux minéraux. Les niveaux 190 et 205 cm présentent un tel mélange, mais d'autres aussi, marqués d'avantage par la pyrite. Ils ont été décrits dans le comportement 1 (152 et 196 cm).

Il est similaire avec les comportements des échantillons 27, 29 et 64 cm de BLKS 98-04 (**Fig.6.5**), 27, 50 et 60 cm de BLKS 98-06 (**Fig.6.9**) et 18 cm de BLKS 98-09 (**Fig.6.11**). Ce comportement a été identifié aussi par DRX comme étant spécifique de la présence de la *greigite* dans le sédiment.

L'analyse du spectre DRX de l'échantillon 166-167 cm montre un signal oblitéré par une grande quantité de quartz présente dans le sédiment. Malgré cela, sur le spectre sont visibles les pics d'un feldspath (albite) et, peut-être, de la *pyrrhotite* (**Fig.6.18d**). Les paramètres d'hystérésis tels que le Hc entre 23,9 et 55,7 mT, Hcr entre 50,3 et 80,9, Mrs/Ms entre 0,38 et 0,5 et Hcr/Hc entre 1,4 et 1,57 sont caractéristiques de la *greigite* ou de la *pyrrhotite* (**Tab.6.4b**). En particulier, les valeurs Mrs/Ms ~ 0,5 et Hcr/Hc ~ 1,5 sont indicatrices de la présence de la *greigite* (Roberts, 1995). En conséquence, les échantillons caractérisés par ce comportement contiennent de la *pyrite*, de la *greigite* et possiblement des petites quantités de *pyrrhotite* ;

En ce qui concerne les comportements 1a et 5, un regard sur les paramètres d'hystérésis de ces niveaux (**Tab.6.4b**) nous donne des informations importantes : tout d'abord, les valeurs des rapports Hcr/Hc et Mrs/Ms sont respectivement autour de 1,5 et 0,5. Selon Roberts (1995), ceci est typique de la présence de *greigite* sédimentaire. De plus, les valeurs de Hcr dans l'intervalle 44,8-94,8 mT sont en accord avec les valeurs rapportées pour la *greigite* et la

¹² **Framboïde** n.m. [de framboise, et du gr. *eidōs*, aspect ; angl. *framboïd*] = minuscule amas minéral en forme de framboise.

pyrrhotite par Roberts et Turner (1993), Reynolds *et al.* (1994), Roberts, (1995), Peters et Dekkers (2003). Hc a des valeurs comprises entre 11,4 si 71,3 mT, en accord avec ceux trouvé par Snowball (1991) et Roberts (1995) pour des échantillons de greigite naturelle et synthétique.

(6) - Trois échantillons : 234, 238 cm et 261 cm présentent un comportement attribué à la *greigite* avec cependant une modification : sur la courbe de chauffe on observe une petite ré-aimantation autour de 220°C et jusqu'à environ 275°C. Ceci suggère la présence d'une petite quantité de *pyrrhotite hexagonale*. En effet il est connu le fait que ce minéral se caractérise, au chauffage, par une aimantation autour de 200-220°C du à la transition gamma (ce qui correspond au passage de la forme antiferromagnétique de basse température à la forme ferrimagnétique (Rochette *et al.*, 1990 ; van Velzen, 1994). Le point de Curie de la forme monoclinique est compris entre 305 et 325°C.

En conséquence nous pensons que ces niveaux contiennent un mélange de greigite et pyrite, mais en quantités variables, avec plus de pyrite dans les niveaux à comportement (1a) et plus de greigite dans les niveaux à comportement (5) et (6). Une certaine quantité de pyrrhotite peut être présente dans les échantillons à comportements (5) et (6), fait soutenu par l'aimantation de 200-220°C visible sur certains courbes de la balance de Curie.

(7) - Le comportement thermomagnétique des échantillons à 279, 640 et 736 cm est caractérisé par une faible aimantation au départ et une désaimantation progressive pendant le chauffage suggérant la présence des *minéraux paramagnétiques*. Cependant, une annulation claire d'aimantation vers 580°C montre une faible quantité de *magnétite*, en accord avec les valeurs des paramètres d'hystérésis (**Tab.6.4b**) pouvant être attribuées à la magnétite PSD. La courbe de ré-aimantation pendant le refroidissement est similaire à celle de désaimantation.

Carotte BLKS 98-22

(profondeur de l'eau: 2100 m; longueur carotte : 712 cm)

Les valeurs faibles et relativement constantes de κ , **ARN**, **ARN20mT** et **ARA** enregistrées le long de la carotte, sont interrompues par des grands pics groupés autour de 323-235 cm (313, 301, 285, 253 et 240) et des pics isolés de moindre amplitude à 197, 86 et 24 cm (**Fig.6.19**). Tous ces pics représentent des niveaux

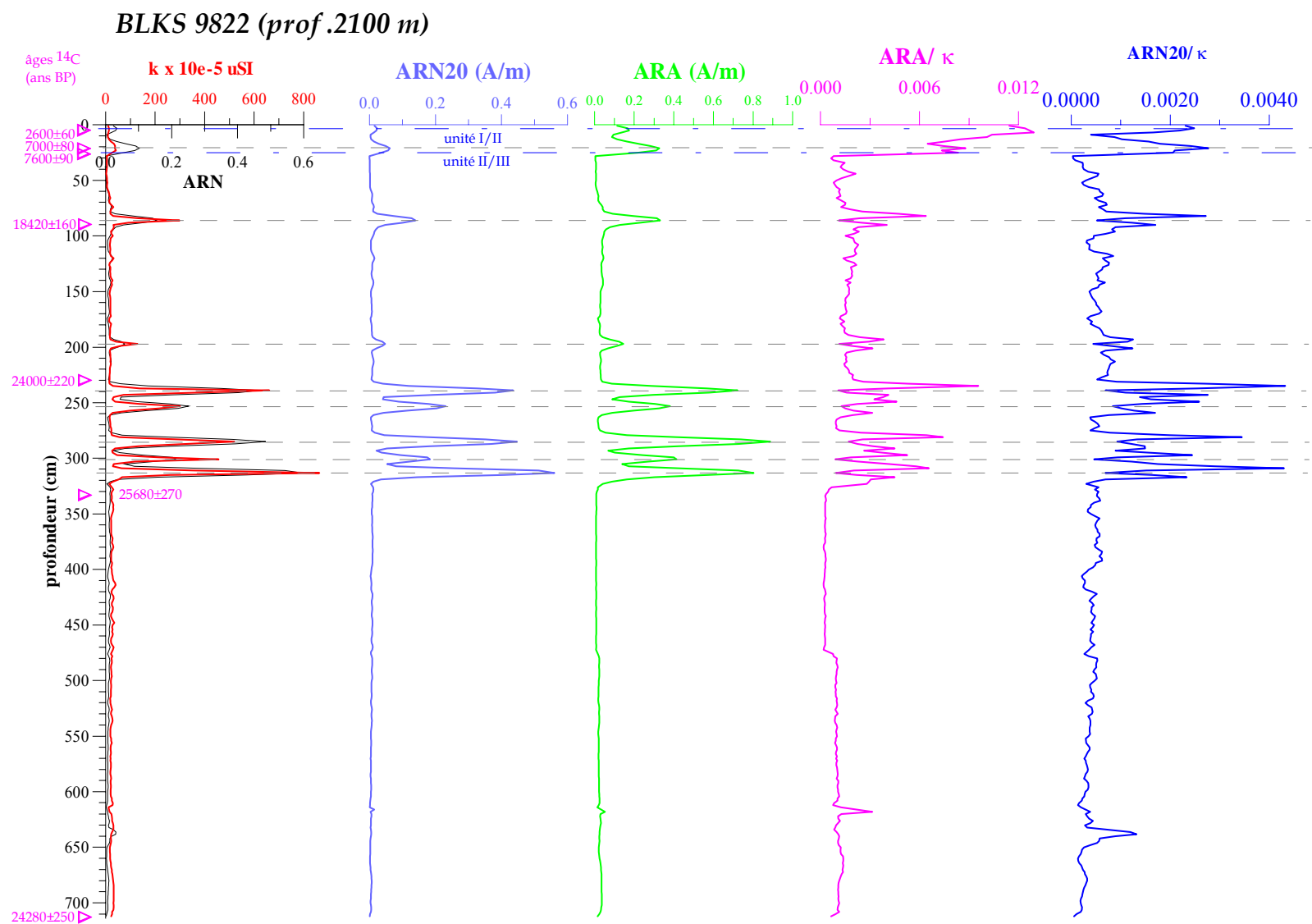


Fig.6.19 Paramètres magnétiques de la carotte BLKS 98-22: κ , ARN, ARN_{20mT}, ARA, ARA/ κ , ARN20mT/ κ ; âges ^{14}C conventionnels non-corrigés

avec des concentrations élevées des minéraux magnétiques et correspondent, du point de vue lithologique, aux niveaux de sédiments noirs. Le dernier pic, dans la partie supérieure de la carotte coïncide avec l'installation du niveau à sapropèle de l'unité II et se trouve dans sa partie inférieure (voir l'**annexe 1** avec les descriptions lithologiques). κ varie dans l'intervalle $2,76 \div 863,22 \times 10e-5$ uSI, l'ARN de 0,000134 à 0,5959 A/m, l'ARN_{20mT} - de 0,00006349 à 0,5599 A/m et enfin l'ARA est enregistrée entre 0,001031 et 0,8869 A/m.

Les courbes de rapports **ARA/ κ** et **ARN_{20mT}/ κ** (**Fig.6.19**) présentent des valeurs très faibles et peu de variations de la base de la carotte jusqu'à 334 cm avec des intervalles des valeurs fortes et changeantes entre 334 et 230 cm, autour de 200 cm, à 75-110 cm et les derniers 30 cm de la carotte. Les deux paramètres varient en phase tout au long de la carotte, anti-parallèlement avec κ , ARN, ARN20 et ARA jusqu'à 30 cm et parallèlement les 30 derniers cm de la séquence. Ceci est une indication, toujours, si la population de grains magnétiques est mono minérale, sur relativement petite taille des grains magnétiques dans les intervalles avec des valeurs fortes et changeantes. A l'intérieur de ces intervalles, les creux des rapports ARA/ κ et ARN_{20mT}/ κ correspondant aux pics des κ , ARN20mT et ARA suggérant la taille de grains magnétiques plus grande ici que dans des pics des ARA/ κ et ARN_{20mT}/ κ . Les 30 derniers cm présenteraient les petits grains magnétiques aux pics de tous les paramètres. Le rapport ARA/ κ varie entre 1,78E-4 et 1,29E-2 et ARN_{20mT}/ κ entre 1,68E-5 et 4,01E-03.

L'investigation des **paramètres d'hystérésis** a été réalisée sur les derniers 4 mètres de la carotte. La plupart des valeurs du rapport **Ms/masse**, qui reflète la concentration de grains magnétiques, sont faibles et relativement constantes entre 1,52 et 35 $\mu\text{A m}^2/\text{mg}$. Pourtant, l'intervalle de variation est très large (entre 1,52 et 7317,07 $\mu\text{A m}^2/\text{mg}$), quelques échantillons présentant des valeurs très fortes. Ces niveaux: 321, 303, 286, 241, 86 et 21 cm correspondent, en général, aux niveaux lithologiques de couleur noire (**Tab.6.4c** et **Fig.6.20**), marqués également par fortes valeurs de κ , ARN20 et ARA, à l'exception du niveau 321 cm. Le niveau 21 cm fait partie de l'unité à sapropèle, tandis que les niveaux de la partie inférieure de la carotte (286, 303 et 321 cm) sont plus sableux que le sédiment autour. Le **Mrs/masse** est parfaitement similaire à Ms/masse, avec l'intervalle de variation entre 0,35 et 3926,04 $\mu\text{A m}^2/\text{mg}$.

Les paramètres **Hc** et **Hcr** varient dans les intervalles 12,2-66,6 mT et 21,7-85,6 mT respectivement, avec des pics à : 321, 303, 286, 241, 89, 86, 49 et 38 cm. Les pics correspondent en général aux pics de κ , Ms/masse et Mrs/masse. Les valeurs des

Comportement thermomagnétique des échantillons

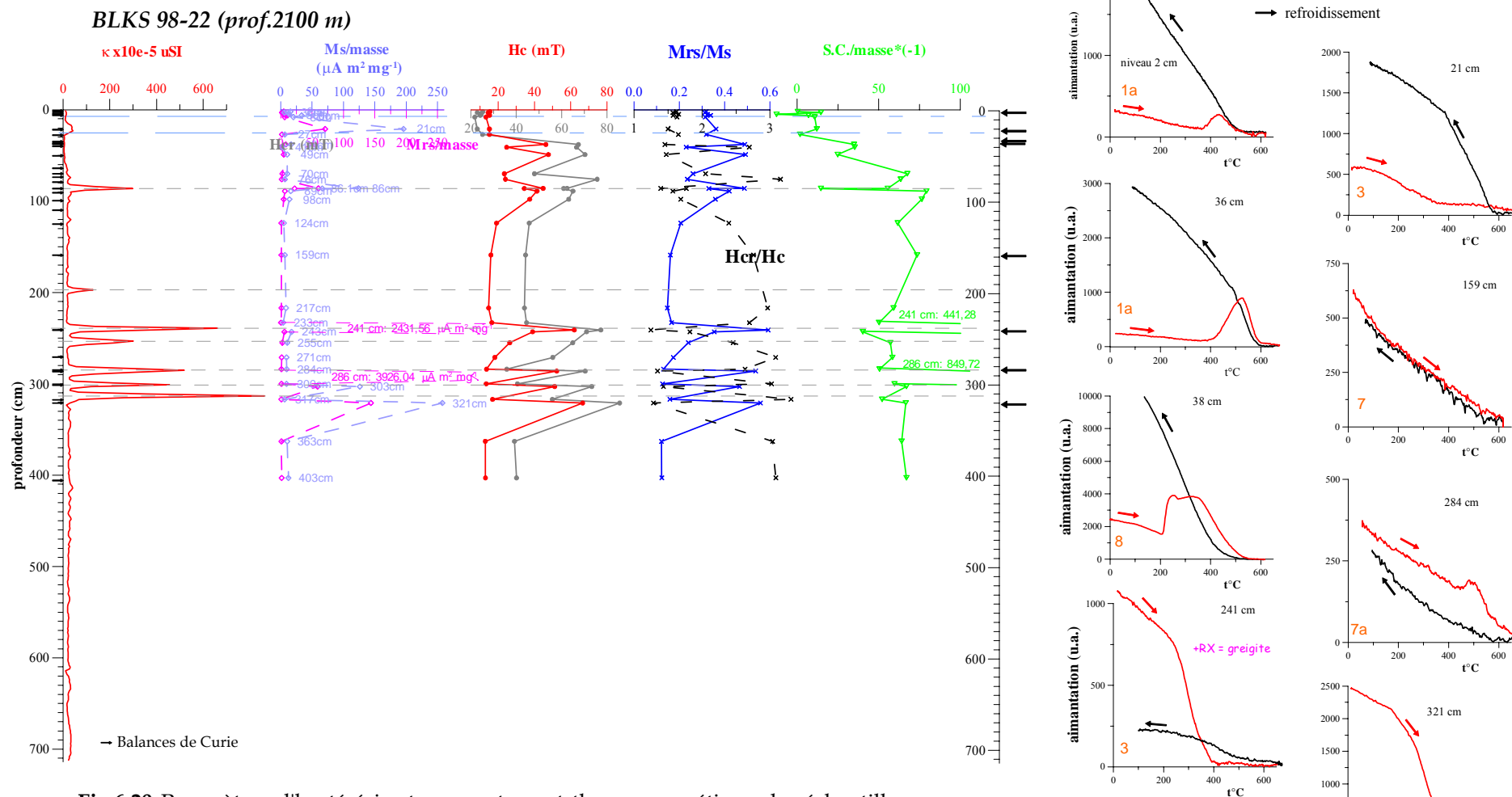


Fig.6.20 Paramètres d'hystérésis et comportement thermomagnétique des échantillons discrets de la carotte BLKS 98-22; sur l'axe Oy, de gauche, sont marquées toutes les niveaux analysés à la Balance de Curie et sur l'axe Oy, à droite, sont marqués seulement les niveaux présentés sur cette figure

Hc et Hcr suggèrent dans l'ensemble la présence de grains magnétiques de faible coercivité, comme la magnétite, la maghémite ou la greigite.

Les rapports M_r/M_s et H_{cr}/H_c varient anti-parallèlement, avec des valeurs situées dans les intervalles 0,121-0,592 et 1,247-3,308 respectivement. Pour le M_r/M_s les valeurs forts sont enregistrés à : 321, 303, 286, 241, 86, 49 et 38 cm, ces pics correspondant aux creux du H_{cr}/H_c . Les pics de H_{cr}/H_c sont enregistrés à 403, 363, 317, 300, 284, 271, 255, 233, 159, 76 et 41cm.

Sur le diagramme de Day (**Fig.6.21**) les rapports M_r/M_s et H_{cr}/H_c mettent en évidence la distribution des tailles des grains magnétiques présents dans le sédiment. En général, ce diagramme confirme les informations obtenues de l'analyse des courbes de κ , ARN, ARA/κ et $ARN20/\kappa$ notamment : i) la présence des grains de petite taille au niveaux caractérisés des pics sur la courbe de κ et des creux sur la courbe ARA/κ et $ARN20/\kappa$, tels que 303, 286, 241 ou 86 cm situées dans la zone monodomaine (SD) sur le diagramme ; ii) la présence des

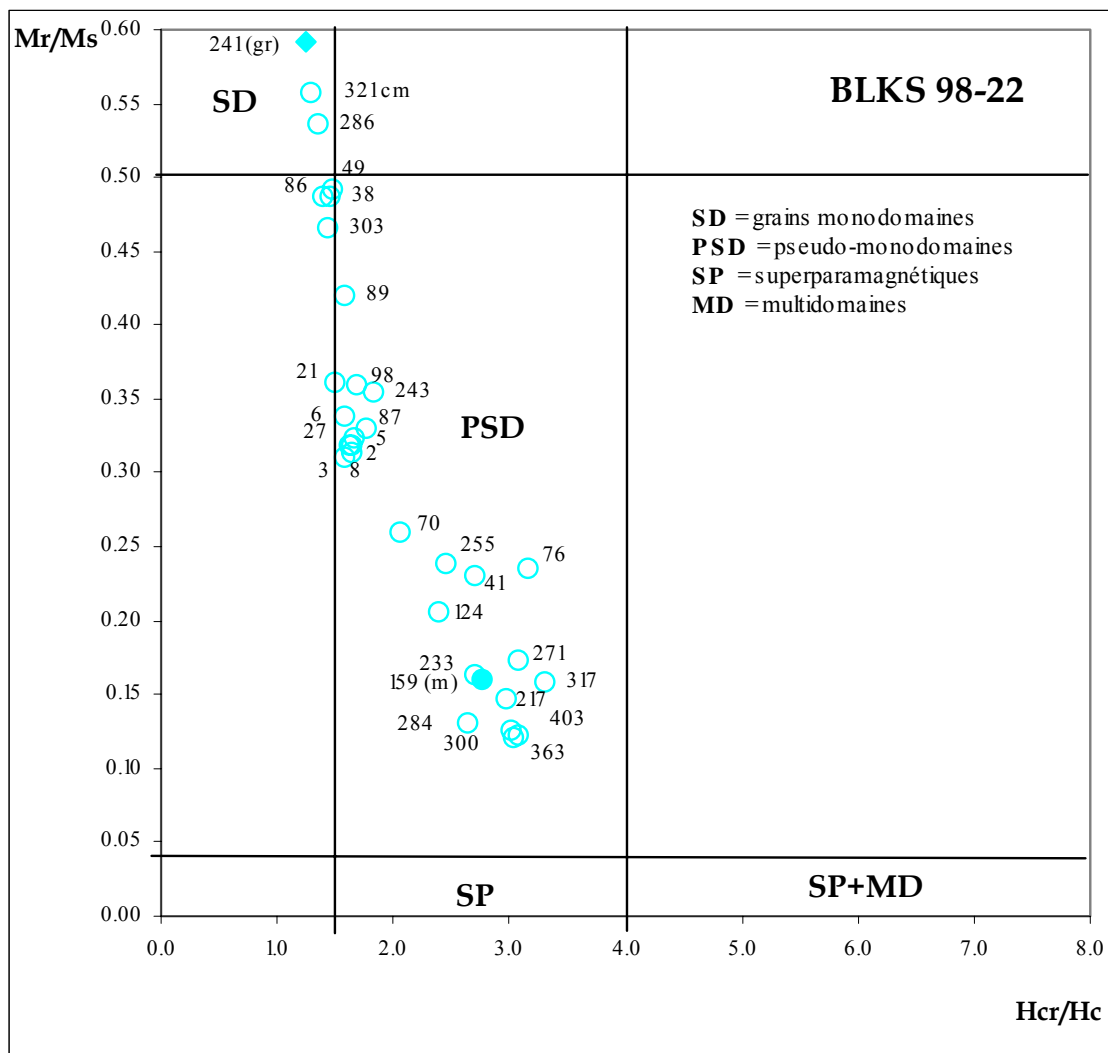


Fig.6.21 Représentation de H_{cr}/H_c en fonction de M_r/M_s (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) pour les échantillons de la carotte BLKS 98-22

grains de taille plus grande dans les niveaux caractérisés par des pics sur la courbe de κ et aussi sur ceux de ARA/ κ et ARN20/ κ , tels que 243, 233, 21, 6, 5, 3, 2 situés dans la zone pseudo-monodomaine (PSD) sur le diagramme. Il y a aussi des niveaux pour lesquelles le 'modèle' décrit plus haut n'est pas valable, probablement du au fait que la population des grains magnétiques existante dans les sédiments n'est pas monominérale.

Les expériences à la **Balance de Curie (Fig.6.22)** montrent des comportements similaires à ceux observés sur des diverses sections des carottes antérieures. Comme la carotte BLKS 98-11 présente le plus grand nombre des comportements différents, nous allons l'utiliser comme référence. Par conséquent, nous allons définir les comportements des échantillons de la carotte BLKS 98-22, par comparaison avec les comportements des sédiments de la carotte BLKS 98-11. Nous avons pu identifier les courbes similaires aux comportements (1), (3), (5) et (7) de BLKS 98-11, mais aussi un comportement identifié antérieurement dans les carottes BLKS 98-04, 06 et 09 et noté ici par (8):

- (1) - le comportement des échantillons 2, 3, 5, 6, 27, 34, 36, 41 et 49 cm, divisé en 1a - pour les niveaux 2, 36 et 41 cm ; 1b -niveaux 3, 5, 6, 27, 34, et 1c - niveau 49 cm. Ces niveaux contiennent de la *pyrite* et aussi des petites quantités des *sulfures de fer amorphes* qui s'oxydent pendant le chauffage jusqu'à la magnétite ;
- (3) - le comportement des niveaux 21 et 241 - extrait magnétique, similaire a celui du niveau 56 cm de la carotte BLKS98-11 (**Fig.6.17a**). Il contient de la *pyrite* et de la *greigite*, fait prouvé par l'analyse de l'extrait magnétique du niveau 241 cm (**Fig.6.23a** et Strechie *et al.*, 2002) ;
- (5) - le comportement de l'échantillon 321 cm est typique pour la *greigite*. Il est similaire au comportement de niveaux 27, 29 et 64 cm de BLKS 98-04 (**Fig.6.4**), 27, 50 et 60 cm de BLKS 98-06 (**Fig.6.9**), 18 cm de BLKS 98-09 (**Fig.6.11**) et aussi avec le comportement 5 des échantillons 159 et 212 à 230 de la carotte BLKS 98-11 (**Fig.6.17**). Ce comportement a été identifié aussi par DRX comme étant typique de la présence de la *greigite* dans le sédiment. Les échantillons caractérisés par ce comportement contiennent de la *greigite*, de la *pyrite* et possiblement des petites quantités de la *pyrrhotite*.
- (6) - Le comportement des échantillons 64, 70, 74, 79, 91, 98, 110, 159 et 405 cm, caractérisé par une très faible aimantation, est similaire a celui des échantillons 279, 640 et 736 cm de la carotte BLKS 98-11. La présence dans

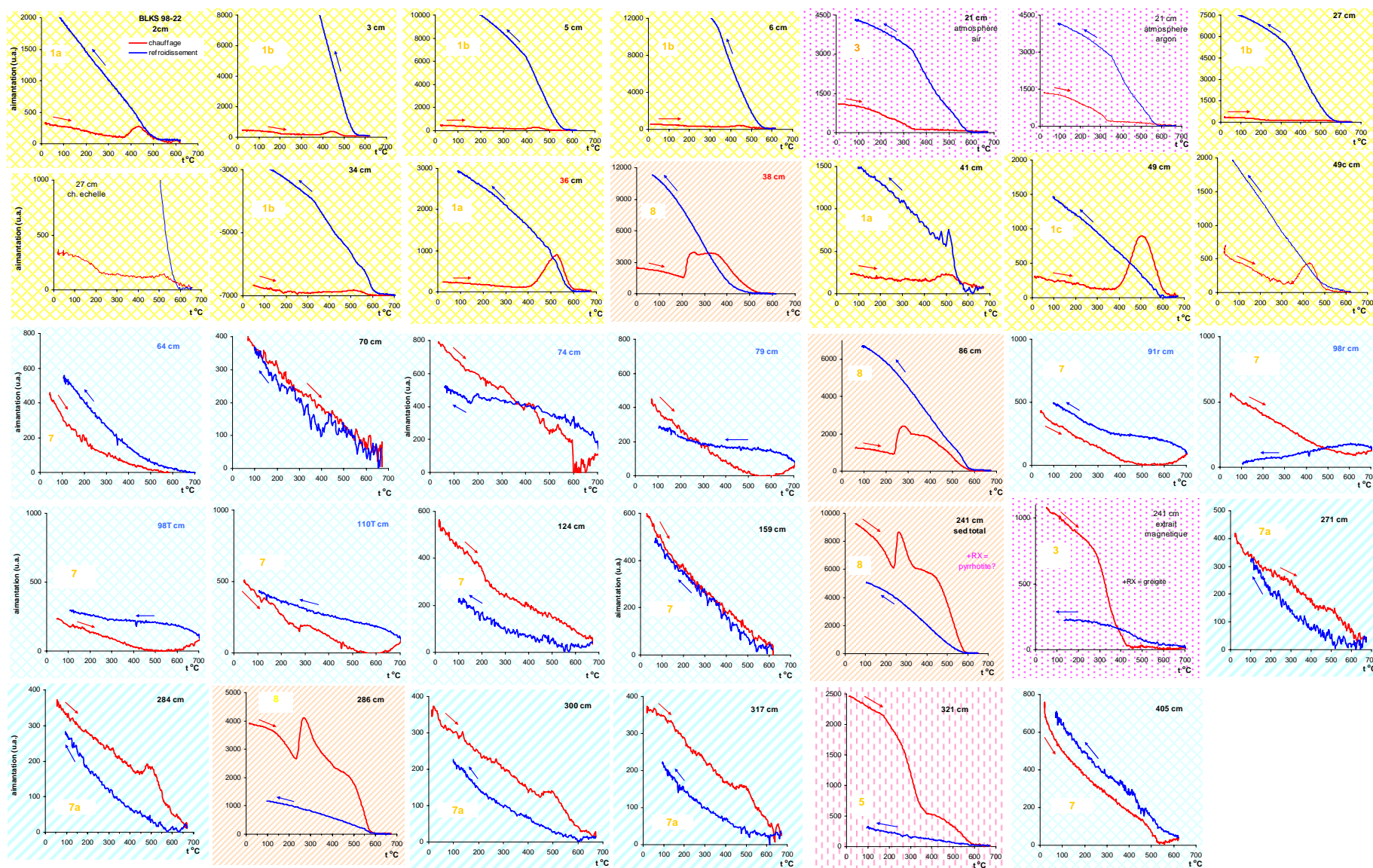


Fig.6.22 Comportement des sédiments de la carotte BLKS 98-22 pendant les expériences à la Balance de Curie. Sédiment total chauffé à 650°C pour un cycle de 50 minutes (25' de chauffe, 25' de refroidissement) dans un champ de 0,375 T

(7) les sédiments des *minéraux paramagnétiques* et peut-être de petites quantités de la *magnétite* est soutenue par les valeurs des paramètres d'hystérésis.

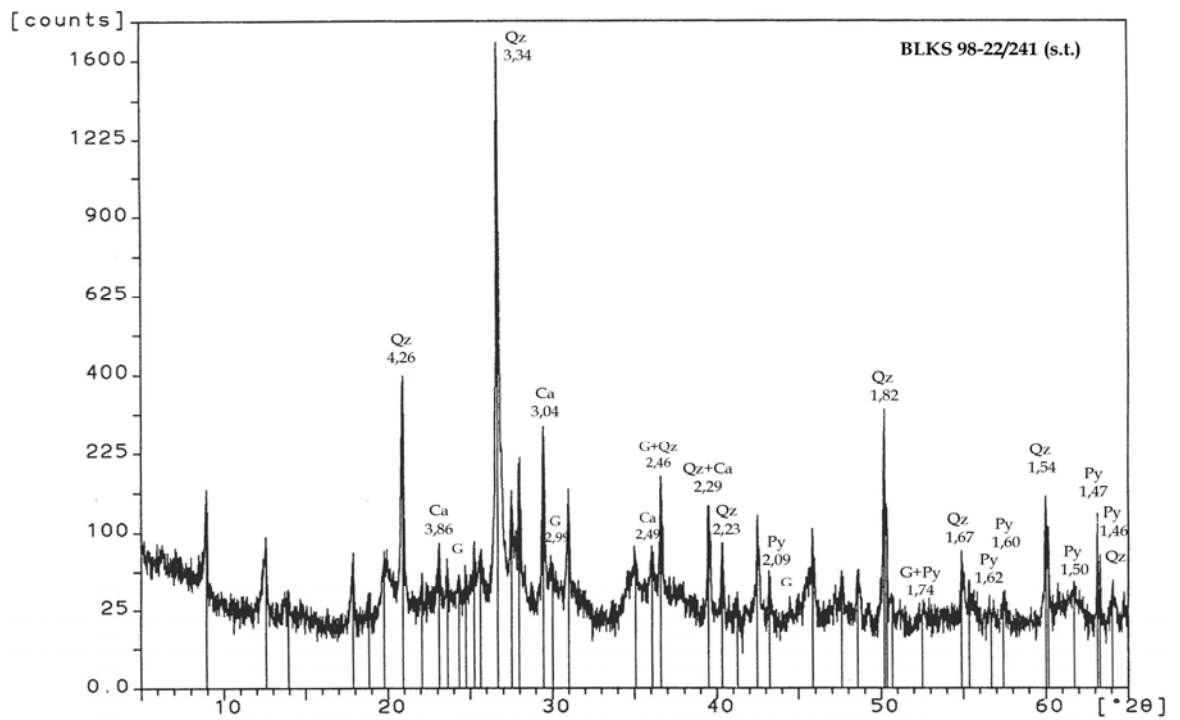
(7a) - le comportement des échantillons 124, 271, 284, 300 et 317 cm ressemble beaucoup au comportement (7) à la différence que sur la courbe de chauffage est visible une ré-aimantation autour de 450-500°C, ce qui suggère la présence d'un minéral qui passe en magnétite à cette température. Une autre différence est la température de désaimantation totale des échantillons, un peu plus grande que 600°C qui peut suggérer la présence dans le sédiment d'une faible quantité de *hématite*. Aussi, il est possible que cette hématite est le résultat final des transformations chimiques subis par les composants de échantillons durant l'expérience de chauffe. Les paramètres d'hystérésis sont caractéristiques de la titanomagnétite, la magnétite, la maghémite ou même la pyrrhotite.

Un comportement spécifique aux échantillons de cette carotte, non-identifié dans la carotte 11 mais observé dans les autres carottes étudiés antérieurement se manifeste pour les niveaux plus bas que 200 cm:

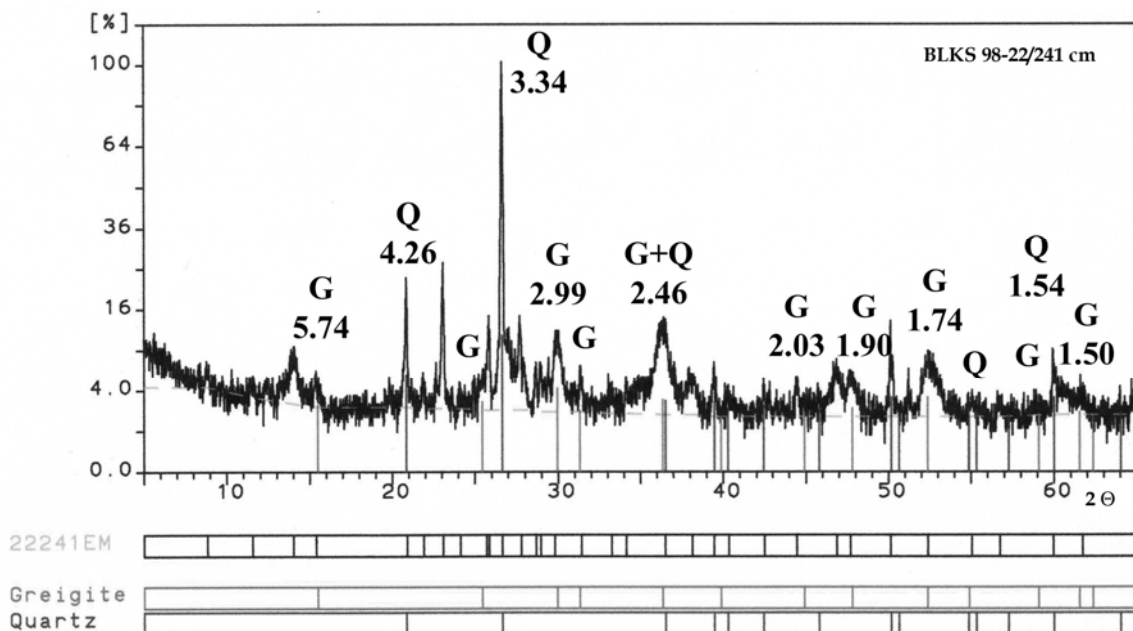
(8) - La forme des courbes d'aimantation - désaimantation des échantillons 38, 86, 241 et 286 cm est particulière : la courbe de chauffe présente une ré-aimantation autours de 230°C et la désaimantation recommence vers 275°C. La désaimantation finale se produit vers 580°C. Le comportement observé entre 200 et 300 °C suggère la présence de la *pyrrhotite* dans le sédiment. Ce minéral, dans sa forme hexagonale, non magnétique, présente une transition gamma à environ 200-220°C, qui mène vers la forme magnétique, et la température de Curie d'environ 275-295°C (e.g. Rochette *et al.*, 1990). Elle a été identifiée par la DRX dans l'échantillon 241 (**Fig.6.23a**). Pendant le refroidissement, l'échantillon se ré-aimante d'une manière continue, jusqu'à des valeurs plus faibles que celle de l'aimantation initiale. Les courbes décrites sont celles du sédiment total.

Pour le niveau 241 cm, nous avons aussi étudié le comportement magnétique de l'extrait magnétique du sédiment et la courbe obtenue est différente de celle du sédiment total : il manque l'épisode de ré-aimantation pendant le chauffage et la désaimantation se produit vers 435°C. L'analyse par la DRX de cet extrait a mis en évidence la présence de la *greigite* (**Fig.6.23b**). C'est le type de comportement observé aussi dans le niveau 21, niveau analysé également sous atmosphère d'argon, afin de limiter le processus d'oxydation pendant le chauffage, mais la courbe résultante est

presque identique avec celle obtenue en air. Il a été décrit dans la carotte BLKS 98-11, comme le **comportement 3**.



a)



b)

Fig.6.23 Spectres DRX pour le niveau à 241 cm de la carotte BLKS 98-22 : a) sédiment total contenant de la pyrrhotite hexagonale (Py), de la greigite, du quartz et de la calcite (Ca); b) extrait magnétique du sédiment, contenant de la greigite (G) et du quartz (Q).

6.5. Discussion

6.5.1. Revue de la littérature

Nous allons présenter par la suite une brève revue chronologique de la littérature sur les études des sulfures de fer dans les sédiments de la Mer Noire, car leur présence dans les sédiments aquatiques peut être en relation avec leur comportement magnétique d'une part et sert d'un marqueur de certaines conditions de l'environnement de l'autre part. En effet les sulfures de fer dans le sédiment indiquent une diagenèse précoce dans des conditions d'anaérobie, dépendant de la présence de la matière organique dans la zone de sulphato-réduction bactérienne. La greigite ferrimagnétique est un minéral intermédiaire qui se forme d'un précipité amorphe FeS et se transforme en pyrite (FeS₂). Sa présence dans le sédiment suggère ainsi que le rapport S/Fe est insuffisant pour la formation de la pyrite, donc il y a un manque de S par rapport au Fe, dans le milieu. Cela peut avoir plusieurs causes: une quantité insuffisante de matière organique dans le milieu, qui ne permet pas la continuation de la dégradation jusqu'à la formation de la pyrite; une quantité insuffisante de S dans le milieu sédimentaire ou bien trop de Fe dans l'environnement.

La littérature débute aux années cinquante du siècle dernier avec les papiers des auteurs russes.

Volkov (1954) (cité par Berner, 1970a) a comparé **le sédiment noir** de la Mer Noire avec celui de couleur grise et il a montré que le premier contient des concentrations plus basses de la pyrite, et de soufre réduit, des concentrations élevées de monosulfures de fer et **très peu de H₂S dissous dans les eaux interstitielles**. Il a suggéré que ce sédiment noir est le résultat d'une sulphato-réduction bactérienne limitée pendant la diagenèse avec la formation d'une quantité insuffisante de H₂S ce qui ne permet pas la transformation totale de la FeS noire en pyrite (FeS₂).

Berner (1970a) montre que **la couleur noire** des sédiments de surface de la Mer Noire **est due aux monosulfures de fer** fin granulaire comme la **mackinawite** et la **greigite**. Il précise aussi le fait que les monosulfures de fer sont instables thermo-dynamiquement par rapport à la pyrite, surtout dans cet environnement riche en H₂S. La pyrite donne la couleur grise aux sédiments et en conséquence, la couleur noire des sédiments disparaît avec la profondeur à cause des transformations diagénétiques des monosulfures de fer en pyrite. Pourtant, la couleur noire persiste dans certaines situations, surtout dans des sédiments d'eau très profonde où les monosulfures de fer persistent.

Une production limitée de H₂S dans les sédiments anaérobie et dans les eaux de fond est liée par l'auteur à la faible concentration de sulfate dissous dans la colonne d'eau. Comme aujourd'hui l'eau salée de la Mer Noire contient des quantités importantes de sulfates, l'auteur suggère l'existence d'une **liaison entre les périodes glaciaires ou de niveau bas de la Mer, avec diminution de la salinité des eaux, et la déposition des niveaux noirs, riches en monosulfures de fer.**

Après une analyse plus détaillée de sédiments de carottes prélevées par l'expédition Atlantis II-49 de 1969, Berner (1974) reprend l'idée de la **persistance des monosulfures de fer** dans le sédiment Pléistocène de la Mer Noire **due à l'insuffisance du soufre élémentaire** pendant la diagenèse précoce. Cette insuffisance du soufre élémentaire est **due à l'épuisement de H₂S des eaux interstitiels** du sédiment à cause des hauts taux de sédimentation combinée à un faible concentration en SO₄²⁻ dans les eaux de fond. A son tour, cette faible concentration en SO₄²⁻ est probablement due à la diminution de la salinité des eaux de la Mer Noire pendant la dernière glaciation Pléistocène. La diminution de la salinité a été produite par manque d'apports d'eau de mer en conséquence de la baisse du niveau de la mer en dessous du niveau de Bosphore. Il considère **qu'une partie du matériel noire est formée par la migration post-dépositionnelle du Fe²⁺ et H₂S dans le sédiment** et que **l'alternation des sédiments noir et gris pendant les épisodes d'eau douce a été due au taux de déposition variable** et non pas aux fluctuations de salinité comme il avait supposé en 1970.

Pour l'unité I, Calvert et Karlin (1991) ont étudié **le rapport entre le soufre sédimentaire et le carbone organique** afin de l'utiliser comme critère de diagnose pour la reconnaissance des environnements anoxiques dans l'enregistrement sédimentaire. Pour les sédiments des zones peu profondes avec de l'eau oxygénée ou peu oxygénée la concentration de soufre de la pyrite est comprise entre 0,1 et 2,5% de poids et il ne se corrèle pas avec le contenu de carbone organique. Dans les carottes du bassin profond anoxique les concentrations de soufre de pyrite sont comprises dans l'intervalle 1-2,5% et il existe une corrélation linéaire avec le carbone organique. Dans ces sédiments le rapport S/C est autour de 0,31 un peu plus petit que la valeur de 0,36 considérée caractéristique pour le « normal¹³ » du

¹³ Pour les sédiments oxygénés il y a une relation linéaire entre le soufre total ou soufre de pyrite et le carbone organique, la valeur considéré typique étant S/C~0,36. Cette relation entre le S et C organique est appelé "normal" des sédiments marines (*angl.* « normal » marine sediments) accumulés sous les masses d'eau oxygénés (Berner, 1970b, 1982; Goldhaber and Kaplan, 1974 ; Berner and Raiswell, 1983 cités par Calvert and Karlin, 1991). Pourtant, Raiswell *et al.* (1988) montrent que le rapport S/C ne permet pas la distinction entre les roches formées dans des milieux anoxiques et ceux formés dans un milieu oxyque

sédiment marin oxiq. Les sédiments anoxiques de l'unité I de la Mer Noire sont donc, appauvries en S par rapport au C organique.

Le degré de pyritization des sédiments est un autre paramètre utilisé dans la littérature pour quantifier les conditions de sédimentation anoxie. Les valeurs de ce paramètre montrent que **la formation de la pyrite est limitée par le fer**. Cette limitation par le fer est probablement caractéristique pour les bassins anoxiques dans lesquelles la pyrite peut se former dans la colonne d'eau et les oxyhydroxydes ne s'accumulent pas dans les sédiments de surface.

Dans une étude ultérieure, à l'aide du rapport isotopique du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) de **la pyrite**, Calvert *et al.* (1996) montrent que dans les sédiments de la Mer Noire elle est **formée** dans des conditions différentes, selon le type de sédiment ou elle se trouve :

- 1) la pyrite qui se trouve dans les unités I et II (coccolites et sapropèle) est formée **par précipitation dans la colonne d'eau** juste en dessous de l'interface oxiq/anoxie ;
- 2) dans le niveau représentant une coulée de sédiments et situé entre les unités I et II, la pyrite a une origine probablement similaire à celle des unités 1 et 2 ;
- 3) la pyrite de la partie supérieure des sédiments lacustres a été **formée** dans les conditions d'un système fermé **par la réaction entre l'excès de Fer réductible des eaux douces et les sulfates ou les sulfures qui diffusent du sapropèle vers le bas** ;
- 4) la pyrite des niveaux inférieurs des sédiments lacustres représente une phase **formée à partir de sulfates des eaux du bassin lacustre Pléistocène supérieur**.

Wilkin *et al.* (1997) dans leur **étude des framboïdes de pyrite des sédiments** de la Mer Noire, montrent la relation entre leur taille et la variation des conditions de formation. **Le changement de l'environnement de déposition des framboïdes d'une colonne d'eau oxiq vers la déposition dans une colonne d'eau anoxique contenant des sulfures est reflété par l'augmentation de la taille des framboïdes**. Les auteurs signalent que dans les sédiments Holocènes des unités I et II, les framboïdes de pyrite ont des tailles très uniformes avec un diamètre moyen d'environ 5 μm . Ces propriétés indiquent la nucléation et l'accroissement dans une colonne d'eau anoxique et sulfureuse suivie par le transport jusqu'à l'interface sédiment-eau, l'arrêt de l'accroissement de la pyrite du à l'épuisement du Fer réactif et l'enterrement subséquent. Par contraste, **les**

sédiments pauvres en carbone organique de l'unité III lacustre contiennent des framboïdes des tailles plus grandes avec un diamètre moyen de 10 μm . Dans cette unité, plus de 95 % des framboïdes ont des dimensions < 25 μm , 40 % sont comprises dans l'intervalle 7 - 25 μm et se trouvent aussi des framboïdes jusqu'à 50 μm de diamètre. Cette distribution des tailles suggère **la nucléation et l'accroissement dans les eaux interstitielles anoxiques**. L'existence d'une relation entre la taille des framboïdes et l'environnement de formation représente une confirmation de l'idée que l'initiation de la déposition du sapropèle de l'unité II coïncide avec le développement de l'anoxie dans la colonne d'eau de la Mer Noire.

Une carte de variation de **la susceptibilité magnétique des sédiments superficiels** de la partie Nord-Ouest de la Mer Noire est réalisée par Rădan et al. (1998) (**Fig.6.24**). Les auteurs montrent que les valeurs de la SM sont comprises dans l'intervalle $1,2 \times 10^{-6}$ - $448,1 \times 10^{-6}$ uSI. Les variations de la SM correspondent avec la zone influencée par le Danube, particulièrement avec le front du delta et avec le prodelta. Les contours des lignes de SM égale suggèrent aussi le contour de la zone d'influx de sédiments de Danube affectés par le drift N-S et l'éventail profond du Danube.

Très importante pour nous, est l'étude de Cutter et Kluckhohn (1999) sur **le cycle de carbone, azote et soufre sous forme de particules et celui des espèces de soufre (monosulfure de fer, greigite, pyrite et soufre organique)**. Les auteurs partent de l'idée que la pyrite sédimentaire peut servir d'indicateur des conditions de milieu pendant sa formation et les relations entre la pyrite, le fer et le carbone organique peuvent indiquer les conditions paléo redox dans la colonne d'eau sous laquelle les sédiments se sont accumulés [*i.e.*, conditions « marines normales » (angl. normal marine) : sédiments anoxiques sous une colonne d'eau oxygène ou des conditions « euxiniques » : sédiments anoxiques sous une colonne d'eau anoxique].

Le carbone organique, l'azote et le soufre sous forme des particules sont produits dans les eaux de surface suite à la photosynthèse et se régénèrent par la respiration oxygène. Quand ce matériel organique arrive dans un environnement anoxique marine, la régénération est couplée à la sulfato-réduction.

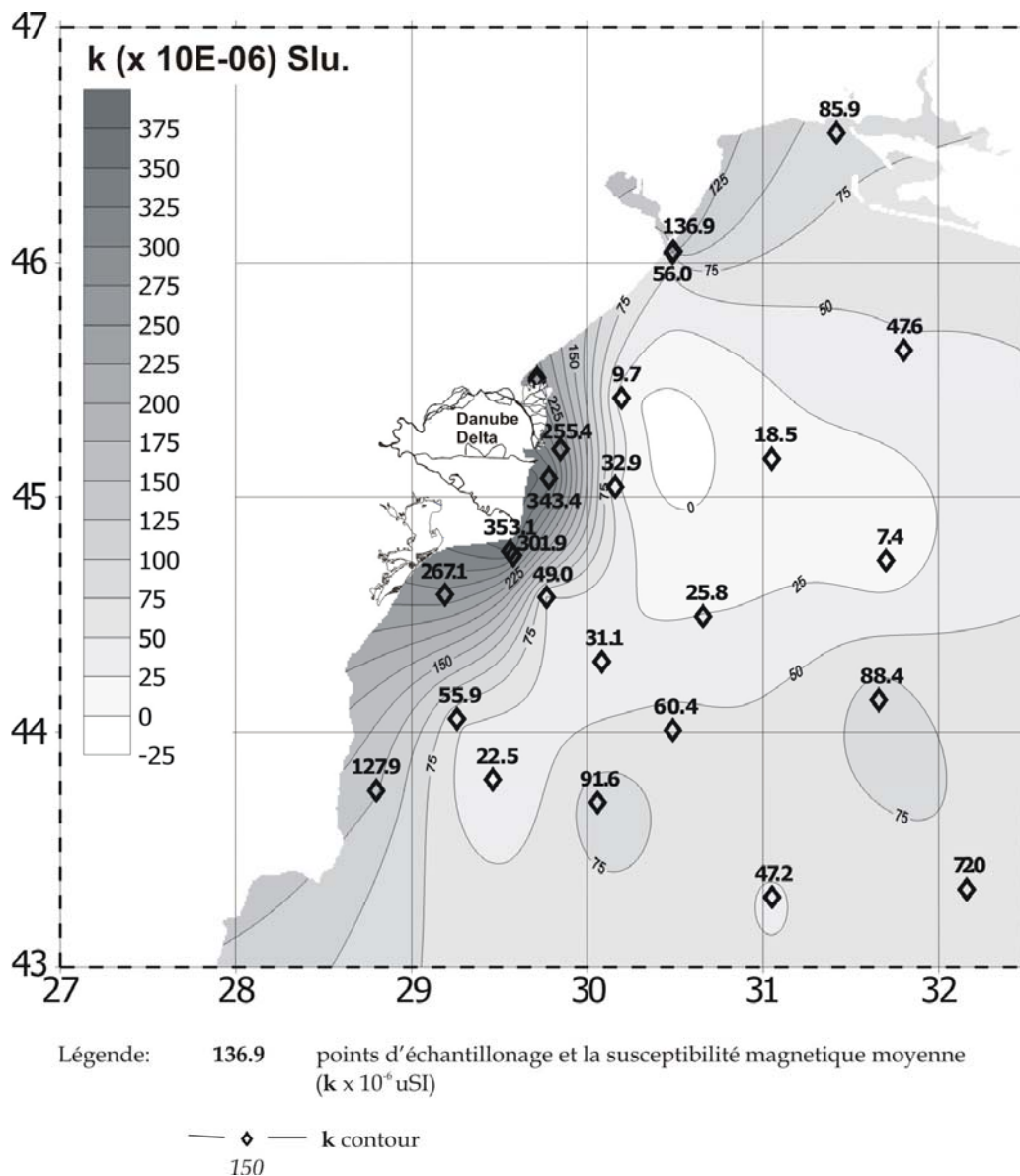


Fig.6.24 Susceptibilité magnétique des sédiments de fond du nord-ouest de la Mer Noire (d'après Rădan *et al.*, 1998)

Utilisant des méthodes analytiques capables de détecter des concentrations extrêmement faibles de sulfures de fer dans les particules en suspension, les auteurs ont tracé des **profils de variation avec la profondeur pour la monosulfure de fer (FeS), la greigite (Fe₃S₄) et la pyrite des eaux anoxiques** du Fjord Framvaren et de la Mer Noire. Pour la Mer Noire, les profils de C, N, et S sous forme des particules en suspension sont typiques pour les eaux océaniques avec des maxima dans les eaux de surface et des concentrations décroissantes avec la profondeur – dans les eaux anoxiques en dessous. **La greigite a un maximum à 70m sous l'interface oxygène/anoxique tandis que la pyrite a un maximum tout près de cette interface.** La somme de ces sulfures de fer représente seulement 11% du total de soufre sous forme de particules. **La production du soufre organique en suspension *in situ* par la photosynthèse et la régénération relativement**

rapide est suggérée par ses concentrations maximales dans les eaux de surface. A côté de **la formation du soufre organique dans les eaux de surface oxygènes**, les auteurs démontrent aussi **la formation de la pyrite dans la partie supérieure de la colonne d'eau anoxique**. La plupart de cette pyrite a été transféré dans les sédiments en dessous.

La différence de degré de pyritization de Fjord Framvaren par rapport à la Mer Noire suggère la relation étroite entre structure physique et bio-geo-chimique de la colonne d'eau et l'abondance des sulfures de fer délivrés au sédiment.

Peckmann et al. (2001) présentent des **taux isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ de la pyrite framboïdale associée aux apparitions de méthane** de la zone North-Ouest de la Mer Noire. Ces valeurs sont comprises entre +16,8 et +19,7‰ ce qui montre que le soufre n'est pas originaire de H_2S pauvre en ^{34}S de la colonne d'eau ou de la partie supérieure des sédiments, mais du HS^- dissous. Des valeurs positives similaires ont été signalées pour la pyrite de la partie supérieure des sédiments lacustres de l'unité III dans la partie centrale de la Mer Noire (Calvert et al., 1996). Des valeurs positives similaires ont été signalées pour la pyrite de la partie supérieure des sédiments lacustres de l'unité III dans la partie centrale de la Mer Noire (Calvert et al., 1996). **Les auteurs proposent comme explication de cette signature isotopique de la pyrite une incursion limitée d'eau marine suivie par l'épuisement de sulfures d'eau de mer par la sulfato-réduction bactérienne dans les sédiments lacustres.** Le H_2S produit a réagit avec l'excès des minéraux contenant du fer réactif des sédiments d'eau douce ayant comme résultat la formation de la pyrite enrichie en ^{34}S . Un autre argument en faveur de cette théorie est la taille de framboïdes de pyrite (entre 7 et 25 μm , mais aussi jusqu'à 50 μm) ce qui correspond bien aux dimensions signalés par Wilkin et al. (1997) pour les framboïdes de la partie supérieure de sédiments lacustres de l'unité III sur la plate-forme et la pente continentale.

Un autre essai d'expliquer l'origine et la chimie des niveaux riches en sulfures de fer et les processus de pyritization dans les sédiments Pléistocènes de la Mer Noire est réalisé par Neretin et al. (2004). Ils montrent que ces processus sont conditionnés par les sulfures formés pendant l'oxydation anaérobie. Un front de sulfidisation est formé par les gradients opposés de sulfures et de fer dissous. Les processus de sulfidisation sont contrôlés par le flux de diffusion d'en haut et par le contenu en fer réactif solide. Ils ont identifié deux processus de formation de la pyrite limité par diffusion :

-
- le premier se réfère à la **précipitation de la pyrite avec l'accumulation des précurseurs de composition FeS_n** ($n= 1,10-1,29$), **incluant la greigite** ; le soufre élémentaire et les polysulfures formés de H_2S par une dissolution réductrice des minéraux contenant du Fe(III) sont des intermédiaires pour convertir les sulfures de fer en pyrite ;
 - le deuxième processus se réfère à la **précipitation 'directe'** de la pyrite du à l'exposition prolongée des minéraux avec du fer aux sulfates dissous ;

La sulfato-réduction a profondeur coordonnée par le méthane a comme résultat la formation de la pyrite avec un $\delta^{34}S$ jusqu'à +15‰. La composition isotopique du S de FeS_2 est différente à cause de contributions des différentes sources de soufre formées à des moments différents. Un modèle de calcul de l'avancement du front de sulfidisation a montré que le processus a commencé au moment de transition Pléistocène / Holocène entre 11600 et 6360 ans BP. Très importantes pour notre étude sont leurs **mesures de la susceptibilité magnétique et d'ARN** le long d'une carotte gravitationnelle. Ceci d'un côté parce que leur profile de susceptibilité magnétique ressemble beaucoup a celui de la carotte BLKS 98-11 de cette étude et d'un autre côté parce que les pics de SM et ARN sont dues a la présence des **micronodules magnétiques constitués de greigite** et de pyrite. Les auteurs ont **identifiées des zones affectées par la diagenèse à l'aide du rapport isotopique $\delta^{34}S$ de la pyrite**. Ils ont constaté de cette manière que l'augmentation de la quantité du ^{34}S dans la partie supérieure des argiles limniques est l'indication claire d'une empreinte diagénétique.

Jørgensen et al. (2004) présentent les principaux processus de minéralisation de la matière organique des sédiments de la Mer Noire, ayant entre autres la formation des niveaux à sulfures de fer amorphes à la greigite ou à la pyrite comme résultat.

Pour les sédiments situés sous la colonne d'eau à H_2S , ces processus sont (i) la **sulfato-réduction** pour les premiers 2-4 m et (ii) la **genèse du méthane** en dessous de la zone à sulfates. Les ions présents dans l'eau de mer traversent les dépôts marins modernes (coccolites et sapropèle) et ils pénètrent dans les sédiments lacustres de l'unité III. Les taux de sulfato-réduction dans le sédiment sont maximaux dans la zone de transition $SO_4^{2-} - CH_4$ où la concentration de H_2S atteint son maximum. A cause d'un excès de Fe réactif dans les sédiments lacustres profondes, la plupart du H_2S formé a partir de méthane est diffusé vers le bas, vers un front de sulfidisation ou il entre en réaction avec le Fe (III) et le Fe^{2+}

qui diffuse du bas vers le haut. La transition $\text{H}_2\text{S} - \text{Fe}^{2+}$ est marquée par un niveau noir avec des sulfures de fer amorphes au dessus de laquelle se trouvent deux horizons distinctes de greigite et pyrite. Le modèle de diffusion des isotopes de soufre réalisé par les auteurs explique la formation de la pyrite 'lourde' du point de vue isotopique dans un sédiment ouvert à la diffusion, à partir de la sulfato-réduction influencé par le méthane combinée à la diffusion du H_2S vers le bas.

Le **front de sulfidation** duquel les auteurs parlent se situe à 2-4 mètres sous l'interface eau-sédiment et il est représenté par une bande noire distincte dans le sédiment de la pente continentale ou par des couches fines noires riches en sulfures de fer – dans le bassin profond (Volkov, 1961, 1984 cité par Jørgensen *et al.*, 2004 ; Berner, 1974).

Très intéressant aussi est le calcul des périodes de temps nécessaires pour la réponse de l'eau des pores aux changements environnementaux dans la Mer Noire. Les auteurs ont calculé que le SO_4^{2-} des pores se forme en environs 500 ans, le H_2S en 10 ans, tandis que le FeS de la bande noire a eu besoin d'environ 3000 ans pour se former.

6.5.2. Interprétation des résultats

La **figure 6.25** regroupe la susceptibilité magnétique des sédiments de toutes les carottes étudiées. L'analyse de cette figure nous montre certains caractères communs pour toutes les carottes, mais aussi des caractères différents selon la profondeur d'eau. Nous allons donc d'abord discuter les similitudes entre elles et ensuite, vu des différences lithologiques, des taux de sédimentation et d'autres paramètres, nous discuterons les carottes d'eau peu profonde (BLKS 98-04 et BLKS 98-06), les carottes situées sur la pente continentale (BLKS 98-09, BLKS 98-10, BLKS 98-11) et dans le bassin profond (BLKS 98-22).

Les variations de la susceptibilité magnétique sont représentatives des changements de la concentration et de la minéralogie magnétique, qui s'opèrent dans toutes les carottes étudiées et qui ont été enregistré par d'autres paramètres magnétiques également.

Les susceptibilités faibles dans les parties inférieures des carottes (à l'exception de la BLKS 98-04, qui est trop courte) sont dues à la concentration très faible de minéraux magnétiques. Ces minéraux magnétiques sont dilués dans la matrice paramagnétique, dont les composants n'ont pas été identifiés durant les expériences de la balance de Curie. Le minéral magnétique présent ici en si petite concentration est la magnétite. Sa taille relativement grande et variable d'après le diagramme Day (PSD)(**Fig.6.26**) suggère qu'elle est d'origine détritique.

Les parties caractérisées par des valeurs fortes mais changeantes de susceptibilité, sont marquées par la greigite, peut être aussi d'autres monosulfures de fer, dont la présence n'a pas été clairement démontrée. Cette greigite, habituellement de taille SD d'après le diagramme Day, est présente en concentrations variables, ce qui explique des fortes variations de la susceptibilité. Aussi, comme en témoignent les expériences à la balance de Curie, elle est souvent accompagnée de la pyrite, en concentrations variables également. Dans certaines carottes, dans les creux de susceptibilité magnétique (04 et 22), a été observée la magnétite, toujours en faible concentration.

Les susceptibilités faibles qui suivent en montant vers le haut des carottes, sont dues à la pyrite. Certains niveaux contiennent probablement aussi, des formes amorphes de sulfures de fer. Dans la partie inférieure du sapropèle des carottes qui le contiennent, la pyrite est « renforcée » par une très faible concentration en greigite, qui se manifeste par une légère augmentation de la susceptibilité magnétique.

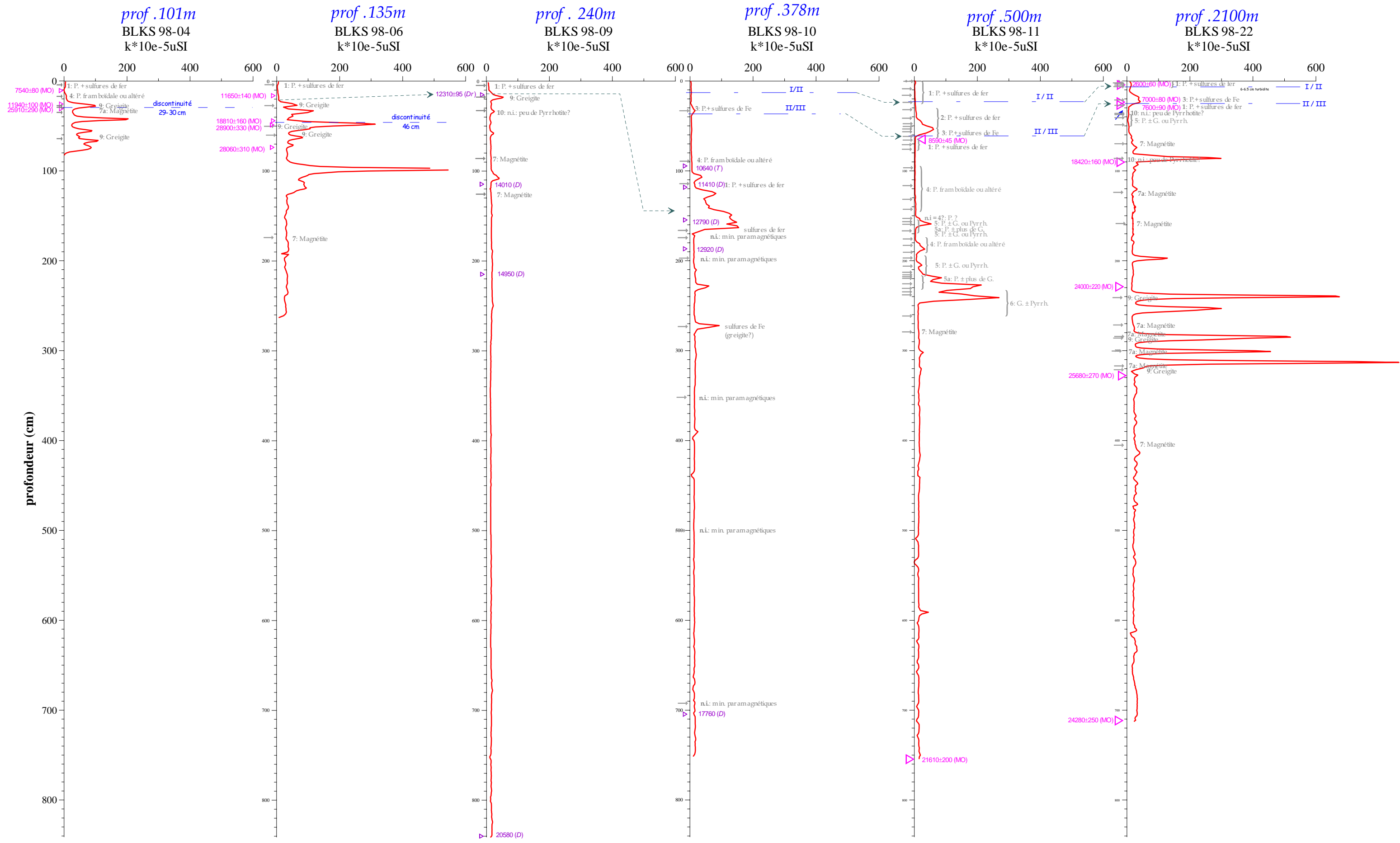


Fig.6.25 Courbes de la susceptibilité magnétique des carottes étudiées et leur minéralogie magnétique. Âges ¹⁴C conventionnels non-corrigés. Les âges des carottes BLKS 98-09 et BLKS 98-10 d'après Major *et al.*, 2002

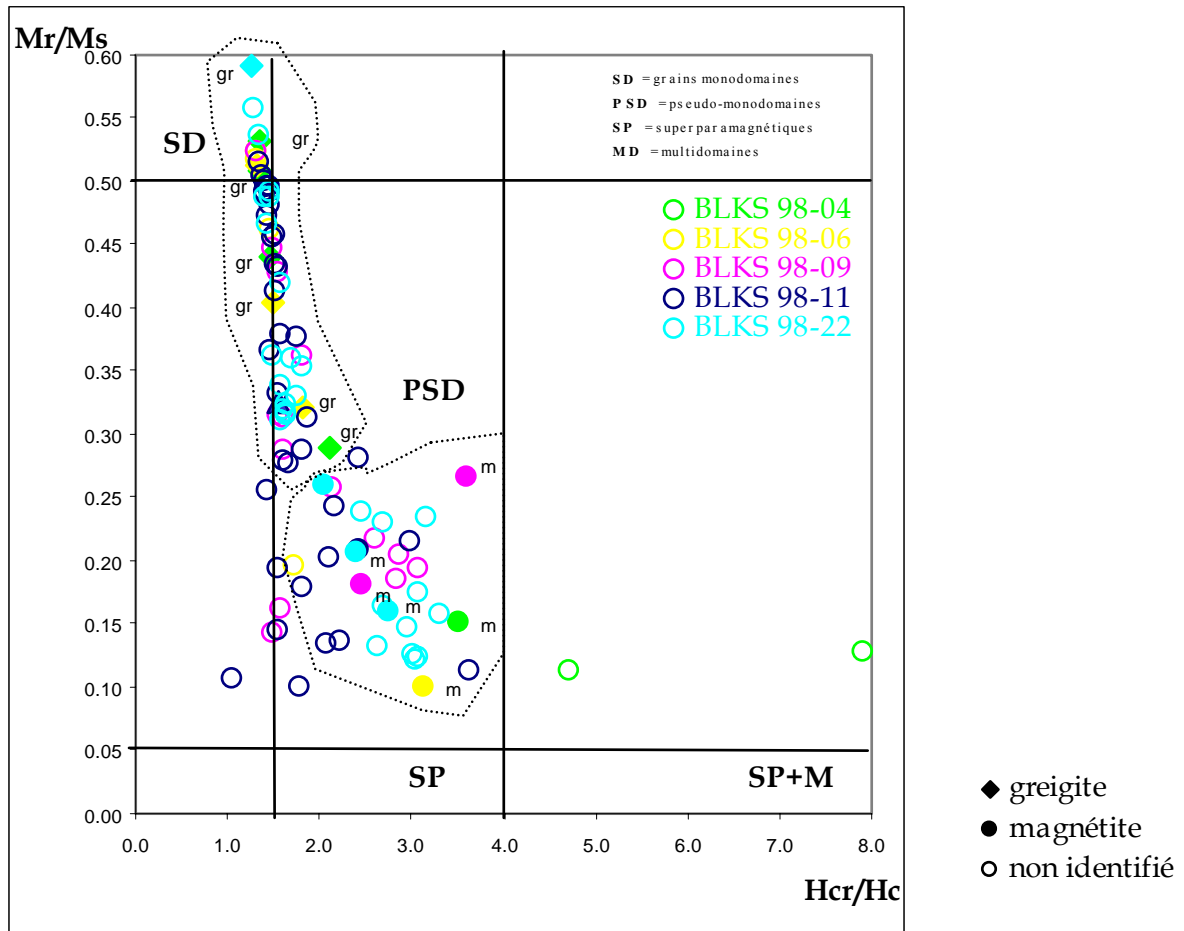


Fig.6.26 Rapport Hcr/Hc vs. Mr/Ms (diagramme de Day-Fuller-Schmidt) de tous les échantillons analysés dans les carottes BLKS 98-04, 06, 09, 11 et 22

On constate donc un changement majeur de minéralogie magnétique, qui reflète un changement majeur des conditions dans le sédiment et plus largement dans l'environnement du bassin de la mer Noire. Les parties inférieures des carottes sont marquées par les oxydes de fer, sûrement d'origine détritique. Les parties plus récentes sont marquées par les sulfures de fer, minéraux diagenétiques qui indiquent des milieux anaérobies. Les sulfures de fer oblitèrent le signal détritique partiellement, dans les zones où on observe encore dans les creux de susceptibilité magnétiques de faibles quantités de magnétite et totalement, lorsque la magnétite n'est plus visible. Dans ce cas la magnétite peut être « diluée » dans la grande quantité de greigite dont le signal magnétique domine, elle peut aussi être dissoute, ainsi le fer est « récupéré » pour former des monosulfures de fer ou/et la pyrite.

Carottes d'eau peu profonde

Les deux carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 sont prélevées sur la plate-forme continentale, à des profondeurs des eaux de 101 et 135 m respectivement. Ces

colonnes sédimentaires enregistrent dans leur lithologie les dernières variations de niveaux de la Mer Noire entre autres, par la présence des discontinuités de sédimentation. Ces discontinuités, mises en évidence par les datations ^{14}C dans les carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06, sont visibles aussi à l'œil, par un changement drastique de lithologie (**Figure 6.27** et **Annexe 1**).

Afin de pouvoir comparer les deux carottes BLKS 98-04 et BLKS 98-06, nous avons représenté uniquement les derniers 80 cm de la deuxième. Remarquons tout d'abord que, le long de deux carottes, les courbes de la susceptibilité magnétique et d'ARA présentent deux types de comportements :

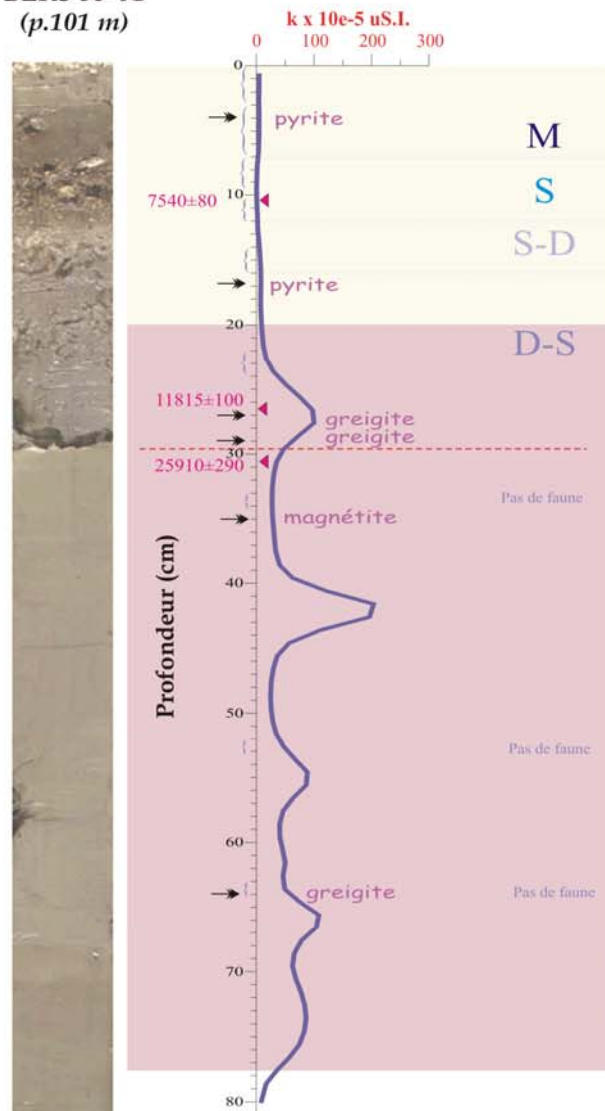
- d'en bas jusqu'à environ 20 cm de profondeur dans les carottes (en rose sur la **figure 6.27**), des valeurs fortes avec des pics importants. Comme nous avons montré auparavant, la greigite est le minéral dominant dans les sédiments qui présentent des pics de susceptibilité magnétique, tandis que dans les creux se trouve de la magnétite; nous allons nommer cette zone selon sa minéralogie magnétique « la zone greigite-magnétite » ;
- les derniers 20 cm des deux carottes sont caractérisés par la présence de la pyrite, le minéral non-magnétique identifié par DRX; nous allons appeler cet intervalle « la zone à pyrite ». L'âge de début de cette zone se trouve autour de 10000 ans BP dans la carotte 4, et autour de 12900 ans dans la carotte 6.

Une observation importante est que la zone greigite-magnétite s'étend de part et d'autre des discontinuités présentes dans nos carottes. Ce fait suggère une formation post-sédimentaire de greigite par la diagenèse précoce **après** le dépôt des sédiments sur la discontinuité et non pas sa formation dans la colonne d'eau ou sur la surface de sédiment, ce qui impliquerait la colonne d'eau anoxique de moins en partie. La petite taille des grains de greigite présents dans le sédiment est un autre argument pour son origine diagenétique.

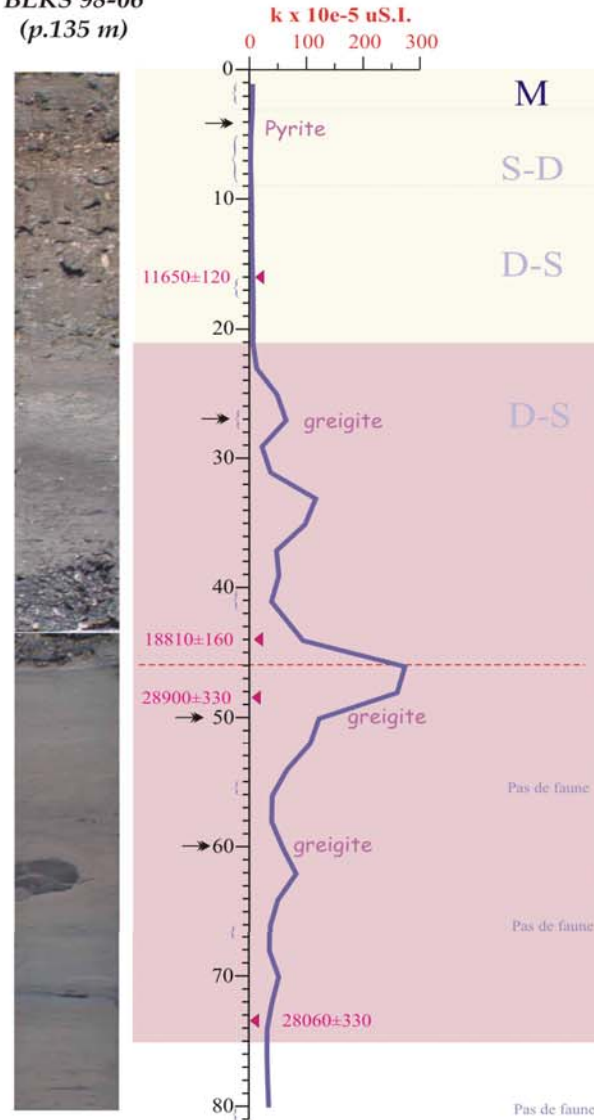
Les déterminations de la faune de ces deux carottes (**Annexe 4**) ont mis en évidence:

- i) la prédominance des espèces d'eau saumâtre ou saumâtre à douce dans les niveaux situés au-dessus de la discontinuité et un changement graduel des espèces vers le sommet de la carotte, ou les espèces marines apparaissent ;

BLKS 98-04
(p.101 m)



BLKS 98-06
(p.135 m)



Légende:
 ◀ 28900±330 Âges ¹⁴C conventionnels, non-corrigés (ans BP)
 - - - - - Discontinuité
 → Intervalles analysés pour la minéralogie magnétique
 { Intervalles analysés pour la faune

Fig.6.27 Comparaison des propriétés magnétiques des carottes d'eau peu profonde BLKS 98-04 et BLKS 98-06; sur le graphe est marqué le type de faune dominante pour certains intervalles: M = marine; S-D = saumâtre - douce; D - S = douce - saumâtre; en jaune - la zone de pyrite, en rose - la zone avec de la greigite + magnétite

- ii) l'absence de la faune dans les niveaux analysés en bas de la discontinuité, à l'exception de quelques débris non identifiables et très rares. Ceci reflète sûrement un environnement qui n'était pas propice à la vie, et pourrait suggérer par exemple une colonne d'eau anoxique.

En regroupant les informations sur la faune avec les données magnétiques et les datations, nous pouvons dire que dans la zone de sédiment caractérisée par la présence des sulfures de fer :

- **les sédiments situés en bas des discontinuités :**
 - i. se seraient déposés sous une *colonne d'eau anoxique*, ou pauvre en oxygène, fait suggéré par l'absence quasi-totale de la faune ; en conséquence, il y aurait de l'anoxie dans le sédiment aussi, ce qui permettrait la formation de la greigite. Pour fabriquer les monosulfures de fer qui persistent (ne se transforment pas en pyrite) il faudrait, en plus de milieu anaérobie, la matière organique (à dégrader par les bactéries) ou le méthane (à oxyder dans le milieu anoxique) et la source de soufre, assez limitée (pour garder la greigite). La source de soufre peut être la matière organique riche en soufre, ou les ions SO_4^{-2} , habituellement présents dans l'eau saumâtre et marine. Ainsi la présence des monosulfures de fer suggérerait la connexion de la Méditerranée à la Mer Noire, ce qui implique le niveau d'Océan mondial suffisamment haut pour que le Bosphore soit sous l'eau à l'âge des sédiments de nos carottes (28-25 kans B.P. et avant environ 20-19 kans B.P., l'âge des sédiments au dessus de la discontinuité dans la carotte BLKS 98-06). On peut aussi en déduire la non connexion (le niveau de l'Océan mondial bas) et le niveau de « lac Noire » très bas ce qui augmenterait la concentration des ions présents dans l'eau.
 - ii. se seraient déposés *dans un milieu aérobie* malgré le déficit de faune, et ensuite transformés à cause du changement (plus ou moins rapide) en conditions anoxiques, favorables à l'authigenèse de la greigite dans le sédiment. Le fait que la zone avec la greigite s'étend de part et d'autre des discontinuités suggère une formation post-sédimentaire de greigite par la diagenèse précoce **après** le dépôt des

sédiments sur la discontinuité (20-19 kans B.P. pour la carotte BLKS 98-06 et environ 12 kans B.P pour BLKS 98-04). Cependant il est possible aussi, que l'âge de la diagenèse soit antérieur à l'âge des sédiments déposés sur les discontinuités, et serait ainsi antérieur à l'âge des sédiments se trouvant sur la discontinuité. Aussi, comme dans le premier cas, cela nécessite l'apport de soufre.

- **les sédiments présents au dessus des discontinuités** sont déposés sous une *colonne d'eau oxygène et douce ou saumâtre*, fait indiqué par la présence de la faune d'eau douce à saumâtre dans les niveaux près des discontinuités. La présence de la greigite indique l'anoxie dans les sédiments et, probablement, une insuffisance de sulfates dans les eaux interstitielles, qui a empêché la transformation totale des monosulfures de fer en pyrite. Cette insuffisance des sulfates peut être attribuée à une faible salinité des eaux du bassin qui sont à l'origine des eaux interstitielles considérés. L'âge de cette diagenèse précoce est ainsi postérieur à l'âge du sédiment;
- **dans les niveaux plus jeunes des carottes**, correspondants à la zone à pyrite, le sédiment reste anoxique, mais la quantité des sulfates dans les eaux interstitielles augmente, ce qui favorise la formation de la pyrite. Cette augmentation de la quantité des sulfates dans les eaux interstitielles peut être attribuée à l'augmentation de la salinité des eaux du bassin, jusqu'aux valeurs actuelles. Le changement de la faune des espèces d'eau douce et saumâtre jusqu'à des espèces marines, peut-être un argument pour le changement graduel de la salinité des eaux du bassin.

Les sédiments les plus vieux, en bas des sulfures de fer, observés dans la carotte BLKS 9806 et caractérisés par l'absence de la faune et par la présence des minéraux paramagnétiques accompagnés de faibles quantités de magnétite d'origine probablement détritique, sont suggestifs des conditions oxygènes de diagenèse précoce.

Carottes d'eau profonde

Il s'agit des carottes qui contiennent la succession sédimentaire spécifique pour les eaux profondes de la Mer Noire, définie par Hay *et al.* (1991): l'unité III - vase lacustre - en base, l'unité II - varves à sapropèle et ensuite l'unité I - varves aux coccolites. La description détaillée de ces trois unités est faite dans le **chapitre**

2.2. Dans ce cas se trouvent les carottes BLKS 98-09 à une profondeur de l'eau de 240 m, BLKS 98-10 à 378 m, BLKS 98-11 à 500 m et BLKS 98-22 à 2100 m.

La carotte BLKS 98-09 ne contient pas de succession complète de sédiments. Les deux unités Holocènes (le sapropèle et l'unité à coccolites) ont été récupérées uniquement dans le pilote (BLCP 98-09), tandis qu'une datation ^{14}C à 15 cm dans la carotte (BLKS 98-09) révèle un âge de 12310 ± 95 ans BP (Major *et al.*, 2002). Ceci prouve l'absence d'une partie de sédiment au sommet de la carotte. Comme elle se trouve sur la pente continentale, il est possible que les écoulements de vase soient responsables pour cette lacune de sédimentation entre les unités holocènes et le sédiment de 12310 ans. Aussi, il est probable que le sommet des sédiments n'a pas été prélevé pendant le carottage.

Pour cette raison, nous allons comparer uniquement les carottes BLKS 98-10, 11 et 22, et nous allons 'remplacer' la carotte BLKS 98-09 par la carotte MD04-2754 de la mission ASSEMBLAGE. Cette carotte, prélevée à 453 m profondeur de l'eau dans une zone avec des taux de sédimentation très élevés au Nord-Ouest du Bosphore, a l'avantage d'une séquence sédimentaire complète et très épaisse. Elle a été étudiée du point de vue des paramètres magnétiques, par Alina Tudryn-Jelinowska.

La **figure 6.28** présente une comparaison des quatre carottes d'eau profonde : BLKS 98-10, 11, 22 et MD04-2754. A part les courbes de susceptibilité magnétique et les zones de minéralogie magnétique sont représentés les courbes de carbonates, les âges ^{14}C et la photo de chaque colonne lithologique. Les carbonates servent à calibrer nos échelles de temps, comme on l'a démontré auparavant, dans le chapitre 3. Aussi nous pourrions établir les relations entre différentes zones de minéralogie magnétique et la teneur en carbonates en fonction des âges des sédiments.

Après avoir marqué les zones de minéralogie magnétique sur la figure, plusieurs caractéristiques communes des carottes ont été mises en évidence, du sommet vers le bas :

- l'unité I et le sommet de l'unité II sont caractérisés par la présence la zone à pyrite (marqué en jaune clair), avec des valeurs faibles de la susceptibilité magnétique ;
- la partie inférieure de l'unité II à sapropèle est marquée par une augmentation de la susceptibilité magnétique et par la présence dans le sédiment de la greigite (zone marqué en rose sur le graphe);

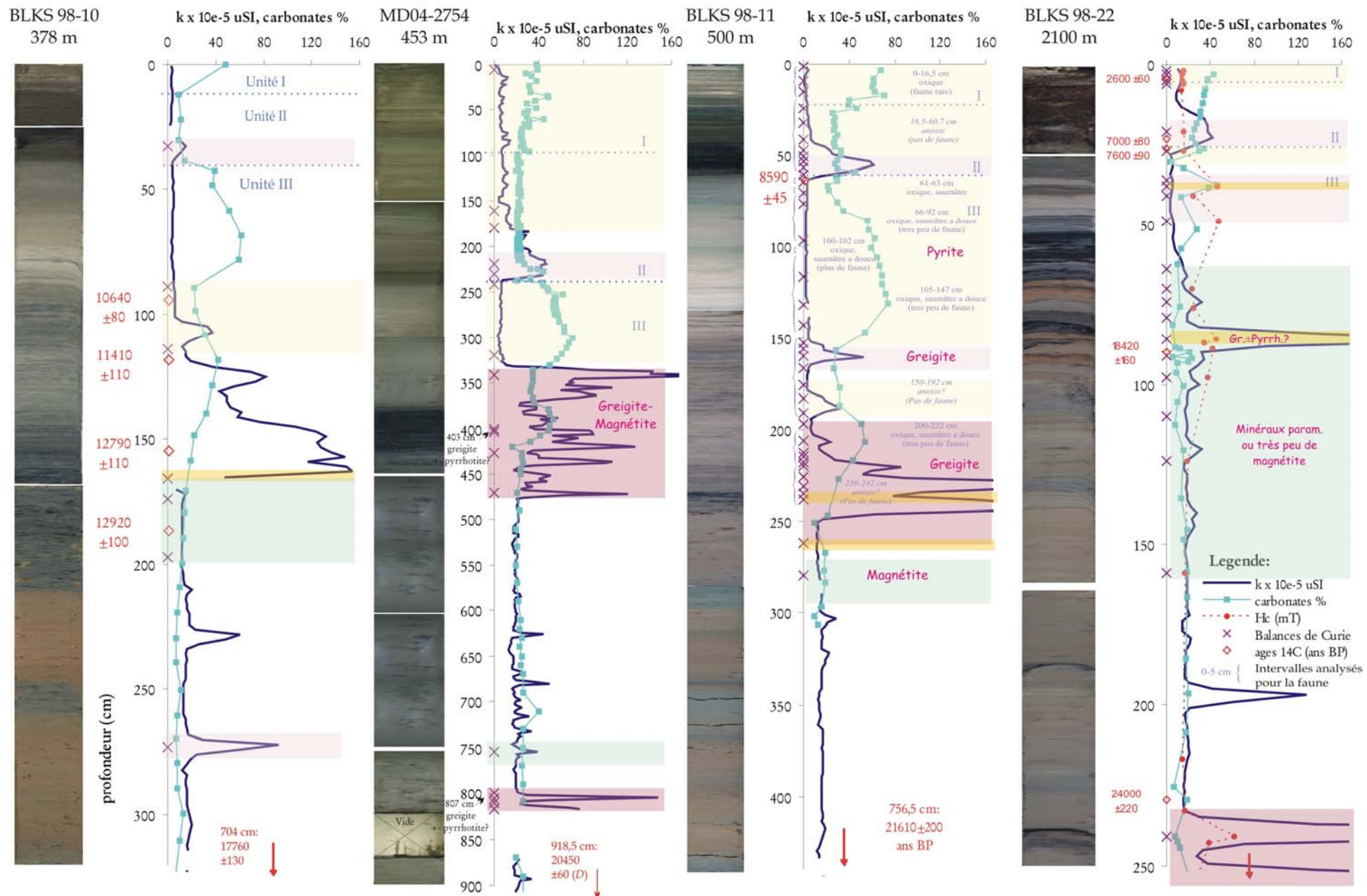


Fig.6.28 Comparaison des propriétés magnétiques des carottes d'eau profonde BLKS 98-10, MD04-2754, BLKS 98-11 et BLKS 98-22

ce fait nous a aidé aussi à préciser la limite entre les unités III et II pour la carotte BLKS 98-10 (à 40-42,5 cm), limite qui n'était pas claire pendant l'étude de la lithologie ;

- la partie supérieure de l'unité III lacustre, correspondante au pic des carbonates C1, est caractérisée par des valeurs faibles de la κ dû à la présence de la pyrite dans le sédiment ;
- vers le bas de carottes BLKS 98-10, MD04-2754 et BLKS 98-11 est visible une zone de fortes valeurs des paramètres magnétiques, représentés sur ce graphe par une zone de forts pics de la susceptibilité magnétique κ (marqué en rose foncé), superposés plus au moins au pic C2 de carbonates. Cette zone est caractérisée, du point de vue magnétique, par des fortes concentrations de minéraux magnétiques tels que la greigite et parfois aussi par de très faibles concentrations de magnétite (observées dans des creux de susceptibilité). Cette zone n'est pas évidente dans la carotte BLKS 98-22, probablement à cause de ses faibles taux de sédimentation qui ne permettent pas l'observation ou dû à la présence des turbidites dans celle-ci ;
- encore plus bas dans les carottes, il y a une zone de susceptibilités magnétiques assez constantes, contenant des minéraux paramagnétiques, non identifiés, mais aussi des faibles quantités de magnétite. Cette zone se caractérise par des valeurs de κ plus élevées que celles dans les zones à pyrite. Sur le graphe, cette zone est marquée en bleu.

Pour la carotte BLKS 98-11, des déterminations de faune, particulièrement des ostracodes, ont été effectués par Priscila Opreanu à *GEOECOMAR* – Constanta (**Annexe 4**). Sur la **figure 6.28** nous avons marqué les niveaux analysés et le type de milieu déduit de la présence ou de l'absence de la faune. Par exemple, pour les intervalles sans faune, nous pourrions déduire que la colonne d'eau était probablement anoxique, tandis que les intervalles où les ostracodes dominants sont les *Candonides* ± *Loxoconcha* sp. sont probablement caractérisés par une colonne d'eau oxygène et saumâtre à douce.

Suite aux déterminations de faune dans la carotte BLKS 98-11, nous pouvons observer que les niveaux à greigite correspondent bien aux niveaux sans faune, quand la colonne d'eau était très probablement anoxique. C'est le cas de greigite dans le sapropèle (16,5-61 cm), sapropèle qui est justement attribué à la colonne d'eau anoxique. Les intervalles 150-192 cm et 230-242 cm riches en greigite, se trouvent également dépourvus de faune. Ceci pourrait suggérer que la formation de ces grandes quantités de greigite a eu lieu dans le sédiment sous la colonne d'eau anoxique

également, et même peut être dans cette colonne d'eau. Des intervalles sans faune et avec des quantités élevées de greigite ont été observés aussi dans les parties basses des carottes peu profondes BLKS 98-04 et 06. Cependant la zone à greigite entre 190 et 250 cm de la carotte BLKS 98-11, contient quelques niveaux avec des ostracodes (200-220 cm), qui témoignent de la présence d'oxygène au moins sur le sommet des sédiments à ces endroits. Ainsi cette zone à greigite pourrait être à la limite des milieux aérobie/anaérobie. Dans les carottes moins profondes, la faune, même en quantités faibles, trouvée dans les niveaux autres que le sapropèle mais riches en greigite (mollusques dans BLKS 98-09 et BLKS 98-10, voir les descriptions lithologiques, et ostracodes dans MD04-2754 - Ian Boomer, communication personnelle), indique la colonne d'eau et le sommet des sédiments oxiques. Ainsi l'authigenèse de greigite dans ces carottes se passerait plutôt **dans** le sédiment, donc **après** son dépôt. La zone à pyrite, qui se trouve entre la greigite en bas et la greigite du sapropèle dans les carottes BLKS 98-11 et MD04-2754, contient la faune, témoignant aussi du caractère aérobie du fond marin à l'âge et profondeurs considérées.

Discussion

En regroupant les informations sur la faune avec les données magnétiques, carbonates et les datations des carottes se trouvant sur la pente continentale (**Fig.6.28**), nous pouvons dire que:

La partie inférieure de l'unité III - en dessous des sulfures de fer - est caractérisée par la faible présence de magnétite, probablement d'origine détritique. Ceci suggère des conditions oxiques et de l'eau douce dans le bassin.

La partie supérieure de l'unité III ainsi que la suite jusqu'au sommet des sédiments est caractérisée par la présence des sulfures de fer, qui témoignent des processus de sulfato-réduction :

a) La partie supérieure de l'unité III : greigite et pyrite jusqu'au début du sapropèle - est caractérisé par les conditions aérobie du sommet des sédiments (à l'exception peut être de la zone à greigite de la carotte BLKS 98-11). Ceci implique l'authigenèse post-dépositionnaire de ces sulfures.

La sulfidisation a pu avoir lieu par la sulfatoréduction bactérienne ou par l'oxydation de méthane ; dans les deux cas le milieu sédimentaire (les eaux interstitielles) devait avoir les ions SO_4^{-2} « à la disposition ».

L'apparition de grandes quantités de greigite dans toutes les carottes à peu près au même moment, indépendamment de sa position « métrique » sur ces carottes (qui

traduit des différences dans le taux de déposition) ainsi qu'une corrélation du remplacement de la greigite par la pyrite avec le maximum de la teneur en carbonates (Fig.6.28) avant le sapropèle, témoignent d'un processus qui ne se fait pas au hasard des phénomènes post-dépositionnaires. Ces phénomènes incluent la mise en anoxie des sédiments et l'arrivée des sulfates dans les eaux interstitielles aussi bien durant la diagenèse précoce dans la zone sulfatoréductrice bactérienne que durant oxydation anaérobie du méthane. Le timing de l'authigénèse de greigite et de pyrite de l'unité III, en corrélation étroite avec les carbonates, montre un changement radical dans **tout** le milieu. Ce changement consiste sûrement, entre autres, en l'augmentation de la salinité des eaux du bassin.

Les niveaux de greigite dans les carottes de la pente continentale peuvent être corrélés entre eux dans différents endroits du bassin.

b) A partir du sapropèle et jusqu'à l'actuel, l'authigénèse des sulfures de fer a lieu dans un milieu, où même la colonne d'eau est en grande partie anoxique.

La partie inférieure de l'unité II – base du sapropèle, est caractérisée par des faibles quantités de greigite. Cette greigite peut être corrélée entre différentes carottes du bassin.

La partie supérieure de l'unité II et l'unité I sont caractérisées par la présence de pyrite, formée en général dans un milieu anaérobie sulfatoréducteur du sédiment et même d'une partie de la colonne d'eau.

6.6. Conclusion

La **figure 6.29** représente la susceptibilité magnétique et la teneur en carbonates de toutes les six carottes BLKS et de la carotte MD04-2754, en fonction du temps. Les courbes ne sont pas complètes du au fait que nous n'avons pas des dates ^{14}C pour les bases des carottes BLKS 98-04 et 06 et parce que la carotte BLKS 98-09 n'est pas complète du point de vue lithologique.

Une première observation est qu'une certaine similarité s'observe entre les carottes de profondeur semblable, notamment entre les carottes de plateforme continentale (BLKS 98-04 avec BLKS 98-06) et entre les carottes de pente (BLKS 98-09, BLKS 98-10 et BLKS 98-11). La carotte profonde BLKS 98-22 présente des similarités avec les carottes de pente continentale, surtout dans la partie supérieure, contenant les unités I et II, ensuite sa signature est plus complexe.

Sur les carottes de pente continentale (BLKS 9809, 10, 11, MD 2754) nous pouvons constater une relation entre les courbes de teneur en carbonates et de susceptibilité magnétique.

Pour les carottes d'eau peu profonde BLKS 98-04 et BLKS 98-06, et après la discontinuité, s'observe un décalage entre les pics de susceptibilité dus à la greigite. Sachant que cette greigite est post sédimentaire, nous pouvons conclure que son âge est postérieur à l'âge du sédiment qui la contient. Ainsi, ce processus a pu commencer plus ou moins rapidement après le dépôt, mais il a été présent après environ 12 kans BP (âge non corrigé dans la carotte BLKS 98-04).

Considérants les résultats en fonction d'âge nous pouvons mettre en évidence les périodes suivantes:

28-25-24 kans B.P. : La corrélation entre la présence des quantités élevés de greigite dans les sédiments et le déficit (?) de la faune observée dans les carottes BLKS 98-04, 06 et 22, peut indiquer l'existence des 'épisodes' anoxiques pendant la déposition de l'unité III autours 28000-25000-24000 ans BP. La greigite des niveaux de cet age de nos carottes est formée très probablement dans des conditions de salinité basse des eaux du bassin. L'insuffisance du soufre élémentaire pendant la diagenèse précoce, peut être due a l'épuisement du H_2S dans les eaux interstitielles à cause des hauts taux de sédimentation combinés à une faible concentration de SO_4^{2-} dans les eaux (Volkov, 1954 cité par Berner, 1970a, Berner, 1974).

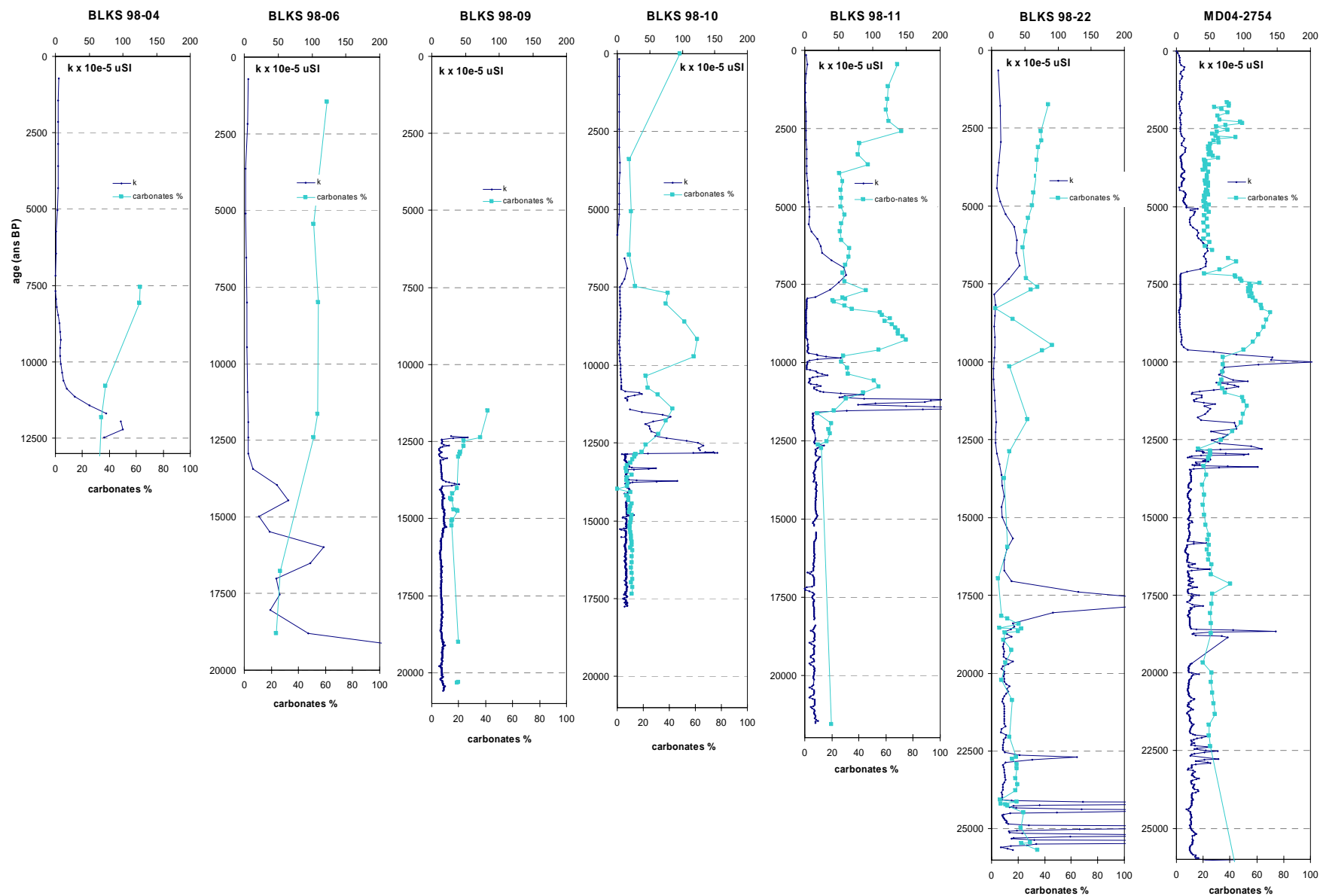


Fig.6.29 Représentation de la susceptibilité magnétique et des carbonates en fonction du temps pour les carottes BLKS et pour la carotte MD04-2754. Les âges utilisées pour la construction des échelles de temps des carottes BLKS 98-09 et BLKS 98-10 sont ceux de Major et al., 2002 et celle de MD04-2754 est selon Guichard (données ASSEMBLAGE non-publiées)

17.5-12.8 kans B.P.: les carottes BLKS 98-09, 10, 11, MD04-2754 se caractérisent dans cet intervalle par les minéraux paramagnétiques avec une faible présence de magnétite, le taux de carbonates faible et constant. Ceci suggère des conditions aérobies, de l'eau douce et faible productivité dans le bassin.

12.8-7.5 kans B.P.: les carottes BLKS 98-04, 10, 11, MD04-2754 se caractérisent par la présence de greigite entre 12.8-10.5 kans B.P. dans le sédiment, qui ensuite est remplacée par la pyrite. La greigite, qui apparaît à peu près au même moment que le taux des carbonates augmente (productivité augmente) et indique un changement du milieu avec l'arrivée des sulfates, est post-dépositionnaire. Son âge est donc postérieur au sédiment et dépend de la rapidité de la mise en anoxie de ses sédiments et de l'arrivée des sulfates. Il est possible, que la ligne d'anoxie se trouvait à cette époque autour de profondeur à laquelle était la carotte BLKS 98-11. Autours de 10.5 kans B.P., greigite disparaît au profit de la pyrite et la diminution de la teneur en carbonates est enregistrée. Ensuite entre 10.5 et 7.5 kans B.P. la pyrite persiste dans le sédiment dont le sommet est oxygène et le taux des carbonates est élevé. La simultanéité des apparitions de greigite et de pyrite autour de 12.8 et 10.5 kans B.P. dans les carottes, bien en rapport avec des carbonates, suggère que ceci n'est pas dû au hasard des processus post-dépositionnaires. Ainsi le changement d'un bassin d'eau douce à un bassin avec la salinité plus grande a sûrement dû s'opérer après 12.8 kans B.P.. Ceci reste en accord avec la description des ostracodes dans la carotte BLKS 98-11, où les espèces saumâtres sont enregistrés autour de 10.6-10.7 ans B.P.. Dans la carotte MD04-2754, Jan Boomer interprète l'augmentation du rapport Sr/Ca autour de 12.8 kans B.P. dans des coquilles des ostracodes comme le signal d'augmentation de salinité des eaux (Boomer et Guichard, 2005, présentation à Hamburg). Enfin, Neretin *et al.* (2004) proposent le début de sulfidation autour de 11.6 et 6.36 kans B.P..

A partir de 7.5 kans B.P. le sapropèle marque la connexion avec la Méditerranée et le milieu saumâtre, avec les eaux stratifiées telles que nous connaissons aujourd'hui s'installe.

La formation et la conservation de la greigite dans la moitié inférieure de l'unité à sapropèle, n'est probablement pas influencé par les quantités faibles de SO_4^{2-} de l'eau de fond, car l'eau du bassin devenait de plus en plus salée, mais plutôt par les taux de sédimentation élevés, par la quantité importante de la matière organique et peut être aussi, par la formation de la greigite dans la colonne d'eau anoxique. Cutter et Kluckhohn, 1999, montrent que la greigite se forme par la précipitation dans la colonne d'eau anoxique actuelle de la Mer Noire, avec un pic de production à environ 70 m sous l'interface oxygène/anoxique.

Bref, i) grâce à l'augmentation légère de susceptibilité magnétique en base du sapropèle, les corrélations entre les carottes peuvent être effectuées.

ii) le changement simultanée de greigite en pyrite, parallèlement avec l'augmentation de la teneur en carbonates autour de 10.5 kans, permet une corrélation entre différentes carottes de pente continentale.

Tableau 6.3 Paramètres d'hystérésis des carottes : a) BLKS 98-04 et b) BLKS 98-06 (modifié d'après F. André, 1999)

a. Paramètres d'hystérésis de la carotte BLKS 98-04

Prof (cm)	masse (mg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc	Mrs/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	Ms/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	S.C./masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$)	Identification, autres analyses et observations	Comportement (BC)
4	8.71	12.9	60.8	0.1125	4.713	0.09	0.8	44.89	Pyrite (BC)	(1)
17	16.43	7.08	56.1	0.127209	7.924	0.72	5.66	25.38	Pyrite (RX)	(4)
23	9.16	55.8	74.8	0.532087	1.341	8.54	16.05	29.26	Greigite	
27	3.88	52.4	71.2	0.510565	1.359	14.74	28.87	36.02	Greigite (BC)	(9)
29	5.27	49.9	73.3	0.441085	1.469	5.69	12.9	48.77	Greigite (BC)	(9)
35	8.1	15.1	53.2	0.150966	3.523	1.25	8.28	62.35	Magnetite (BC)	(7a)
64	9.9	32.7	69	0.288776	2.110	5.66	19.6	57.78	Greigite (BC, RX)	(9)

b. Paramètres d'hystérésis de la carotte BLKS 98-06

Prof. (cm)	masse (mg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc	Mrs/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	Ms/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	S.C./masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$)	Identification, autres analyses et observations	Comportement (BC)
4	3.98	17.7	30.7	0.195	1.73	0.237	1.214	14	Pyrite (RX)	(1)
27	13.46	34.1	50.3	0.404	1.48	138.930	343.982	33	Greigite (BC, RX)	(9)
40	7.69	33.8	49.3	0.462	1.46	26.918	58.257	2		
50	9.49	49.8	66	0.523	1.33	74.921	143.309	57	Greigite (BC)	(9)
60	9.71	35.5	65.1	0.322	1.83	6.365	19.773	47	Greigite ? (BC)	(9)
91	11.59	47.8	63.3	0.517	1.32	23.986	46.419	57		
110	6.9	50	66.4	0.513	1.33	69.275	134.928	35		
174	7.18	11.2	35.1	0.099	3.13	1.269	12.869	58	Magnétite (BC)	(7)

Tableau 6.4 Paramètres d'hystérésis des carottes de pente continentale et d'eau profonde: a) BLKS 98-09 ; b) BLKS 98-11 et c) BLKS 98-22**a. Paramètres d'hystérésis de la carotte BLKS 98-09** (modifié d'après F. André, 1999)

Prof. (cm)	masse (mg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc	Mrs/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	Ms/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	S.C./masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$)	densité (g/cm^3)	$\chi \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$	Mrs/ χ	Identification, autres analyses et observations	Comportement (BC)
5	4.41	14.4	22.8	0.162	1.58	0.25	1.52	31.97	1,3	555,933	0,001983	Py. ou Sid. (BC)	(1)
9	4.27	11.8	17.6	0.142	1.49	0.07	0.46	8.38	1,3	580,8248	0,000515		
13	5.94	17.7	28.7	0.313	1.62	0.54	1.73	31.31					
18	3.39	51.2	67.9	0.524	1.33	2112.09	4041.3	359.88	1,3509	3882,931	1,843964	Greigite (BC)	(9)
24	9.41	13.5	21.6	0.287	1.6	1.67	5.81	44.31	1,54	932,954	0,016844		
33	7.12	53.3	79.2	0.447	1.49	11.88	26.54	56.88	1,67	1357,986	0,062288	Pyrrhotite \pm Greigite (BC)	(10)
40	2.26	12.7	19.7	0.314	1.55	3.16	10.04	-10.58	1,67	666,4796	0,010715		
49	9.19	53	81.9	0.427	1.55	3.1	7.26	55.82	1,67	668,6729	0,042605		
49.1	7.17	43.6	79	0.361	1.81	2.02	5.61	55.02		668,6729	0,02166		
65	2.89	22.3	58.1	0.218	2.61	1.23	5.64	54.33	1,67	742,138	0,00479		
65.1	7.74	21.6	62.1	0.204	2.88	1.17	5.72	67.18		742,138	0,012202		
86	2.4	26.5	95.1	0.265	3.59	1.35	5.13	65	1,72	884,719	0,003662	Magnetite (BC)	(7)
86.1	7.62	28.5	87.9	0.193	3.08	1.33	6.85	81.23		884,719	0,011455	Grain rouge du niveau 86 cm	
108	7.91	28.3	60.8	0.257	2.15	1.86	7.23	57.02	1,72	2361,456	0,00623		
126	4.85	18.2	45	0.18	2.47	0.96	5.34	56.08	1,72	847,5399	0,005494	Magnétite (BC)	(7)
136	4.39	19.3	54.6	0.186	2.83	1.04	5.6	57.18	1,72	925,2607	0,004934		

b. Paramètres d'hystérésis de la carotte BLKS 98-11

Prof. (cm)	Masse (mg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc	Mrs/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	Ms/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	S.C. / masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$)	Identification, autres analyses et observations	Type de comportement thermomagnétique
1	6.56	10.8	24	0.135107	2.222	2.012	14.893	-22.256	(BC)	(1)
9	8.15	14	21.8	0.324607	1.557	2.282	7.031	-24.540	Pyrite (RX, BC)	(1)
15	3.13	4.76	10	0.855509	2.101	0.263	0.307	-5.399	(BC)	(1)
24	4.52	15.7	24.4	0.193305	1.554	0.198	1.024	-32.080	(BC)	(1)
32	8.87	12.9	21.5	0.276923	1.667	1.421	5.130	-40.812	Pyrite (BC)	(2)
41	11.06	11.9	18.5	0.144008	1.555	0.129	0.898	-39.873	(BC)	(2)
47	5.45	10.4	18.6	0.100639	1.788	0.145	1.437	-25.138	(BC)	(2)
51	2.97	12.7	18.3	0.256	1.441	1.293	5.051	-7.508	(BC)	(2)
53	7.09	12.7	20.6	0.277663	1.622	1.140	4.104	-15.656	(BC)	(3)
56	3.27	8.19	24.4	0.21544	2.979	0.367	1.703	-13.731	Pyrite \pm Greig. (RX, BC)	(3)
60	5.4	14.8	23.2	0.332661	1.568	30.556	91.852	-27.778	Grain noir (BC)	(3)
60		12.1	25.6	0.20255	2.116				Grain clair	
64	4.98	13.5	14.2	0.105945	1.052	0.200	1.892	-36.948	(BC)	(1)
70	2.48	6.08	22.1	0.112329	3.635	0.165	1.472	-27.500	(BC)	(1)
76		15	31.3	0.134734	2.087				(BC)	(1)
96	8.02	13.9	25.3	0.177856	1.820	0.188	1.059	-19.825	(BC)	(4)
116	9.64	21.2	31.1	0.365025	1.467	0.223	0.611	-15.975	Pyrite ? (RX, BC)	(4)
131	11.48	17.3	32.4	0.312689	1.873	0.180	0.577	-14.373	(BC)	(4)
142	14.89	36.2	63.6	0.37582	1.757	0.616	1.639	-29.550	(BC)	(4)
152	9.71	28.2	51.6	0.286957	1.830	0.408	1.421	-37.796	(BC)	(5 ?)
155	7.74	41.7	65.6	0.37963	1.573	0.795	2.093	-33.850	(BC)	(5)
159	13.96	45.8	67.7	0.491597	1.478	4.191	8.524	-37.822	(BC)	(5a)
166	20.17	38.7	59.7	0.432609	1.543	2.960	6.842	-35.449	(BC)	(5)
175	9.86	23.9	58.1	0.280672	2.431	0.339	1.207	-34.178	(BC)	(4)
183	8.83	41.8	63.2	0.458188	1.512	2.978	6.501	-30.578	(BC)	(4)
190	11.27	48.5	71.1	0.480349	1.466	3.904	8.128	-33.540	(BC)	(4)
196	9.18	55.7	80.9	0.496274	1.452	3.627	7.309	-29.521	(BC)	(5)
205	11.63	51.5	72.7	0.489231	1.412	4.101	8.383	-34.480	(BC)	(5)
212	15.74	40.5	56.5	0.499083	1.395	34.562	69.250	-42.757	(BC)	(5)
214.5	13.06	45.9	65.4	0.495614	1.425	8.652	17.458	-41.271	(BC)	(5)
217	11.96	37.3	55.6	0.455026	1.491	28.763	63.211	-45.234	(BC)	(5a)
219.5	26.2	46.3	64	0.50367	1.382	20.954	41.603	-49.618	(BC)	(5a)
225	9.9	36.8	56.1	0.433234	1.524	29.495	68.081	-55.253	(BC)	(5a)
225.1	9.6	32.9	50.3	0.413821	1.529	530.208	1281.250	-126.042	(BC) grain aimanté	(5a)
230	24.75	41.4	58.5	0.491315	1.413	80.000	162.828	-70.303	(BC)	(5a)
234	18.65	51.4	69.5	0.51476	1.352	14.960	29.062	-66.488	(BC)	(6)
238	12.4	43.8	62.7	0.472	1.432	9.516	20.161	-70.081	(BC)	(6)
261	23.19	23.3	50.3	0.242529	2.159	1.820	7.503	-71.151	(BC)	(6)
279	16.91	19.2	46.9	0.209091	2.443	1.496	7.156	-73.329	(BC)	(7)

c. Paramètres d'hystérésis de la carotte BLKS 98-22 (modifié d'après Fabien André, 1999)

Prof. (cm)	masse (mg)	Hc (mT)	Hcr (mT)	Mr/Ms	Hcr/Hc	Mrs/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	Ms/masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1}$)	S.C./masse ($\mu\text{A m}^2 \text{mg}^{-1} \text{T}^{-1}$)	Identification, autres analyses et observations	Type de comportement thermomagnétique
2	2.81	15.5	25.2	0.319	1.626	4.98	15.62	0.42	Pyrite (BC)	(1)
3	2.61	14.5	22.8	0.311	1.572	1.89	6.05	14.6	(BC)	(1)
5	2.1	14.8	24.5	0.324	1.655	4.47	13.81	-12.43	(BC)	(1)
6	3.05	15.3	24.1	0.338	1.575	11.31	33.44	7.05	(BC)	(1)
8	3.16	13.3	21.7	0.314	1.632	6.36	20.25	10.85		
21	2.46	15.2	22.8	0.362	1.5	70.73	195.53	12.2	Pyrite \pm sulfures de fer magnétiques (BC, RX)	(3)
27	3.23	15.2	25.1	0.318	1.651	2.07	6.5	1.95		(3)
38	1.51	46.3	67.4	0.488	1.456	8.15	16.69	34.97	Pyrite + Pyrrhotite ou greigite (BC)	(5)
41	5.2	24.7	66.6	0.23	2.696	0.35	1.52	35.38	(BC)	(5)
49	6.25	47.7	70.3	0.492	1.474	5.12	10.4	24.96	(BC)	(5)
70	8.15	23.4	48	0.26	2.051	2.76	10.6	67.61	Magnetite (BC)	(7)
76	5.39	24	75.7	0.235	3.154	1.55	6.59	63.64		
86	6.14	44.8	62.4	0.487	1.393	60.26	123.78	55.7	Pyrrhotite (BC)	(10)
86.1	2.08	34.4	60.9	0.33	1.77	21.92	66.35	14.66	Grain rouge	
89	9.75	41.4	65	0.42	1.57	6.77	16.1	79.38		
98	9.36	37.4	63.1	0.359	1.687	5.02	14	76.5		
124	8.98	19.1	45.7	0.206	2.393	1.06	5.13	61.67	Magnétite \pm Maghémite (BC)	(7a)
159	14.53	16	44.1	0.16	2.756	1.07	6.66	73.64	Magnétite (BC)	(7)
217	8.37	14.7	43.6	0.147	2.966	1.25	8.52	59.26		
233	7.18	16.5	44.5	0.164	2.697	0.7	4.23	50.28		
241	12.42	62	77.3	0.592	1.247	2431.56	4106.28	449.28	Greigite \pm Pyrrhotite (BC, RX)	(8)
243	9.81	39	71	0.354	1.821	6.17	17.43	40.37		
255	10.25	26.4	64.9	0.239	2.458	2.55	10.63	57.27		
271	15.27	18.2	56.1	0.174	3.082	1.6	9.23	58.48	(BC)	(7a)
284	5.69	13.6	35.8	0.131	2.632	1.27	9.72	50.62	(BC)	(7a)
286	12.71	52.3	70.4	0.537	1.346	3926.04	7317.07	849.72	(BC)	(8)
300	16.08	13.4	40.5	0.126	3.022	1.19	9.45	59.7	(BC)	(7a)
303	16.09	51.2	73.3	0.466	1.432	58.73	126.17	67.12		
317	4.69	16.9	55.9	0.158	3.308	1.02	6.44	52.24	(BC)	(7a)
321	16.35	66.6	85.6	0.558	1.285	143.73	257.49	66.67	Greigite (BC)	(9)
363	12.29	12.9	39.2	0.121	3.039	1.26	10.41	64.12		
403	16.69	13	40.1	0.123	3.085	1.52	12.4	67.11		
405	17.24	12.7	38.2	0.124					Magnétite (BC)	(7)
441	12.39	12.2	37.4	0.122						

RX = analyse par diffraction des rayons X

BC = analyse à l'aide de la balance de Curie

Chapitre 7. Interprétation synthétique des résultats

7.1 Variations des paramètres mesurés et leur relation avec le climat

7.2 Enregistrements des variations du niveau de la Mer Noire dans les sédiments de la plate-forme du Nord-ouest

7.1 Variations des paramètres mesurés et leur relation avec le climat

Dans ce sous-chapitre seront présentées une analyse des paramètres mesurés dans le cadre du travail présent et leur corrélation avec le climat.

Ci-dessous, le tableau synthétique 7.1, présente les types d'analyses effectuées sur les carottes étudiées et le nombre des niveaux analysés.

Tableau 7.1 Types et nombres d'analyses effectuées sur les carottes

carotte	type d'analyse/numéro des niveaux analysés										
	^{14}C	CaCO_3	$\delta^{13}\text{C}$	Corg	N%	C/N	argiles	Minéralogie : micro, IR, RX	magnétisme		
									k, ARN, ARA	balance de Curie	micromag
BLKS 98-04	7	10	10	10	10	10	-	3 micro. + 2 RX	oui	6	7
BLKS 98-06	8	34	11	13	13	13	15	3 micro. + 9 IR + 2 RX	oui	6	8
BLKS 98-07	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BLCP 98-09 +BLKS 98-09	-	27	27	19	19	19	-	-	oui	5	13
BLKS98-10	-	-	-	-	-	-	-	-	oui	11	-
BLKS 98-11	3	57	34	40	40	40	-	4 RX	oui	40	37
BLKS 98-22	7	81	12	17	17	17	51	27 IR + 1 RX	oui	34	34
BLVK 98-14	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BLVK 98-15	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

L'intervalle de temps représenté par le sédiment de nos carottes est étendu sur les derniers ~30 000 ans, soit la dernière partie du stade OIS 3 et les stades 2 et 1. Du point de vue des glaciations, cet intervalle commence au Weichselien moyen (Fig. 7.1)

Pour analyser les différents intervalles de temps, nous nous baserons sur les stades définis auparavant par divers auteurs pour le bassin de la Mer Noire (Fig. 7.1 et tableau 2.2).

Ainsi, la période la plus ancienne représentée dans les carottes correspond à l'intervalle de temps d'avant 28000 ans BP et jusqu'à 25000 ans BP. C'est la fin du stade glaciaire Weichselien moyen (Valdaï moyen, OIS 3). Pour la Mer Noire, c'est équivalent, selon Popov et Zubakov, 1975 (cité dans Chepalyga, 1984), Koreneva et Kartasova, 1978; et Scherbakov *et al.*, 1978, à la fin de la transgression Surojienne

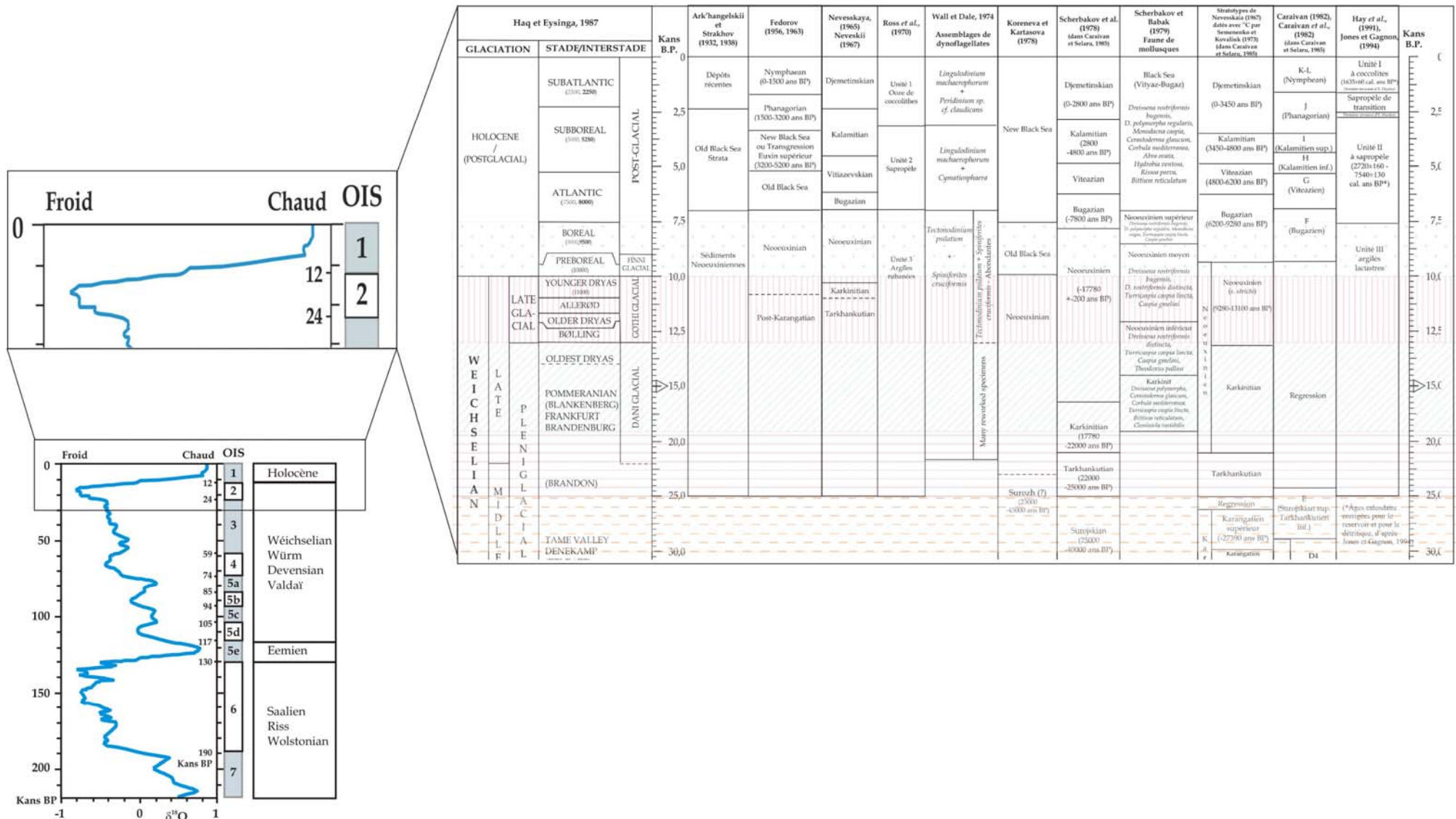


Fig.7.1 Les derniers 30 000 ans: chronostratigraphie orbitale globale (SPECMAP), stades isotopiques sur le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères, stratigraphie terrestre et de la Mer Noire. Ages en Kans. Voir aussi la figure 1.5 et le tableau 2.2

(40000-25000 ans BP).

Ce stade Surozien était caractérisé par un niveau haut de la Mer Noire, près du niveau actuel : -10 à 0 m (Ostrovskiy, Izmaylov, Shchlegov *et al.*, 1977, cité dans Chepalyga, 1984) (**Fig.7.2**), avec de l'eau salée et des associations de faune Méditerranéenne. D'après Ostrovskiy, Izmaylov, Balabanov *et al.*, 1977 (cité dans Chepalyga, 1984), la salinité des eaux du bassin était comparable à celle de nos jours. Du fait du prétendu contenu important de pyrite et du sapropèle dans les sédiments de cette période, Neprochnov, 1980 (cité dans Chepalyga, 1984) suggère une contamination des eaux de fond avec de l'hydrogène sulfuré.

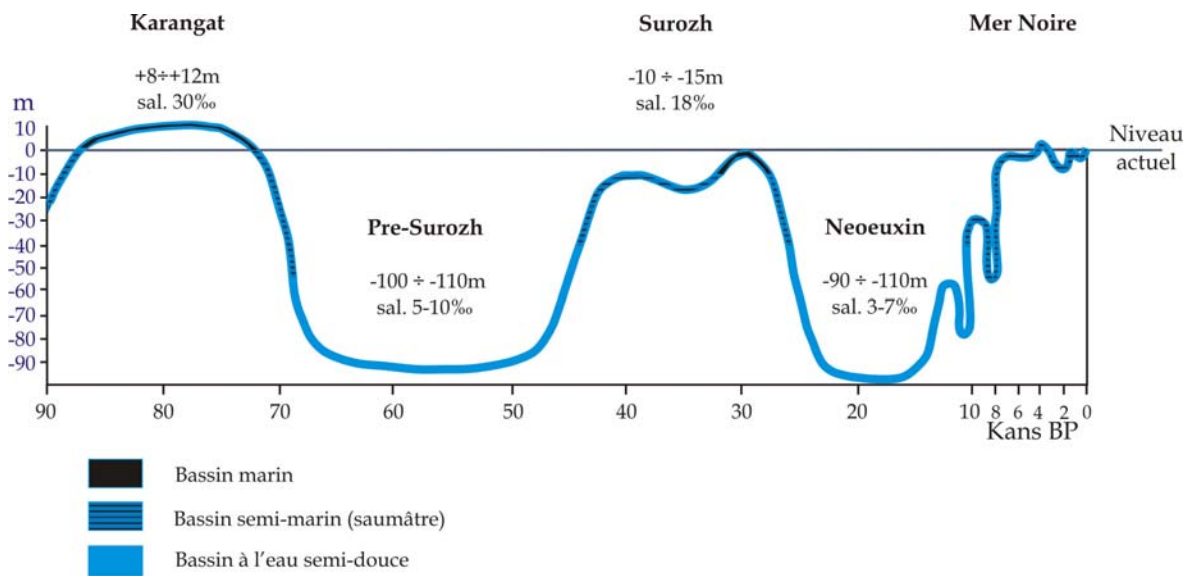


Fig.7.2 Variations du niveau et changements du milieu dans le bassin de la Mer Noire, pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène (d'après Chepalyga, 1984)

Cet intervalle de temps d'avant 28000 ans BP et jusqu'à 25000 ans BP (la fin du Surozien) est présent dans nos carottes peu profondes BLKS 98-04 et BLKS 98-06 (**Figs.7.3** et **7.4**). Il est caractérisé par des valeurs des paramètres étudiés relativement constantes, avec des petites variations à la limite des faciès S5 et S4. Les taux de carbonates oscillent, autour de 20-25%, (avec de faibles variations à la limite des faciès S5 et S4), les paramètres de la matière organique semblent avoir la même évolution que les carbonates. Notons aussi des variations du $\delta^{13}\text{C}$ avant la discontinuité de la carotte BLKS 98-06. L'origine de la matière organique, indiquée par les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et C/N, est algale et du phytoplancton estuarien-marin. Les différents types d'argiles présents dans la carotte BLKS 98-06 et les minéraux tels que le quartz, la calcite ou les feldspaths présentent aussi des valeurs stables, à l'exception d'une inversion du type d'argile prédominante : l'illite devient prédominante par rapport à la smectite vers 200 cm de profondeur, et on observe deux pics de chlorite plus haut dans la carotte (**Fig.7.4**). La susceptibilité magnétique

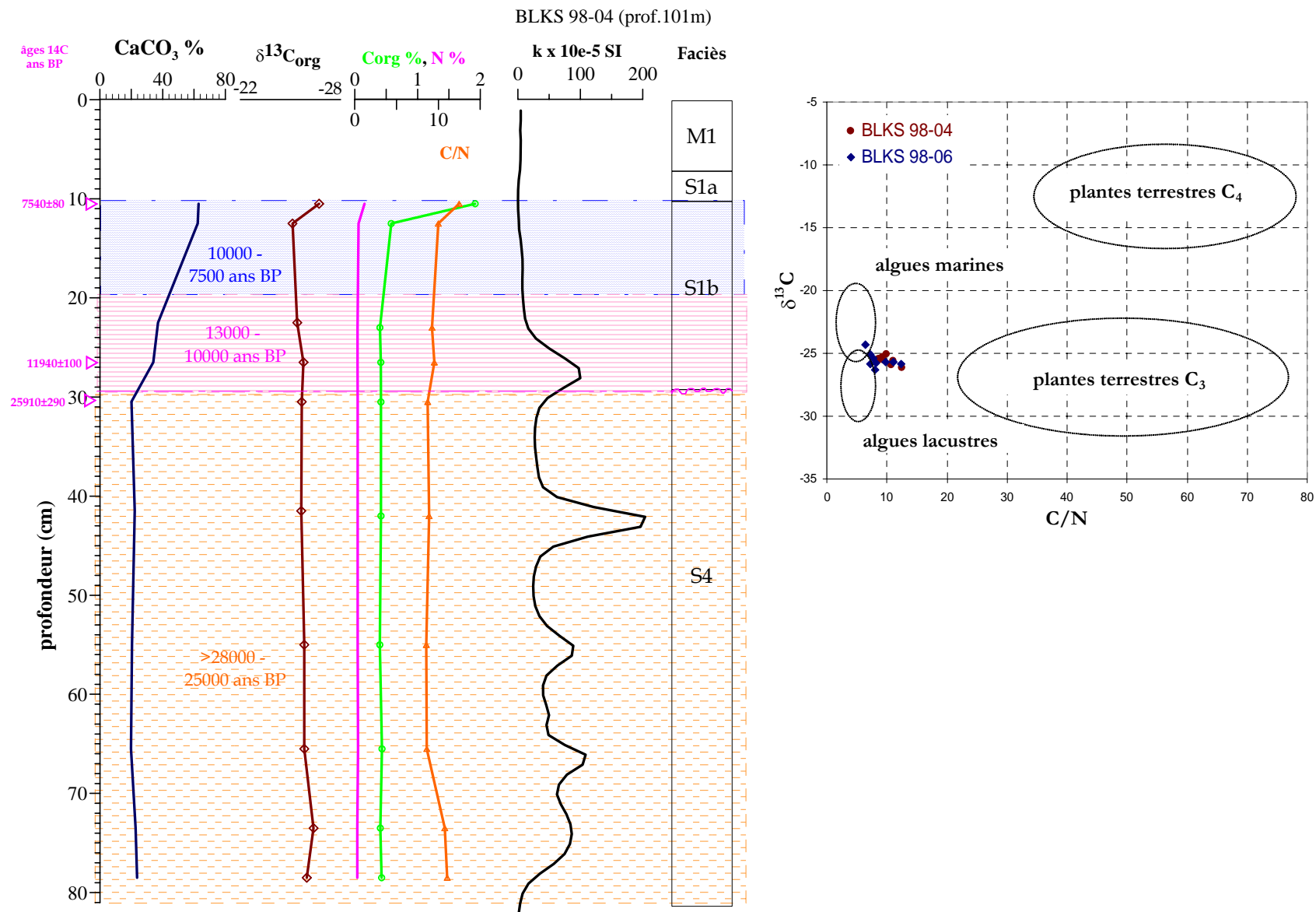


Fig.7.3 Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-04 et intervalles de temps analysés dans le texte.
 Pour le code des couleurs des intervalles de temps, voir la légende commune des figures 7.3 à 7.8

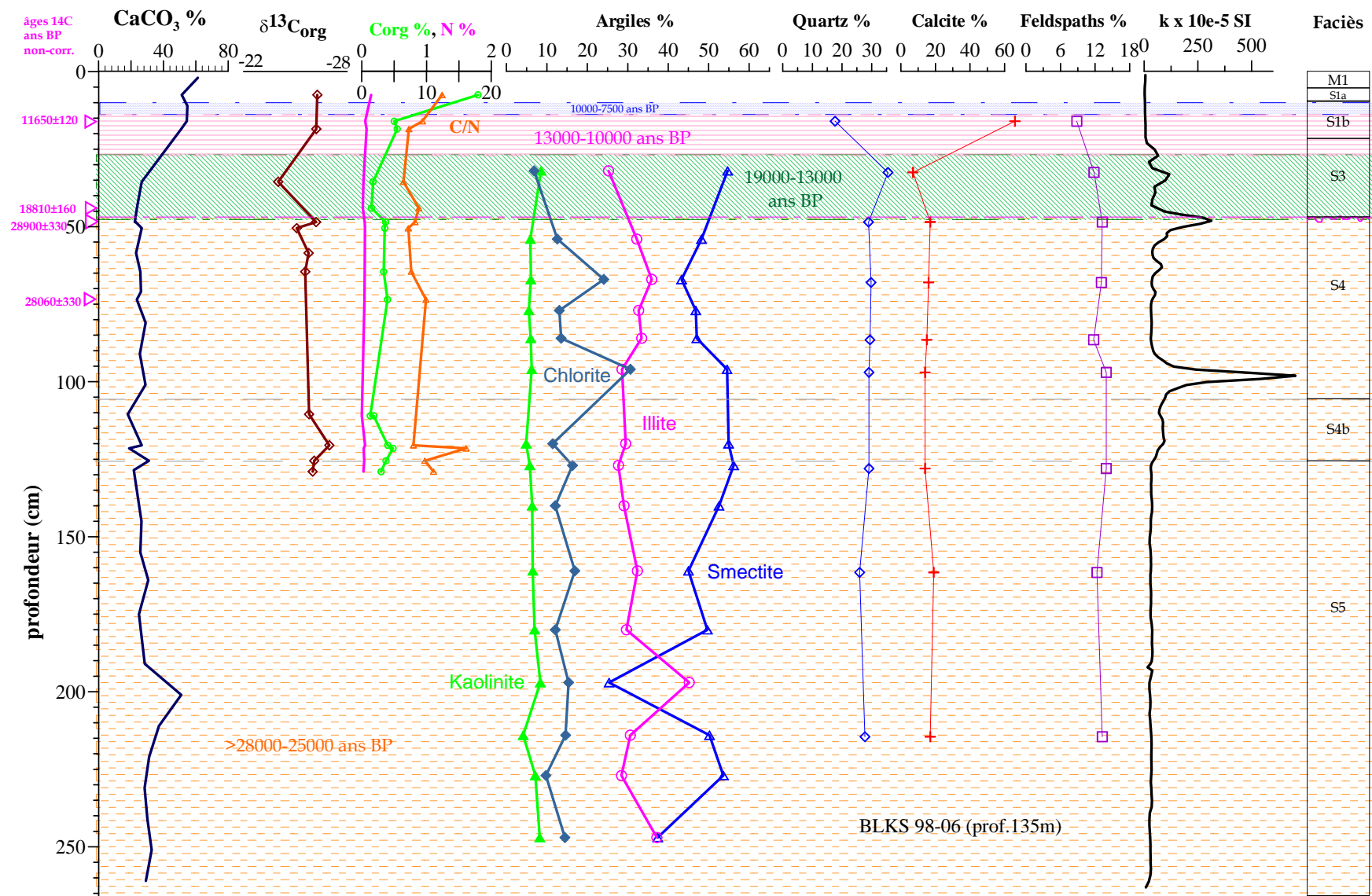


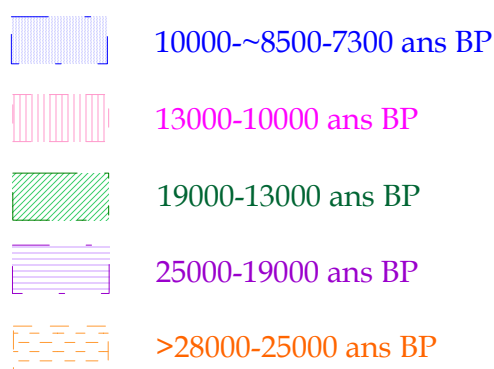
Fig.7.4 Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-06 et les intervalles de temps analysés dans le texte. Pour le code des couleurs des intervalles de temps voir la légende commune des figures 7.3 à 7.8

et les autres paramètres magnétiques reflètent :

- les faibles quantités de la magnétite, probablement d'origine détritique, dans le faciès S5 d'une part, et
- des quantités variables de la greigite, minéral d'origine diagénétique, dans le faciès S4 d'autre part.

Le fait que la plupart des paramètres sont en général constants est une indication **de conditions climatiques peu changeantes**.

Légende:



Légende pour les figures 7.3 à 7.8

L'examen de six niveaux appartenant à cet intervalle de temps nous a montré que ces sédiments ne contiennent pas de faune (voir **l'annexe 4**). Nous ne pouvons donc pas confirmer la présence de fossiles d'origine méditerranéenne mentionnée dans la littérature (voir plus haut). Néanmoins nous avons mis en évidence la présence de quantités importantes de greigite (voir le chapitre 5 - magnétisme environnemental). L'occurrence des sulfures de fer dans ce type de milieu est indicatrice des conditions d'anoxie dans le sédiment. L'absence de la faune peut indiquer une anoxie vers le sommet du sédiment et même, peut être, dans une partie de la colonne d'eau. Une éventuelle stratification des eaux, provoquant cette anoxie partielle dans la colonne d'eau, pourrait être à l'origine d'une formation de greigite par la précipitation dans les eaux anoxiques, comme c'est le cas actuellement dans les eaux profondes du bassin.

La présence d'un niveau haut de la Mer Noire vers la fin du stade Surojien pourrait être démontré, selon nos données, uniquement par le fait que l'anoxie dans l'eau ou au sommet des sédiments peut indiquer des tranches d'eau suffisamment épaisses pour empêcher une bonne ventilation à l'aplomb des sites des carottes 04 & 06: 100 et 135 m. On se souvient qu'actuellement les eaux de la Mer Noire sont dépourvues d'oxygène à des profondeurs supérieures à 100-140 mètres.

La suggestion concernant la contamination des eaux de fond avec du H₂S pourrait également être appuyée par nos données de magnétisme (greigite), tout comme la salinité des eaux serait indiquée par la matière organique provenant du phytoplancton estuarien-marin. **Cette possible contamination et la salinité seraient pourtant faibles, car nous n'avons ni de pyrite ni de paramètres isotopiques correspondant à l'état marin tel que nous le connaissons aujourd'hui.**

Contrairement à ce que Neprochnov, 1980 (cité dans Chepalyga, 1984) affirmait relativement à la présence de sapropèle dans cet intervalle, aucun sapropèle n'a pas été identifié pour cette tranche d'âge dans le matériel issu des missions BLASON et ASSEMBLAGE.

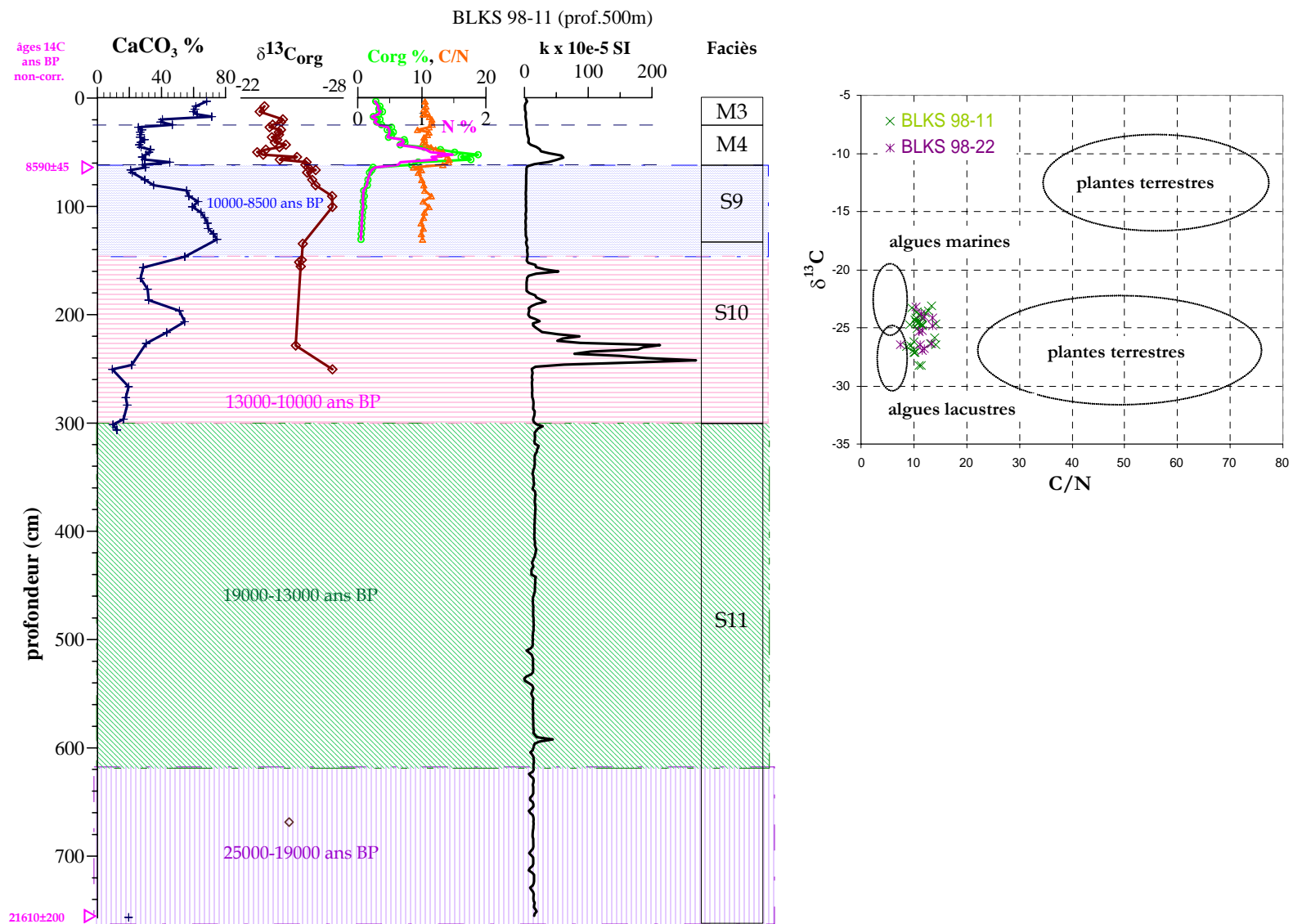
Pour résumer nous pouvons dire qu'autour de 28000 – 25000 ans B.P. il y avait un problème d'aération du sommet des sédiments et peut être aussi de la colonne d'eau (induisant des sulfures de fer et un manque de faune). Cette mauvaise aération est peut être due au niveau haut dans le bassin et à la stratification des eaux. Les isotopes, ainsi que la greigite avec éventuellement un peu de pyrite, **ne suggèrent pas de milieu marin - plutôt seulement un milieu un peu salé.**

L'intervalle suivant: de **25000 à 19000 ans BP** est inclus dans le stade glaciaire du Weichselien supérieur (Valdaï supérieur, OIS 2), 19000 ans BP correspondant au Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Selon la courbe OIS, il s'agit d'une période de refroidissement du climat jusqu'à son maximum. Cette période correspond dans la Mer Noire au stade Tarkhankutien (25000-22000 ans BP) et à une partie du Karkinitien (22000-17780 ans BP) (voir la **figure 7.1** et le **tableau 2.2**) (selon Nevesskaya, 1967 et Scherbakov *et al.*, 1978 cité dans Chepalyga, 1984, Semenenko et Kovaliuk, 1973 cités dans Caraivan et Selaru, 1985). Le Tarkhankutien représente le début d'une régression marine avec une faune correspondante, tandis que le Karkinitien (partie inférieure du Néoeuxinien *sensu lato*¹ selon Nevesskaya, 1967) contient une faune d'eau saumâtre avec peu d'éléments marins.

Cet intervalle de temps est représenté uniquement à la base des carottes profondes BLKS 98-11 (faciès S11) et BLKS 98-22 (faciès S12) (**Figs. 7.5 et 7.6**).

La partie inférieure de la carotte BLKS 98-22 contient une succession de 5,5 à 6 mètres de turbidites ayant un âge d'environ 24000 ans BP. La fin de cette succession est à ~110 cm (19200 ans B.P.) de profondeur. L'analyse de la *minéralogie des argiles* montre que la smectite est prédominante dans le sédiment. Les taux des *carbonates* ont une tendance de diminution du bas vers le haut de l'intervalle de profondeur, mais ils présentent de petites variations autour de la moyenne de 20%. Les plus importantes sont entre 330 et 220 cm, tout comme les variations des quantités d'argiles, de minéraux tels que les feldspaths, et aussi celles des paramètres magnétiques (dues ici à l'apparition de greigite). Pourtant, la présence des turbidites seule ne peut pas être l'unique explication de ces variations puisqu'elles sont étendues sur 5-6 m.

¹ Le début du stade Néoeuxinien (*s. lato*) varie beaucoup selon l'auteur, étant placé à 25000 ans BP par Ark'hangelskii et Strakhov (1932, 1938), à 23000 ou 22000 ans BP par Koreneva et Kartasova (1978) et Nevessakaia (1967), à 1778'



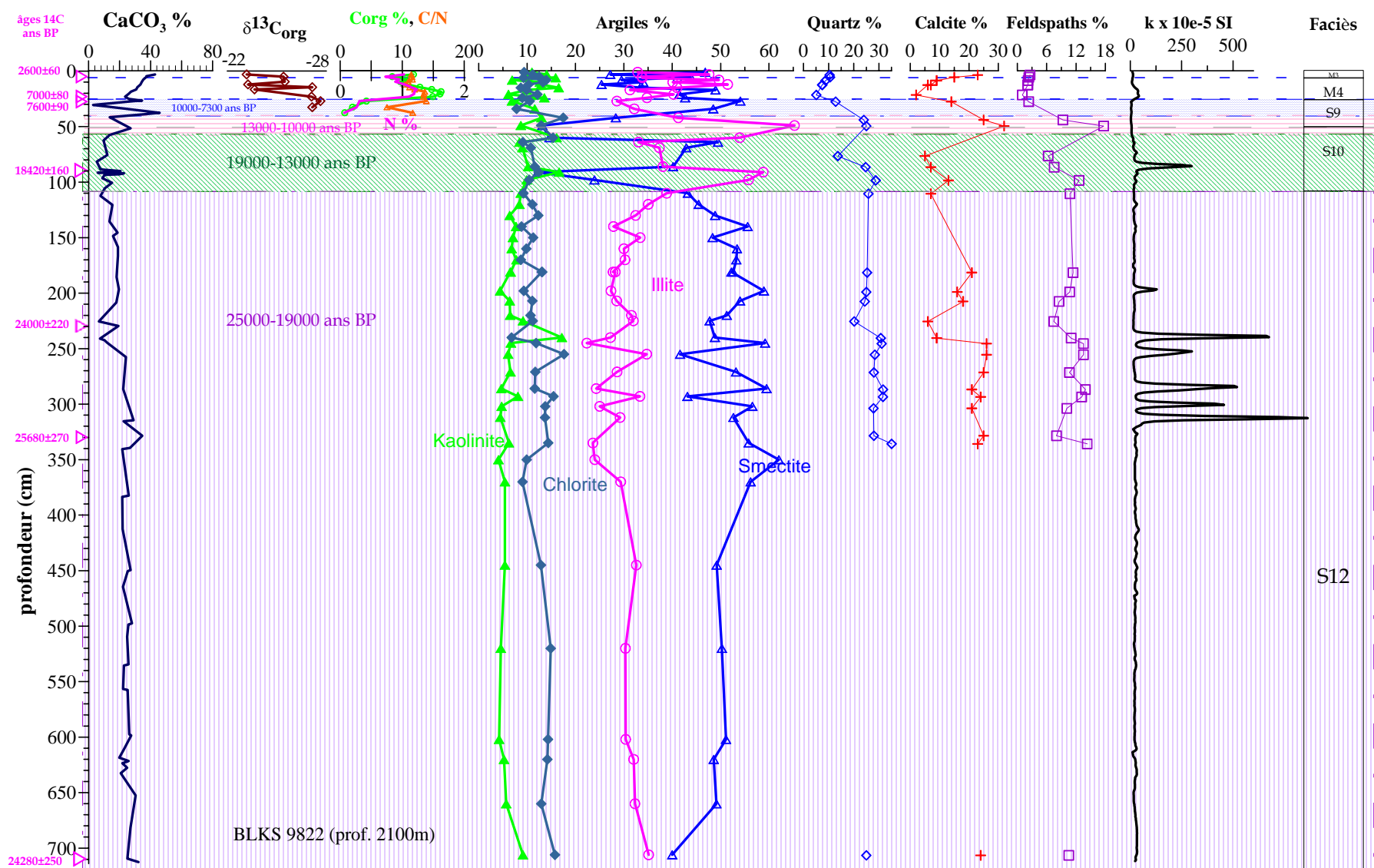


Fig.7.6 Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-22 et les intervalles de temps analysés dans le texte. Pour le code des couleurs des intervalles de temps voir la légende commune des figures 7.3 à 7.8

De grandes quantités de greigite pendant cet intervalle d'environ 24 000 ans B.P. suggèrent, comme au stade précédent, un milieu saumâtre et anaérobie, tandis que les variations des argiles et des carbonates pourraient refléter des conditions instables, à l'approche d'un changement environnemental (ou l'établissement de ce nouvel environnement lui-même). Les turbidites de la carotte BLKS 98-22, peuvent être expliquée par l'accumulation antérieure de quantités importantes de sédiments sur la pente continentale et leur déplacement vers la partie basse du bassin (sous forme des coulées gravitaires). Le changement des conditions hydrologiques du bassin, peut-être celui du niveau de l'eau, correspondant au début de la régression dont parlent Scherbakov *et al.* 1978, Nevesskaya, 1967 et Semenenko et Kovaliuk, 1973 (cités dans Caraivan et Selaru, 1985) aurait pu avoir comme résultat les variations des taux des carbonates et des argiles observées, puis enfin l'arrêt de ces turbidites à 19200 ans B.P.

La présence d'oxydes de fer (mais pas de sulfures) dans les carottes BLKS 98-11 et BLKS 9822, indique le changement des conditions environnementales: un possible radoucissement des eaux du bassin ainsi que sa bonne ventilation pendant cette période.

L'intervalle **19000-13000 ans BP**, représente la période entre le DMG et le début du glacial tardif ou Gothiglacial. Dans la Mer Noire, 13100 ans BP correspond au début du Néoeuxinien *s. stricto* (selon Nevesskaia, 1967 et Semenenko et Kovaliuk, 1973, dans Caraivan et Selaru, 1985).

Cette période est visible sur les *enregistrements sédimentaires* des carottes BLKS 98-06 (faciès S3), 09, 10, 11 et 22 (faciès S6 et S10) (**Figs.7.4, 7.7, 7.8, 7.5, 7.6**). Les *carbonates* enregistrent pour cette période des valeurs relativement faibles et constantes (autour de 20%) dans toutes les carottes². Les valeurs de *carbone organique*, *azote* et *C/N* des carottes 6, 9 et 11 sont aussi faibles et constantes, tout comme celles de $\delta^{13}\text{C}$ qui varient peu (autour de -26 ‰ dans les carottes 9 et 11, ce qui indique un **milieu lacustre**). Le $\delta^{13}\text{C}$ de la carotte 6 présente une augmentation importante, jusqu'à -24,34‰ dans cette intervalle, mais le fait qu'il s'agisse uniquement d'un seul point analysé rend l'interprétation difficile. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et *C/N* indiquent une matière organique issue des algues lacustres ou de phytoplancton caractéristique des zones estuariennes et des diatomées benthiques (dans le cas des carottes profondes). Les *paramètres magnétiques* indiquent la présence de quantités importantes de petits grains de greigite dans le cas de la carotte 06, ce qui se traduit par des pics dans la

² Les taux de carbonates de la carotte 10 sont autour de 10% dû à la méthode différente de décarbonatation utilisé par Major *et al.*, 2002. Nous avons utilisé une méthode de décarbonatation lente, afin de ne pas hydrolyser la matière organique (voir aussi le chapitre 4), tandis que les auteurs cités plus haut ont utilisé une méthode 'classique' de décarbonatation rapide à l'acide fort.

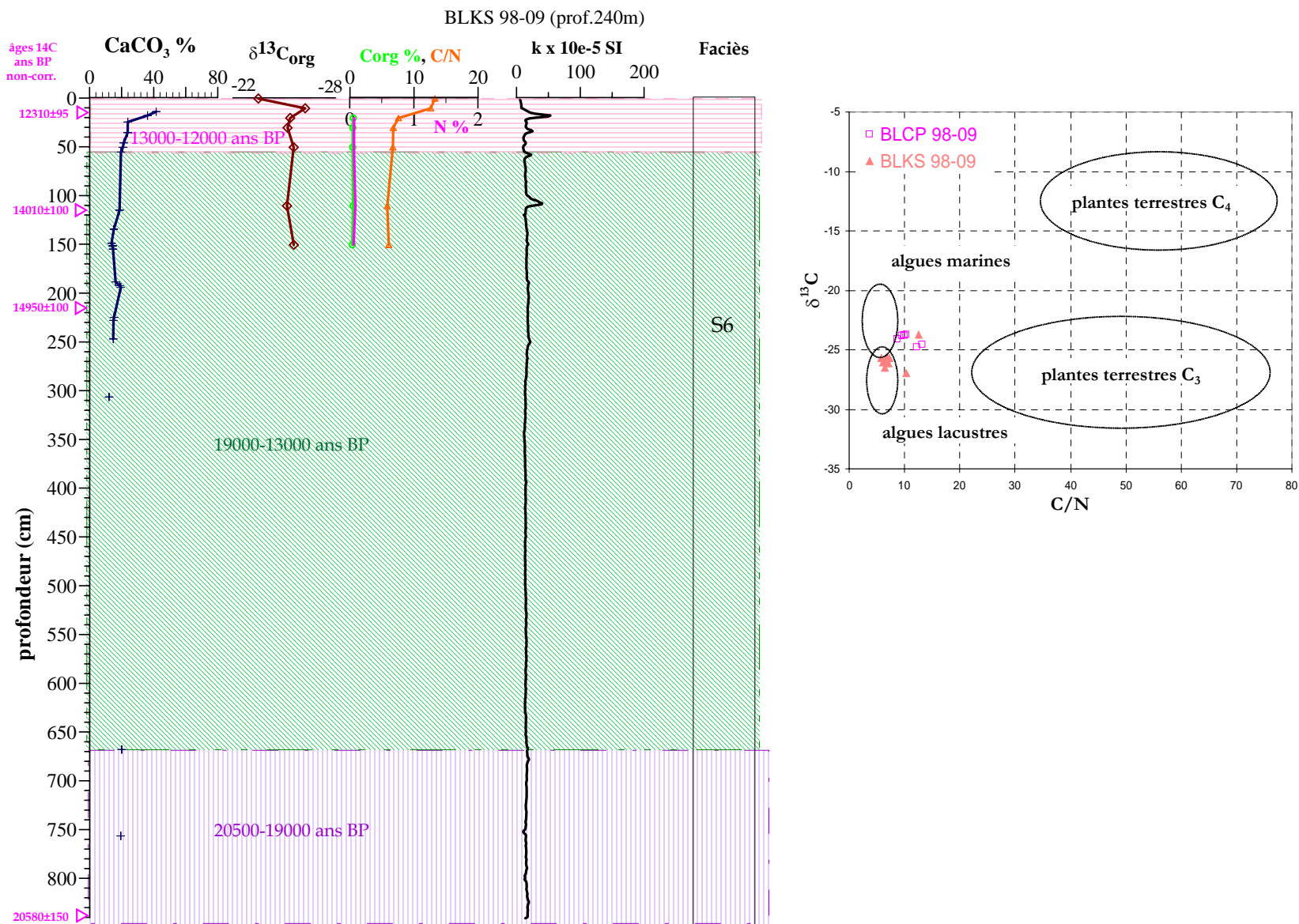


Fig.7.7 Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-09 et les intervalles de temps analysés dans le texte. Pour le code des couleurs des intervalles de temps voir la légende commune des figures 7.3 à 7.8

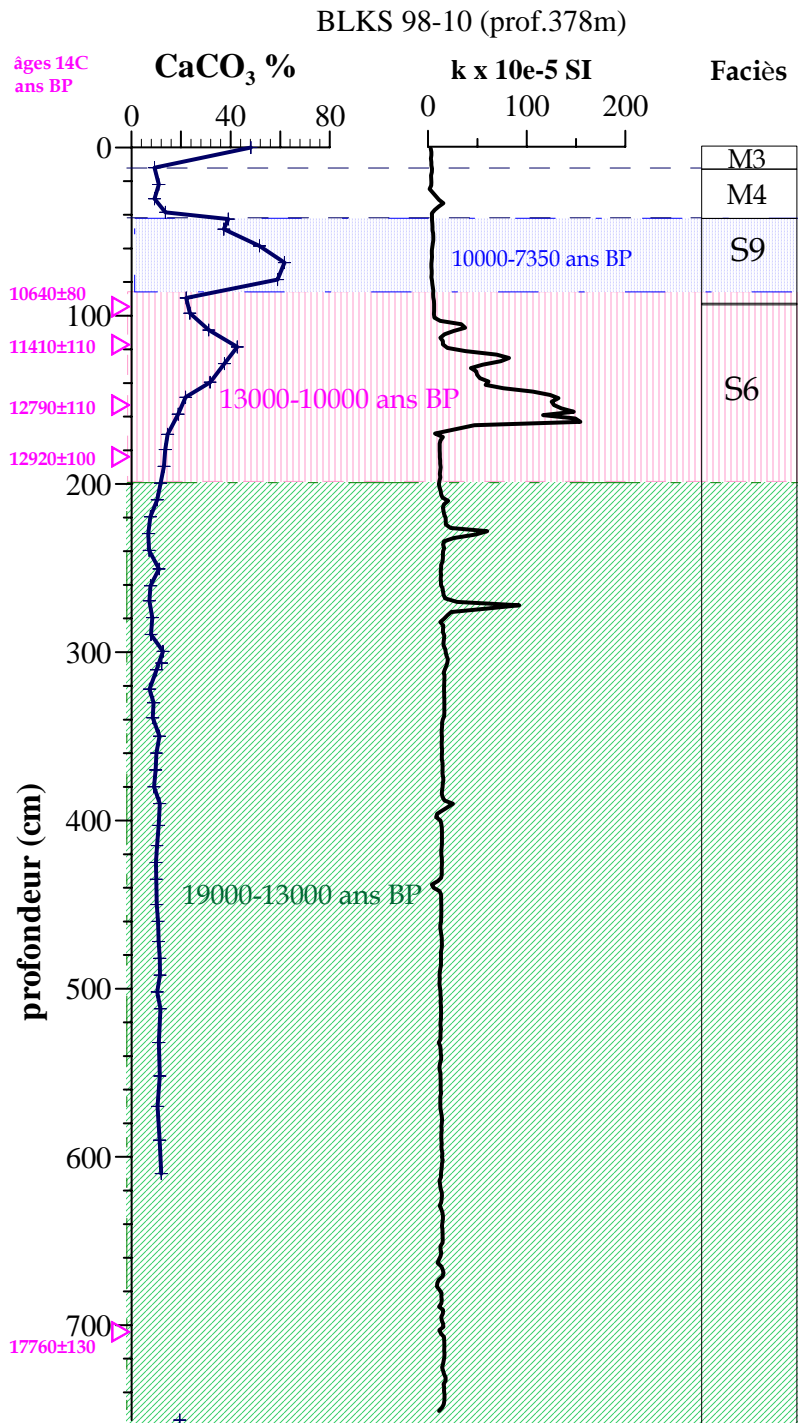


Fig.7.8 Variation des divers paramètres le long de la carotte BLKS 98-10 et les intervalles de temps analysés dans le texte. Pour le code des couleurs des intervalles de temps voir la légende commune des figures 7.3 à 7.8

courbe de la susceptibilité magnétique et celles des autres paramètres magnétiques aussi. Au contraire, pour les carottes profondes, contenant de petites quantités de magnétite, les paramètres magnétiques ont des valeurs généralement faibles et constantes. Une exception est constituée par la présence d'un important pic de

susceptibilité à ~18100-17300 ans BP dans la carotte 22. Ce pic peut être lié à certaines conditions locales générées par la proximité du système canal-levées du paléo-Danube (Popescu *et al.*, 2001, Popescu, 2002). Il faut se rappeler ici la position spéciale de cette carotte 22, qui est à côté d'un paléo-chenal du Danube.

Les *minéraux argileux* de la carotte 22 montrent un renversement clair en faveur de l'illite, il y a **19000-17800 ans**, qui se superpose en partie avec un pic de susceptibilité magnétique (voir aussi la **figure 6.10** du chapitre argiles). Nous avons interprété ce changement comme étant dû à une influence prédominante des apports du Danube au moment du DGM, causé par l'étendue du permafrost discontinu jusqu'à la proximité de la côte nord de la Mer Noire. Pour le reste de l'intervalle, les argiles sont caractérisées par la prédominance de la smectite et de l'illite qui ont des proportions presque égales, autour de 40%. La kaolinite et la chlorite sont aussi présentes, avec des teneurs semblables mais autour de 10%. Ce changement, par rapport à l'inversion du type d'argile majoritaire enregistré autour de 19000-17800 ans BP, peut-être un indicateur important d'un changement des conditions environnementales, provoquant l'activation d'autres sources de smectite, telles que les rivières du nord du bassin, apportant davantage de sédiment après le dégel du sol. Malheureusement, cet intervalle de temps n'as pas pu être analysé en détail du point de vue des argiles, du fait de la quantité insuffisante de sédiment dans la carotte 06.

Ostrovskiy, Izmailov, Schlegov *et al.*, 1977 et Scherbakov *et al.*, 1978 (dans Chepalyga, 1984) ont des arguments en faveur d'une régression du niveau du bassin jusqu'à -90 ÷ -110 m pendant le DGM. Quant à la connexion bidirectionnelle avec la Méditerranée, il y a deux opinions différents: certains auteurs pensent que cette connexion était interrompue du fait d'un niveau bas. A la suite de cet arrêt, la salinité de l'eau du bassin aurait diminué et le bassin contiendrait de l'eau saumâtre ou douce (Nevesskaya, 1965, Fedorov, 1978 dans Chepalyga, 1984). Toutefois d'autres auteurs pensent que même si le niveau de l'eau dans le bassin était bien en dessous du niveau du Bosphore (actuellement de -35 mètres), le bassin neoeuxien était toujours un bassin à travers lequel l'eau circulait ('flow-through basin'). Pour justifier ceci, il faut admettre une profondeur plus grande du Bosphore à cette époque, en considérant que les sédiments jeunes n'étaient pas encore en place. Chepalyga, 1984, a effectué un calcul du bilan hydrologique pendant cette période de temps. Il suppose que la diminution des températures a engendré celles de l'évaporation et de la précipitation dans le bassin par un facteur de 1,5 et une diminution de 40% des apports par les fleuves. Son calcul montre que à l'époque, un excès de 190 km³ d'eau douce provenant de glaciers, des précipitations et des fleuves était déversé dans la Méditerranée. La plupart des auteurs pensent que la zone à hydrogène sulfuré n'existait pas dans le bassin Néoeuxinien et que la salinité était faible, de 3 à 7‰.

Nos données indiquent qu'un niveau bas autour de 19000 ans est bien possible ; ce fait est suggéré par la discontinuité de sédimentation visible dans la carotte BLKS 98-06. Celle-ci s'est formée avant 18800 ans BP et a été suivie par la déposition d'un niveau sableux avec beaucoup de débris de coquilles. Le niveau bas pouvait être à plus de 100 m, étant donné que cette carotte se trouve à une profondeur de 135 m d'eau.

Le changement brusque du type de minéral argileux prédominant enregistré autour de 19000 ans BP indique probablement que, pendant le niveau le plus bas de la Mer, le Danube restait le principal fournisseur de sédiment au nord-ouest du bassin. Ensuite, une fois le dégel commencé, l'apport de smectite par d'autres fleuves du nord et nord-ouest mène à un équilibre des taux d'illite et de smectite dans le sédiment.

L'intervalle de temps **13000-10000 ans BP** est présent entièrement ou en partie dans toutes les carottes : BLKS 98-04, 06, 09, 10, 11 et 22, mais il est mieux représenté dans les carottes de la pente continentale : 10 et 11.

Dans les carottes peu profondes 04 et 06, les paramètres ne présentent pas de grosses variations à l'exception des taux des carbonates, qui augmentent en continu, et à l'exception de la susceptibilité magnétique qui présente un pic en début de l'intervalle (**Figs.7.3, 7.4**). La matière organique semble toujours d'origine lacustre (**Fig.7.3**).

Dans les carottes plus profondes, les courbes de carbonates enregistrent un pic important pendant cet intervalle de temps et une diminution importante en fin de la période (**Figs.7.5÷7.8**). La susceptibilité magnétique est caractérisée par de grosses variations pendant cet intervalle, phénomène bien visible dans les carottes 10 et 11 (**Figs. 7.8 et 7.5**).

Le type d'argile dominante dans le sédiment change aussi, la courbe d'illite présentant un gros pic à environs 13000-11600 ans BP dans la carotte BLKS 98-22 (**Fig.7.6**). Ceci peut-être une indication de l'augmentation de l'influence du Danube.

Les variations des paramètres enregistrent le **réchauffement du climat pendant le Bølling-Allerød** qui provoque un **réchauffement des eaux** de mer et en conséquence la précipitation de quantités plus grandes de carbonates, suivi par le **refroidissement du Younger Dryas**, lequel se traduit par la diminution des carbonates dans le sédiment. Les grandes quantités de greigite et une faible présence de la faune suggèrent l'installation de conditions de mauvaise ventilation du bassin et peut être aussi du sommet des sédiments. L'origine de la matière organique indique un milieu **lacustre**.

Dans la Mer Noire, l'intervalle en question, correspond à la fin du Néoeuxinien selon Koreneva et Kartasova, 1978 ou au Néoeuxinien *s. stricto* selon

Nevevskaya, 1967 et Semenenko et Kovaliuk, 1973 (dans Caraivan et Selaru, 1985). Scherbakov *et al.*, 1978 et Scherbakov et Babak, 1979 considèrent cette période comme étant celle du Néoeuxinien moyen.

L'Holocène inférieur, entre **10000 ans BP et 8500-7300 ans BP** (jusqu'au début du premier faciès marin), correspond aux stades Preboréal et Boréal et, selon la plupart des auteurs, au final du Néoeuxinien dans la Mer Noire.

Cet intervalle est mieux représenté dans les carottes profondes que dans celles situées près de la côte. Dans les carottes moins profondes BLKS 98-04 et 06 il est correspond à la partie supérieure du faciès S1b (**Figs.7.3 et 7.4**), tandis que dans les carottes plus profondes tels que BLKS 98-10, 11 et 22 est représenté par le faciès S9 (**Figs.7.8, 7.5 et 7.6**).

Pour toutes les carottes, la susceptibilité magnétique est très faible et constante. Dans les carottes profondes, les courbes de carbonates enregistrent un pic important et le $\delta^{13}\text{C}$ une diminution importante jusqu'à $-27\div -28\%$. Ceci suggère une précipitation accrue des carbonates et une augmentation de la productivité dans les eaux de surface, probablement due aux **conditions climatiques favorables** à la vie aquatique. Les valeurs de carbone organique et d'azote sont faibles et le rapport C/N est autour de 10, caractéristique, à côté des valeurs $\delta^{13}\text{C}$, pour le phytoplancton d'eau douce. Néanmoins, une influence des plantes vasculaires flottantes n'est pas exclue (voir discussion dans le chapitre 4.5).

Les paramètres analysés montrent que l'intervalle en question était caractérisé par un **climat chaud** et **l'eau du bassin de la Mer Noire** était toujours **douce**. A la fin de cet intervalle, une diminution importante de la quantité de carbonates observé sur les courbes des carottes 11 et 22 peut correspondre au refroidissement d'il y a environ 8200 ans (ans calendaire) mentionnée dans diverses parties d'Europe (*i.e.* Magny *et al.*, 2003 in Bahr *et al.*, 2005).

L'histoire des changements environnementaux dans le bassin de la Mer Noire dans **l'intervalle 8500-7300 ans BP jusqu'à l'actuel** est assez bien connue par les études antérieures (*i.e.* Degens et Ross, 1970 ; Ross et Degens, 1974 ; Hay *et al.*, 1991 ; Arthur *et al.*, 1994 ; Jones et Gagnon, 1994 ; Arthur et Dean, 1998). La salinisation des eaux et l'installation de l'anoxie dans les eaux de fond sont prouvées par l'apparition et la préservation du sapropèle, témoin d'une productivité dans les eaux de surface et par la déposition des sédiments laminés à coccolites, témoins d'une salinité plus grande que 11 ‰ (Arthur et Dean, 1998).

7.2 Enregistrements des variations du niveau de la Mer Noire dans les sédiments de la plate-forme du Nord-ouest

Nous avons pu obtenir des informations sur de possibles niveaux bas de l'eau dans le bassin.

La présence des discontinuités de sédimentation, les changements brutaux de la lithologie, de la minéralogie des argiles et d'autres paramètres sont visibles dans les carottes peu profondes provenant de la plateforme continentale. Ils marquent des niveaux bas de l'eau dans le bassin. Toutefois, il est possible que ces discontinuités marquent des changements de la position du dépocentre de la sédimentation, depuis le DMG.

Les dates ^{14}C obtenues confirment les discontinuités de sédimentation dans les carottes BLKS 98-06 et BLKS 98-04 (**Fig.7.9**). Ces deux carottes, sont situés à -135 m et à -100 m respectivement. Pour la carotte 06, nous avons corrigé sa profondeur de 8 mètres, du fait de la tectonique récente, selon les failles identifiées sur le profil sismique « HR-24 traces » (voir la **figure 2.2**). La profondeur de cette carotte est donc, plus probablement, de -127 m.

Les lacunes de sédimentation sont comprises entre 28900 et 18800 ans BP dans la carotte 06 d'une part et entre 25900 et 11900 ans BP dans la carotte 04 d'autre part. Ainsi les redépôts à -127 m de profondeur il y a 18800 ans, et à -100 m il y a 11900 ans, marquent probablement l'augmentation du niveau de la mer.

Dans la partie profonde du bassin (BLKS 98-22 à 2100 m de profondeur), les variations des minéraux argileux montrent des 'inversions' (shifts) smectite-illite à : ~19000-18000 ans BP et à 13600-11600 ans BP (**Fig.7.10**). Si le pulse d'il y a 13600-11600 ans peut être attribué au réchauffement du climat caractéristique aux stades Bølling-Allerød et à un apport plus abondant des sédiments et des eaux par le Danube à cette époque, le pulse d'il y a 19000-18000 ans BP ne peut pas être attribué au réchauffement du climat parce qu'on se trouve au DMG. On l'a attribué au fait qu'à cette période, l'étendue du permafrost était maximale, jusqu'au nord du bassin de la Mer Noire (Peulvast *et al.*, 2000), et que le seul fleuve qui pouvait encore apporter des quantités importantes du sédiment était le Danube qui pouvait aussi recevoir les eaux de fonte des dômes alpins³.

Ces 'inversions', correspondantes aux pics de l'illite ont donc été attribuées aux pulses d'activité du Danube et elles interviennent aussi aux moments de reprise de la sédimentation dans les carottes peu profondes.

³ retraite des dômes alpines pendant l'intervalle 17700-17300 ans BP [calibrés](#) in Denton *et al.*, 1999

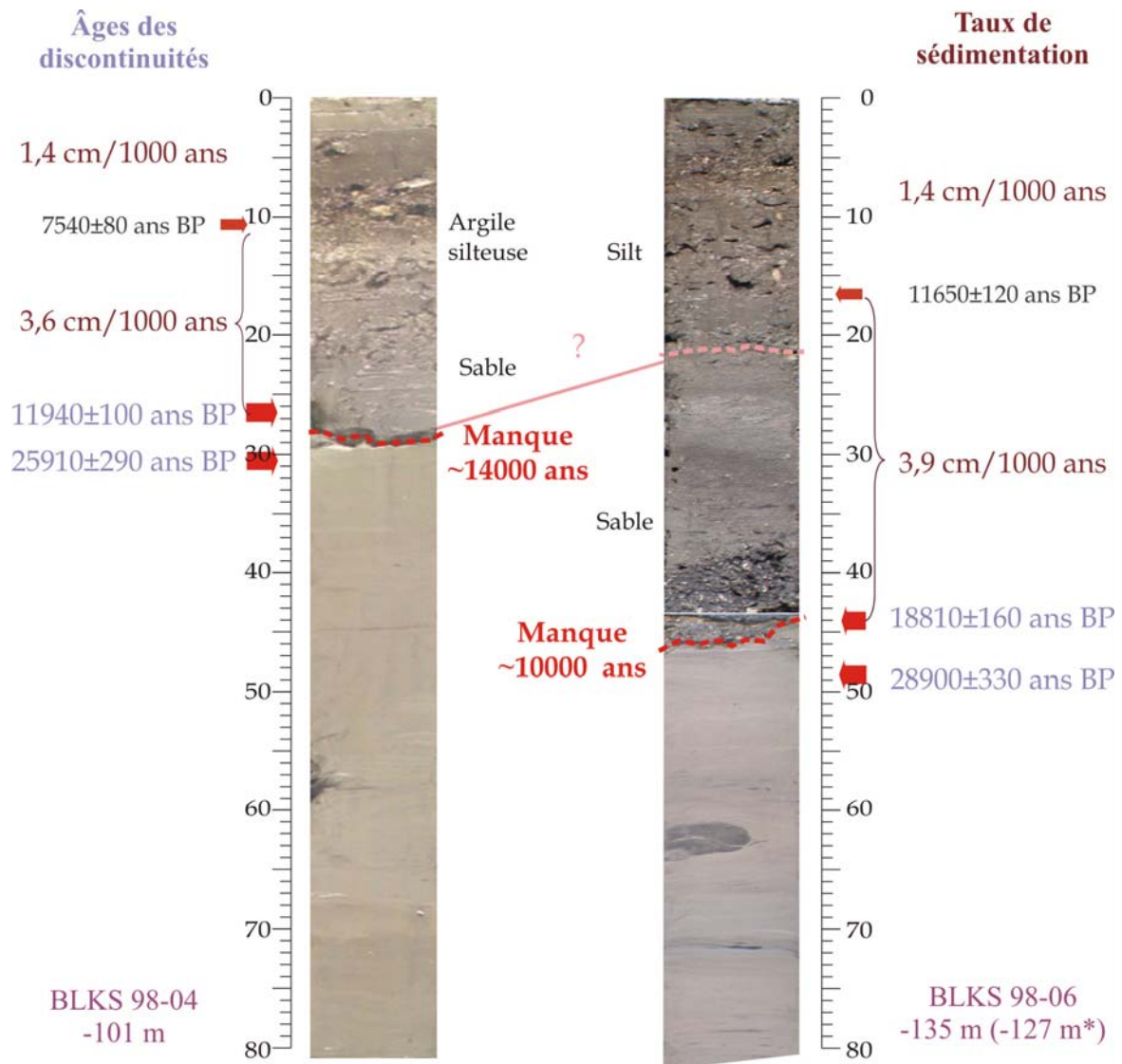


Fig.7.9 Âges des discontinuités et taux de sédimentation dans les carottes de plateforme continentale BLKS 98-04 et BLKS 98-06.

*Profondeur de la carotte corrigée pour la tectonique, selon le profilé sismique

Nos données suggèrent la présence d'un niveau d'eau à -130 m par rapport à l'actuel durant le dernier maximum glaciaire. Sa remontée débiterait déjà vers 19000-18000 ans B.P. Autour de ~12000 ans, le niveau atteint environs -100 m. Ce niveau (-110 - -90 m) a aussi été identifié sur les profils sismiques de la zone étudiée (**Fig.7.10**)(Popescu, 2002 ; Popescu *et al.*, 2004). Il correspond à une terrasse créée par l'abrasion des vagues (wave-cut terrace = WCT). Les carottes BLKS 98-04 et BLVK 98-01 (92 m de profondeur) sont situées près de celle-ci. Dans la carotte BLVK 98-01, un niveau de sable dur confirme la proximité de la ligne de côte, il a été daté à 10250±90 ans BP (W.B.F. Ryan, données non publiées).

La discontinuité présente à environs -130 m de profondeur n'est pas confirmée par la sismique. Nous ne pouvons pas exclure, qu'elle a pu être formée à la suite d'un changement de la position du dépo-centre du Danube.

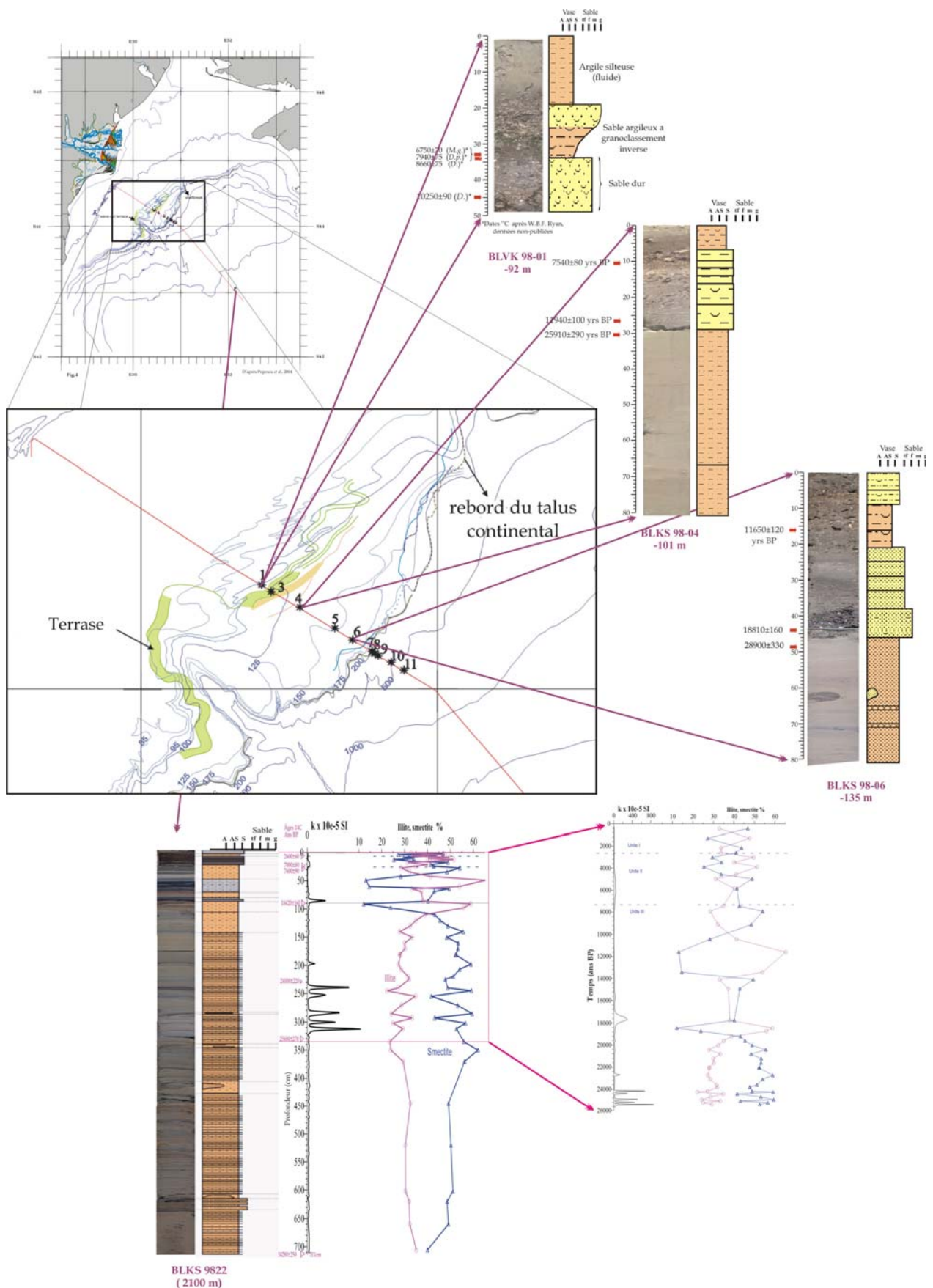
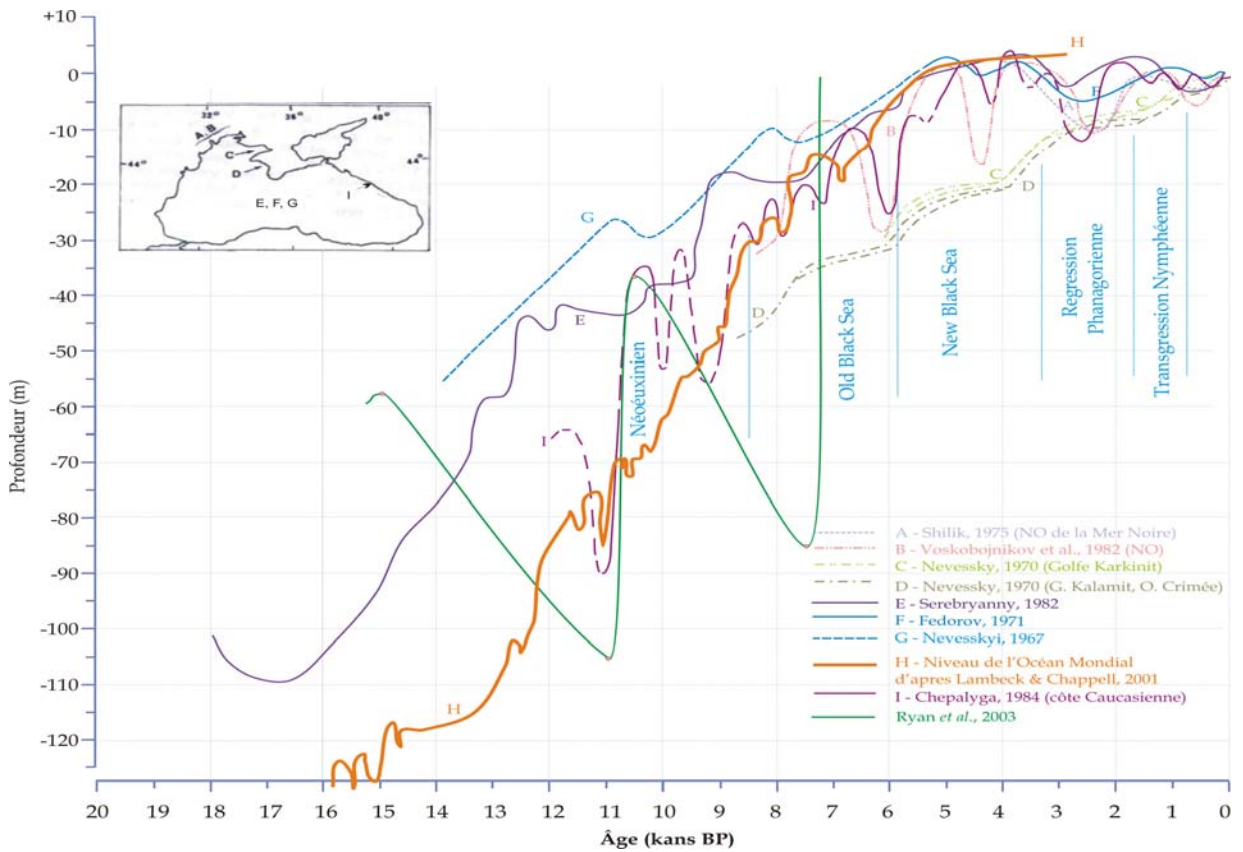
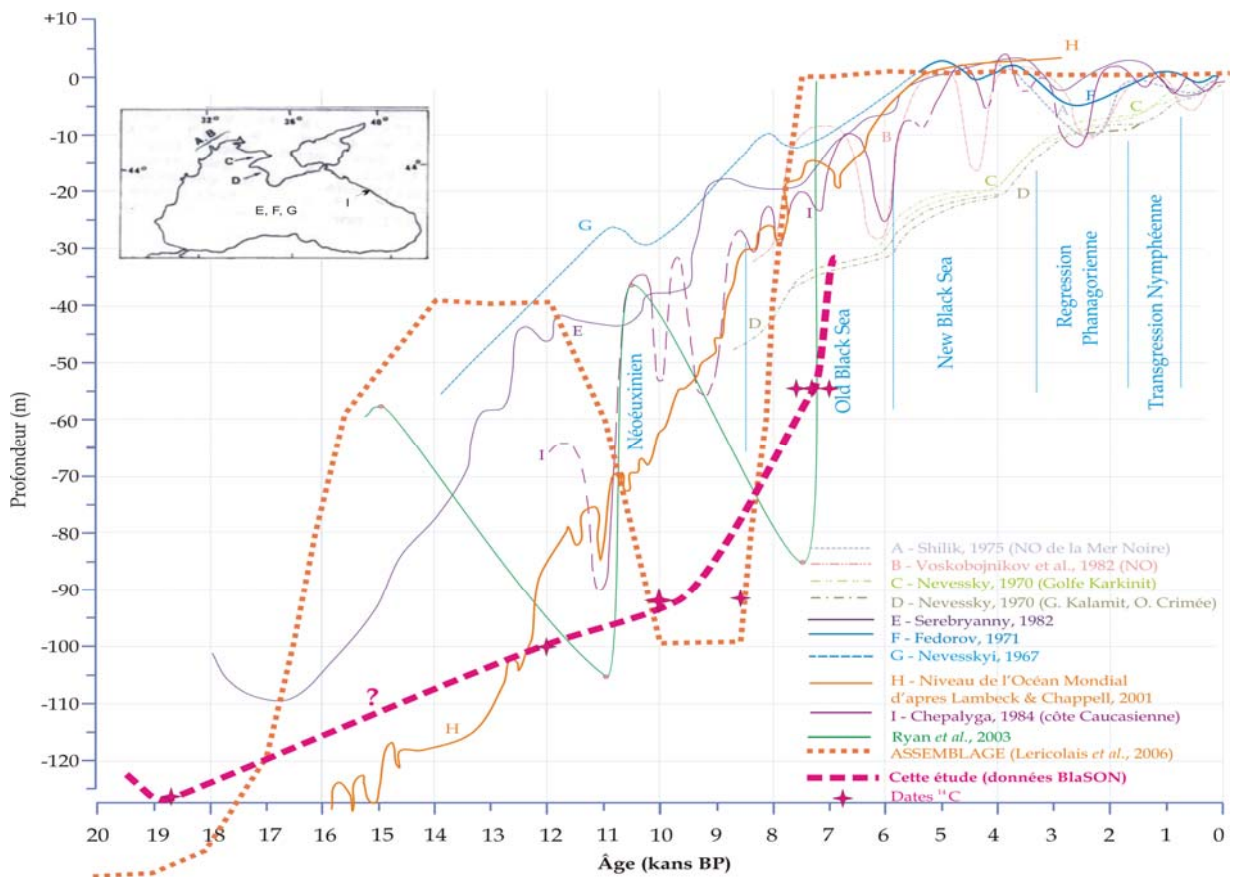


Fig.7.10 Terrasse créé par l'abrasion des vagues (wave-cut terrace = WCT) (d'après Popescu et al., 2004), et descriptions des quelques carottes de cette étude. Pour la carotte BLKS 98-22 sont présentées aussi les courbes de variation de la susceptibilité magnétique et des types de minéraux argileux en fonction de la profondeur dans la carotte et en fonction de temps



a)



b)

Fig.7.11 Courbes de variation du niveau de la Mer Noire et de l'Océan Mondial pendant les derniers 19000 ans. a) dans la littérature (nous avons choisi en principal les courbes pour la partie nord-ouest du bassin, à l'exception de ceux de Serebryanny (1982), Fedorov (1971) et Nevesskyi (1967) qui représentent des compilations des données des différents zones autour du bassin); b) courbes issus du programme ASSEMBLAGE (Lericolais et les partenaires ASSEMBLAGE, 2006) et de cet étude.

Le niveau bas enregistré dans nos carottes semble plus grand que celles calculées antérieurement autour du bassin. Il faut noter quand même que ces amplitudes sont très différents d'une zone à l'autre, et d'un auteur à l'autre, du fait d'une tectonique différente dans les zones montagneuses (telles que le Caucase et l'Anatolie) et dans les zones plus basses et plus stables. Peuvent intervenir aussi les différents critères utilisés par chaque auteur pour calculer le niveau de la mer. Sur la **figure 7.11a** sont présentées les courbes de variation du niveau de la Mer Noire selon quelques auteurs, en principe pour la partie nord-ouest du bassin. On peut les comparer avec la courbe de variation de l'océan mondial de Lambeck et Chappell, 2001. amplitude

Les variations du niveaux de la Mer Noire que nous proposons, ainsi que celles proposées à l'issue du programme ASSEMBLAGE (Lericolais, G. and Assemblage partners, 2006) dont ce travail fait partie, sont marquées sur la figure **7.11b**. Les deux courbes montrent le niveau bas autour de -130 mètres vers 19000 ans. Ensuite, sur la figure finale d'ASSEMBLAGE, est marquée la montée des eaux pour atteindre -40 mètres entre 14000 et 12000 ans, suivie de la baisse du niveau jusqu'à -100 mètres autour de 10000 et 8500 ans. Dans notre travail nous marquons le niveau d'eau à ~-100 mètres déjà vers 12000 ans (d'après la carotte BLKS 98-04), ensuite à ~-90 mètres autour de 10000 ans. Puisque nous n'avons pas de données nous indiquant clairement l'évolution du niveau d'eau entre 19000 et 12000 ans, nous avons marqué sa montée progressive. Cependant il se peut que le niveau d'eau changeait à un autre rythme suite à la fonte des glaces, et qu'autour de 14000 ans il était plus haut qu'à -100 mètres. Ceci est exprimé sur la courbe d'Assemblage.

L'arrivée de l'eau saline depuis la Méditerranée, marquée par le sapropèle, est enregistrée dans notre travail après ~7600 ans (d'après les datations dans la carotte BLKS 98-22).

Ch.8 Conclusions

Chapitre 8. Conclusions

Du fait de la diversité des analyses effectuées, un chapitre d'interprétation synthétique (ch. 7) à été nécessaire.

Les nombreuses analyses effectuées, sur les sédiments des carottes, nous ont permis de montrer que les propriétés de la matière organique des sédiments, leurs propriétés magnétiques en corrélation avec les taux de carbonates et de divers minéraux argileux, reflètent certains aspects des variations climatiques et environnementales dans le bassin de la Mer Noire.

Ces analyses, couplées à des datations ^{14}C , permettent de proposer une reconstitution des conditions de milieux au cours des derniers 28000 ans. Les aspects pris en compte sont : l'évolution de la paléo-activité du Danube, les variations du niveau et de la salinité de l'eau, l'oxygénation de l'eau et du sédiment, les sources des argiles (smectite/illite) dans la partie nord-occidentale du bassin.

1. La chronologie des sédiments, obtenue à l'aide de datations ^{14}C de la matière organique et de coquilles nous a montré que l'application des corrections sur les données ^{14}C reste difficile dans le cas d'un bassin contenant parfois de l'eau douce oxygénée, parfois de l'eau stratifiée. Néanmoins, l'étude des taux des carbonates le long des carottes, nous a permis aussi de modifier l'échelle chronologique présentée. Celle-ci ne tient pas compte de correction en fonction d'âge réservoir.

2. Source des sédiments à smectite dans la partie nord-ouest du bassin

L'étude des minéraux argileux de sédiments nous a démontré que, au moins pour le nord-ouest du bassin, l'origine des sédiments à smectite doit être cherchée au nord du bassin et non pas au sud.

En effet, dans deux carottes étudiées, une à 135 mètres (127 m en profondeur corrigé) et l'autre à 2100 mètres, le minéral argileux prédominant est la smectite. Du fait de leurs positions géographiques, aucune de ces carottes ne pouvait recevoir de sédiments provenant de l'Anatolie: l'une est trop peu profonde et l'autre se trouve près d'un chenal du système chenal-levées du paléo-Danube (décrit par Popescu *et al.*, 2001). Cette dernière carotte était donc alimentée pendant les périodes d'activité du canyon Viteaz. L'hypothèse des auteurs antérieurs sur une provenance

méridionale des sédiments à smectite de la Mer Noire est infirmée, au moins pour la partie nord-ouest du bassin.

3. L'activité du Danube dans le passé

Avant cette étude il n'y avait pas de repères temporels pour les périodes d'activité du Danube. Grâce aux datations ¹⁴C effectués et à l'étude des minéraux argileux, nous avons pu mettre en évidence: une activité accrue du fleuve il y a 19000 ans et aussi à 13000 ans. Ce qui est indiquée par les fortes quantités d'illite présentes dans le sédiment à ces âges.

4. Variations du niveau de la mer

Un niveau bas à environs -90 ÷ -110 mètres de profondeur est mis en évidence dans des carottes de la partie peu profonde du bassin; il est confirmé par des profils sismiques (Popescu *et al.*, 2004). Dans une carotte située à 100 m de profondeur, il est daté à environs à 12000 ans B.P. et dans une autre carotte à 92 mètres, il est daté à ~10000 ans. Un autre niveau bas, à environs - 130 m est suggéré autours de 19000 ans B.P.

5. Reconstitution des conditions environnementales dans le bassin de la Mer Noire pendant les derniers 28000 ans

Dans l'intervalle de temps entre 28000 ans BP et jusqu'à 25000 ans, les conditions environnementales du bassin étaient peu changeantes. L'eau du bassin était marine selon certains auteurs ou plutôt saumâtre et mal oxygéné. Cette mauvaise ventilation conduit à proposer l'existence d'un niveau haut dans le bassin, avec une éventuelle stratification des eaux, conduisant a l'anoxie des eaux de fond à 127 mètres (correspondant à la profondeur corrigée pour les mouvements tectoniques de la carotte BLKS 98-06).

Entre 25000 et 19000 ans BP, se produit le refroidissement du climat jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) il y a 19000 ans BP. La salinité de l'eau du bassin de la Mer Noire était *très réduite*. La présence des turbidites datés a 24000-25000 ans BP dans les carottes profondes, indique soit une période d'activité du système chenal levée relié au canyon Viteaz (Popescu *et al.*, 2001; Popescu, 2002), probablement dûe à un niveau bas de l'eau du bassin, soit la coulée d'une accumulation des sédiments de la pente continentale suite a leur déstabilisation par la gravitation et, éventuellement, par le changement du niveau de l'eau dans le bassin.

Le sédiment des carottes profondes contient de la smectite prédominante. *Au moment du DMG, l'illite devient prédominante, indiquant un apport renforcé des*

sédiments par le Danube. La présence des 'épisodes' riches en greigite indique des moments d'anoxie dans le sédiment et éventuellement dans la colonne d'eau, tandis que les propriétés magnétiques, les argiles et les carbonates permettent d'envisager un passage marin-saumâtre dans l'intervalle 25000-24000 ans BP. Le radoucissement des eaux du bassin est indiqué dans l'intervalle 21600-19000 ans BP par la présence de matière organique d'origine algale et du phytoplancton d'eau douce.

Après le DMG, **entre 19000 et 13000 ans BP**, le milieu était lacustre dans la Mer Noire. Entre 19000 et 17800 ans, un apport important de sédiments apporté par le Danube (dominance d'illite) est enregistré. Ceci peut être dû à la débâcle des glaciers alpins et/ou au fait que les sources des sédiments au nord riches en smectite (transportée par le Dniepr et le Dniestr) sont probablement bloquées à cause du permafrost discontinu. Après 17800 ans BP, le dégel des régions du nord du bassin serait enregistré à travers l'apparition de plus grandes quantités de smectite. Cette période se caractérise aussi par une bonne ventilation des eaux du bassin.

L'intervalle **13000-10000 ans BP** est caractérisé par un milieu lacustre, un climat relativement chaud, favorable à la précipitation des carbonates, et un apport accru du Danube entre 13000 et 11600 ans (stades Bølling et Allerød). La diminution de la quantité de carbonates qui succède, (de 11000 à 10000 ans BP), est certainement liée au refroidissement du Younger Dryas. Cette période se caractérise aussi par une oxygénation restreinte des sédiments (mauvaise ventilation des eaux du bassin).

Entre 10000 et 7300 ans BP, les stades Préboréal et Boréal ou le final du stade Néoeuxinien dans la Mer Noire, sont caractérisés par un climat chaud, marqué par la précipitation accrue de carbonates et par l'augmentation de la productivité dans les eaux de surface déduite des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. L'étude de la matière organique montre que l'eau du bassin était douce. Une diminution de la quantité des carbonates vers la fin de cette période peut indiquer le refroidissement du climat d'il y a 8200 ans, observé dans plusieurs endroits de l'Europe (i.e. Magny *et al.*, 2003 in Bahr *et al.*, 2005).

Les derniers 7300 ans sont caractérisés par des conditions marines dans le bassin de la Mer Noire et les conditions anoxiques même dans la colonne d'eau.

Cette étude nous a clarifié beaucoup d'aspects de l'histoire récente de la Mer Noire, mais il nous a posé aussi des questions qui formeront la suite de ce travail. En

perspective, on envisage éclaircir le problème des corrections d'âges ^{14}C pour le bassin de la Mer Noire en fonction du type de milieu présent dans divers périodes de temps et de continuer l'amélioration de la chronologie des sédiments. L'étude plus détaillée de la succession des périodes oxiques-anoxiques, des sources de smectite, de changements de la salinité et aussi des changements de niveaux dans le bassin en fonction des connexions avec la Méditerranée, sera une continuation nécessaire de ce travail.

Bibliographie

Bibliographie

- Aksu, A.E., R.N. Hiscott, D. Yasar, F.I. Isler, S. Marsh, 2002. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrophic variations in sea-level during the last ~10 000 yr. Marine Geology, **190**(1-2): 61-94.
- Aleksina, I.A., Korolev, Yu.M., Yedigaryan, Z.P. (1972). Clay minerals in Late Quaternary deposits of the Sea of Azov. Oceanology **12**: 83-137.
- Almazov, A. A., Bondar, C., Diaconu, C., Ghederim, V., Mihailov, A.N., Mita, P., Nichiforov, I.D., Rai, I.A., Rodionov, N.A., Stanescu, S., Stanescu, V., Vaghin, N.F. (1963). *Zona de varsare a Dunarii, Morfografie hidrologica*. Editura tehnica, Bucuresti.
- Amman, B., Lotter, A.F. (1989). Late-Glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, **18**: 109-126.
- Anderson, B.G., Borns, H.W. (1997). *The ice age world*. Scandinavian University Press, Oslo.
- André, F. (1999). Vers une meilleure compréhension de la dernière transgression marine en Mer Noire (mission BLASON 1998). Rapport D.E.A., Universités de Lille et Paris-Sud Orsay. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. Gif-sur-Yvette: 65p.+ 4 annexes.
- Arkhangel'skiy, A. D., Strakhov, N.M. (1938). Geology and evolution of the Black Sea. Izd. An. USSR, 200 p.
- Arkhipov, S. A., Ehlers, J., Johnson, R.G., Wright, H.E. Jr. (1995). "Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene." *Boreas* **24**: 196-206.
- Arnold, M., Bard, E., Maurice, P., Duplessy, J.-C. (1987). ¹⁴C dating with the Gif-sur-Yvette Tandemron accelerator: status report. Nucl. Instrum. Methods. Phys. Res., Sect. B, **29**: 120-123.
- Arthur, M. A., Dean, W.E. (1998). "Organic-matter production and preservation and evolution of anoxia in the Holocene Black Sea." *Paleoceanography* **13**(4): 395-411.
- Arthur, M. A., Dean, W.E., Neff, E.D., Hay, B.J., King, J., Jones, G. (1994). "Varve calibrated records over the last 2000 years in the Black Sea." Global Biogeochemical Cycles **8**(2): 195-217.
- Astakhov, V. (1992). The last glaciation in West Siberia. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **81**, 21-30.
- Astakhov, V. (1993). Problema polednego oledeniya Zapadnoi Sibiri (Problem of the last glaciation of West Siberia). In: Velichko, A.A. (ed.), *Razvitiye landshaftov i klimata Zevernoy Evrazii (Evolution of Landscapes and Climates of Northern Eurasia)*, 41-44, Nauka, Moscow.
- Atanassova, J. (1995). "Dinoflagellate cysts of Late Quaternary and recent sediments from the western Black Sea." Annual of the University of Sofia "St. Kliment Ohridski" **87**(Book 2 - Botany): 17-28.
- Atanassova, J., Bozilova, E. (1992). Palynological investigation of marine sediments from the western sector of the Black Sea. *Okeanologia* **1**: 97-103.

-
- Bahr, A., Lamy, F., Helge, A., Holger, K., Gerold, W. (2005). "Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea." Marine Geology **214**(4): 309-322.
- Ballard, R. D., Coleman, D.F., Rosenberg, G.D. (2000). "Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black sea shelf." Marine Geology 170(Letter Section): 253-261.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A. (1990). "Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals." Nature **345**(31 May 1990): 405-410.
- Belogorskaya, E.V., Kondratyeva, T.M. (1965). Phytoplankton distribution in the Black Sea. *In: Vodjanitski, V.A. (ed.) - Planktonic investigations in the Black Sea and Azov Sea. Naukova Dumka, Kiev, p.36-69.*
- Bender, M.M. (1971). Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. Phytochemistry, **10**: 1239-1244.
- Bentaleb, I., Fontugne, M., Descolas-Gros, C., Girardin, C., Mariotti, A., Pierre, C., Brunet, C., Poisson, A., (1998)- Carbon isotopic fractionation by plankton in the southern Indian Ocean: Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ of particulate organic carbon and dissolved carbon dioxide. J. Marine Systems, **17**: 39-58.
- Berger, A. (1988). "Milankovitch theory and climate." Reviews of Geophysics **26**(4): 624-657.
- Berger, R., Taylor, R.E., Libby, W.F. (1966). « Radiocarbon content of marine shells from the Californian and Mexican west coast ». Science, **153** (3738): 864-866.
- Berner, R. A., 1970a. Pleistocene Sea Levels possibly indicated by Buried Black Sediments in the Black Sea. Nature, 227(August 15): 700.
- Berner, R. A., 1970b. Sedimentary pyrite formation. Amer. J. Sci., 268: 1-23.
- Berner, R. A., 1974. Iron Sulfides in Pleistocene Deep Black Sea Sediments and Their Paleo-oceanographic Significance. *In: D.A.Ross & E.T. Degens (Editors), The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology - AAPG Memoir 20. Tulsa, Oklahoma, pp. 524-531.*
- Biscaye, P.E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Am Bull. **76**: 803-832.
- Black Sea GIS, (1997) - Geomorphological zonation of the Black Sea (CD).
- Bondar, C., State, I., Cernea, D., Harabagiu, E. (1991). Water flow and sediment transport of the Danube and its outlet into the Black Sea. Meteorology and Hydrology **21**(1): 21-25.
- Boomer, I., Guichard, F. (2005). "Ostracod shell chemistry and hydrology: Towards an understanding of water mixing history", presentation at ASSEMBLAGE workshop in Hamburg, 2005.
- Buachidze, I. M. (1974). Black Sea Shelf and Littoral Zone. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology - AAPG Memoir 20. E. T. Degens & D. A. Ross (eds.). Tulsa, Oklahoma: 308-316.
- Bukry, D. (1974). Coccoliths as Paleosalinity Indicators - Evidence from Black Sea. *In: E.T. Degens & D.A. Ross - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, AAPG Memoir 20: 353-363.*
- Butuzova, G.Yu. (1960). Glinistye mineraly v osadkakh vostochnoi chasti Chernogo morya. (Clayey minerals of the deposits of the eastern part of the Black Sea). Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., Ser. Geol., 6.

- Calvert, S. E., Fontugne, M.R. (1987). "Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea sapropel." Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) **66**: 315-322.
- Calvert, S. E., Karlin, R. E., 1991. Relationships between sulphur, organic carbon and iron in the modern sediments of the Black Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 2483-2490.
- Calvert, S. E., Karlin, R.E. (1998). "Organic carbon accumulation in the Holocene sapropel of the Black Sea." Geology **26**(February): 107-110.
- Calvert, S. E., Thode, H. G., Yeung, D., Karlin, R. E. (1996). "A stable isotope study of pyrite formation in the Late Pleistocene and Holocene sediments of the Black Sea." Geochimica et Cosmochimica Acta 60(7): 1261-1270.
- Calvert, S. E., Vogel, J.S., Southon, J.R. (1987). "Carbon accumulation rates and the origin of the Holocene sapropel in the Black Sea." Geology **15**: 918-921.
- Calvert, S.E., Karlin, R.E., Toolin, L.J., Donahue, D.J., Southon J.R., Vogel, J.S. (1991). "Low organic carbon accumulation rates in Black Sea sediments." Nature **350**(25 April): 692-695.
- Caraivan, G., 1982. Studiul sedimentologic al depozitelor din zona de plaja si a selfului intern din fata tarmului romanesc intre Portita si Tuzla. Resumé thèse de doctorat: 25p.
- Caraivan, G., Herz, N., Noakes, J. (1986). "New proofs of the Black Sea rise during the middle Wurm interstadial." D.S. Inst. Geol. Geofiz. **70-71**(5 (1983-1984)): 57-62.
- Caraivan, G., Selaru, O., 1985. Quaternary environmental changes of the Black Sea. Rev. Roum. Géol. Géophys., Tome **29**(Géographie): 13-19.
- Chaline, J., Mojski, J.E., Meyer, K.D. (1980). Report on the symposium Vistulian stratigraphy, Poland 1979. Boreas **9**: 151.
- Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. Quaternary Science Reviews **21**: 1229-1240.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J.Y.O., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Earth and Planetary Science Letters **141**: 227-236.
- Chepalyga, A. L. (1984). Inland Sea Basins *In*: A. A. Velichko (ed.), Late Quaternary environments of the Soviet Union. Minneapolis, University of Minnesota Press: 229-247.
- CLIMAP, 1981. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America, Map and Chart Series, Vol. **C36**.
- Cloern, J. E., Canuel, E.A., Harris, D. (2002). "Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system." Limnol. Oceanogr. **47**(3): 713-729.
- COHMAP, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. Science **241**, 1043-1052.
- Collinson, D. W. (1983). Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism. Techniques and instrumentation. London, Chapman and Hall Ltd: 504p.
- Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochimica et Cosmochimica Acta **12**, 133-149.

- Cutter, G. A., Kluckhohn, R. S. (1999). "The cycling of particulate carbon, nitrogen, sulfur and sulfur species (iron monosulfide, greigite, pyrite, and organic sulfur) in the water columns of Framvaren Fjord and the Black Sea." *Marine Chemistry* 67: 149-160.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.
- De Vries, H. (1958). Variations in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap Ser.*, B61, 94-102.
- Degens, E. T., Ross, D.A. (1970). "Oceanographic Expedition in the Black Sea. A Preliminary Report." *Die Naturwissenschaften* 7: 349-353.
- Degens, E. T., Ross, D.A. (1972). "Chronology of the Black Sea over the last 25,000 years." *Chemical Geology* 10: 1-16.
- Degens, E. T., S.W. Watson, C.C. Remsen (1970). "Fossil membranes and cell wall fragments from a 7000-years Old Black Sea sediment." *Science* 168: 1207-1208.
- Degens, E.T., Michaelis, W., Garrasi, C., Mopper, K., Kempe, S., Ittekkot, A. (1980). Warven-Chronologie and Frühdiagenetische Umsetzungen organischer Substanzen holozaner Sediments des Schwarzen Meeres. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Monatsh* 83: 65-86.
- Degens, E.T., Stoffers, P., 1976. Stratified waters as a key to the past. *Nature*, 263(September 2): 22-27.
- Degens, E.T., Stoffers, P., Golubic, S., Dickman, M.D. (1978). Varve chronology: estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin (Cap.4). *In: Y.P. Neprochnov & D.A. Ross (Eds.) - Initial Reports of the DSDP (Deep Sea Drilling Project). Washington D.C., Vol.42 (part 2)*
- Deines, P. (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. *In: P. Fritz & J.Ch. Fontes (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Amsterdam, Elsevier. Vol. 1: 329-406.*
- Dekkers, M.J., 1988. Magnetic properties of natural pyrrhotite. Part I: Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 52: 376-393.
- Delibrias, G. (1985). Le carbone 14. *In: Methodes de datation par des phenomenes nucleaires naturels. Ed. Masson: 421-458.*
- Denton, G.H, Heusser, C.J, Lowell, T.V., Moreno, P.I., Andersen, B.G., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R., 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 81, No. 2, Glacial and Vegetational History of the Southern Lake District of Chile (1999), pp. 107-153.
- Denton, G.H., Hughes, T.J. 1981. *The Last Great Ice Sheets*, Wiley, New York, 484pp.
- Deuser, W.G. (1970a). "Carbon-13 in Black Sea Waters and Implications for the Origin of Hydrogen Sulfide." *Science* 168: 1575-1577.

- Deuser, W.G. (1970b). "Isotopic Evidence for Diminishing Supply of Available Carbon during Diatom Bloom in the Black Sea." *Nature* **225**(5237): 1069-1071.
- Deuser, W.G. (1972). "Late-Pleistocene and Holocene History of the Black Sea as Indicated by Stable-Isotopes Studies." *Journal of Geophysical Research* **77**(6): 1071-1077.
- Dimitrov, P., Novicova, Z. (1979). Mineralogia In: Geology and Hydrology of the Western section of the Black Sea, p.142-175. Bulgarian Academy of Sciences, Sofia.
- Dunlop, D. J. (1986). "Hysteresis properties of magnetite and their dependence on particle size: a test of pseudo-single-domain remanence models." *Journal of Geophysical Research* **91**(B9): 9569-9584.
- Emerson, S., Hedges, J.I. (1988). Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography* **3**, 621-634.
- Ergin, M., Kazanci, N., Varol, B., Ileri, O., Karadenizli, L. (1997). Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara shelf. *Marine geology* **140**: 391-403.
- Fairbanks, R. G. (1989). "A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation." *Nature* **342**(7 dec. 1989): 637-642.
- Farcas, S., de Beaulieu, J.-J., Reille, M., Coldea, G., Diaconeasa, B., Goeuru, C., Goslar, Th., Jull, T. (1999). "First ^{14}C datings of Late Glacial and Holocene pollen sequences from Romanian Carpathes." *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la vie* **322**: 799-807.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., vonGrafenstein, U., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.-E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M., Yu, G., 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels, and geochemistry. *Climate Dynamics* **15**, 823-856.
- Faustova, M. A. (1984). Late Pleistocene Glaciation of European USSR. *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. A. A. Velichko. Minneapolis, University of Minnesota Press: 3-12.
- Fedorov, P. V. (1956). O sovremennoi epokhe v geologicheskom istorii Chernogo morya (Modern epoch in geological history of Black Sea): Akad. Nauk SSSR Doklady **110**: 839-841.
- Fedorov, P. V. (1962). "Stratigraphy of the Quaternary deposits in the Black Sea and the evolution of the Black Sea basin." *Bull. Soc. Nat. Sciences, Geology* **37**(4): 129-131.
- Fedorov, P. V. (1963). Stratigrafiya obetvertichnykh otloshenii Krymskogo-Kavkazkogo poberezh'ya I nekotorye voprosy geologicheskoy istorii Chernogo morya (Stratigraphy of Quaternary sediments on coast of Crimea and Caucasus and some problems connected with geological history of the Black Sea). Akad. Nauk SSSR Geol Inst. Trudy, **88**: 7-159.
- Fedorov, P. V. (1971). "Postglacial transgression of the Black Sea." *Internat. Geol. Rev.* **14**(2): 160-164.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J., 1998. "Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum

-
- using far- and intermediate-field sites". Earth and Planetary Sciences Letters **163**, 327-342.
- Fontugne, M. (1996). "Progrès de la datation par le Carbone 14." Archéologia **323**: 26-33.
- Fontugne, M. (2002) La dérive des âges carbone 14. *In*: Géologie de la Préhistoire, Ed. GEOPRE, Perpignan, 1199-2005.
- Fontugne, M., Duplessy, J.-C. (1981). "Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31°C." Oceanologica Acta **4**(1): 85-90.
- Foucault, A., Raoult, J.-F., 2000. Dictionnaire de géologie. Masson Sciences. Dunod, Paris, 380 pp.
- Fulga, C. (2005). Terrigenous minerals in the sediments of the littoral and Black Sea inner shelf. GeoEcoMarina **9-10**(2003-2004): 47-52.
- Fulga, C., Fulga, V. (1996). Mineralogy of Black Sea sediments. Anuarul Institutului Geologic al Romaniei **69**(1)
- Gearing, J.N., Gearing, P.J., Rudnick, D.T., Requejo, A.G., Hutchins, M.J. (1984). "Isotopic variability of organic carbon in a phytoplankton-based, temperate estuary". Geochim. Cosmochim Acta, **48**: 1089-1098.
- Glenn, C. R., Arthur, M.A. (1985). "Sedimentary and geochemical indicators of productivity and oxygen contents in modern and ancient basins: the Holocene Black Sea as the "type" anoxic basin." Chemical Geology **48**: 325-354.
- Godwin, H. (1962). "Half-life of radiocarbon". Nature, **195**: 984.
- Goncearov, V.P., Neprochinov, I.P., Neprocinova, A.F. (1972). Relieful si structura de adîncime a depresiunii Mării Negre. Ed. Nauka, Moscova (en russe).
- Grosswald, M.G. (1977). "The last Eurasian Ice Sheet. Materialy Glyatsiol. Issled. Khronika Obsuzhdeniya **30**, 45-60. [en russe, avec un résumé en anglais].
- Grosswald, M.G. (1980). "Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia." Quaternary Research **13**: 1-32.
- Grosswald, M.G. (1993). Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin. *In*: Peltier, R.W. (Ed.), Ice in the climate system. NATO ASI Series I: Global Environmental Change. Springer, Berlin, pp. 1-20.
- Grosswald, M.G. (1998). Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. Quaternary International **45/46**: 3-18.
- Guichard, F., Carey, S., Arthur, M.A., Sigurdsson, H., Arnold, M. (1993). "Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black Sea." Nature **363**(17 June 1993, Letters to Nature): 610-612.
- Gulin, S.B., Polikarpov, G.G. and Egorov, V.N., 2003. The age of microbial carbonate structures grown at methane seeps in the Black Sea with an implication of dating of the seeping methane. Marine Chemistry, **84**: 67-72.
- Gunnerson, C. G., Ozturgut, E. (1974). The Bosphorus. The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology - AAPG Memoir. D. A. R. E. T. Degens. Tulsa, Oklahoma. **20**: 99-114.
- Haq, B.U., Van Eysinga, F.B.W. (1987). Geological Time Table. Fourth, revised and enlarged edition. Elsevier.
- Hay, B. J. (1988). "Sediment accumulation in the central western Black Sea over the past 5100 years." Paleoceanography **3**(4): 491-508.

- Hay, B. J. Honjo, S., Kempe, S., Ittekkot, A.V.; Degens, E.T., Konuk, T., Izdar, E. (1990). "Interannual variability in particle flux in the south-western Black Sea." *Deep-Sea Research* **37**(6): 911-928.
- Hay, B. J., Michael, A.A., Dean, W.E., Neff, E.D., Honjo, S. (1991). "Sediment deposition in the Late Holocene abyssal Black Sea with climatic and chronological implications." *Deep-Sea Research* **38**(Suppl.2): S1211-1235.
- Houmark-Nielsen, M., 1989. The last interglacial-glacial cycle in Denmark. *Quaternary International* **3/4**: 31-39.
- Houmark-Nielsen, M., 1999. A lithostratigraphy of Weichselian glacial and interstadial deposits in Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **46**: 101-114.
- Hsü, K. J. (1978). Stratigraphy of the lacustrine sedimentation in the Black Sea (Cap.15). Initial Reports of the DSDP (Deep Sea Drilling Project). In: Y.P. Neprochnov & D.A. Ross (Eds.) - Initial Reports of the DSDP (Deep Sea Drilling Project). Washington D.C., U.S. Vol. **42** (part 2): 509-524.
- Hubberten, H.W., Andreev, A., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M., Kuzmina, S., Larsen, E., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Möller, P., Saarnisto, M., Schirmer, L., Sher, A.V., Siegert, C., Siegert, M.J., Svendsen, J.I. (2004). "The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation." *Quaternary Science Reviews* **23**: 1333-1357.
- Hughes, T.J., Denton, G.H., Grosswald, M.G., 1977. Was there a late Würm Arctic Ice Sheet? *Nature* **266**: 596-602.
- Imbrie, J., E.A. Boyle, S.C. Clemens, A. Duffy, W.R. Howard, G; Kukla, J. Kuzbach, D.G. Martinson, A. McIntyre, L.C. Peterson, N.G. Pisias, W.L. Prell, M.E. Raymo, N.J. Shackleton, J.R. Toggweiler (1992). "On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing." *Paleoceanography* **7**(6): 701-738.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta18O record. In: A.L. Berger et al. (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part 1*. D.Riedel, Hingham, Mass.: 269-305.
- Ishiwatari, R., Uzaki, M. (1987). Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6 million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa Japan). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 321-328.
- Jasper, J.P., Gagosian, R.B. (1990). The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pygmy Basin, Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 117-132.
- Jones, B. (2004). "Carbonates" In: R. C. Selley, L. R. M. Cocks, I. R. Plimer (Eds.) - *Encyclopedia of Geology*. Elsevier B.V., p. 522-532.
- Jones, G. A. (1994). "A new hypothesis for the Holocene appearance of coccolithophores in the Black Sea." *The Holocene* **4**(2): 195-199.
- Jones, G.A., Gagnon, A.R. (1994). "Radiocarbon chronology of Black Sea sediments." *Deep-Sea Research I* **41**(3): 531-557.
- Jørgensen, B. B., Böttcher, M.E., Lüschen, H., Neretin, L.N., Volkov, I.I. (2004). "Anaerobic methane oxidation and deep H₂S sink generate isotopically heavy

-
- sulfides in Black Sea sediments." *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(9): 2095-2118.
- Jover, O., Rochette, P., Lorand, J.P., Maeder, M., Bouchez, J.L. (1989). Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: origin of their low-field susceptibility. *Phys. Earth Planet. Int.* **55** : 79-92.
- Karlen, I., Olsson, I.U., Kalberg, P., Kilicci, S. (1966). "Absolute determination of the activity of two ¹⁴C dating standards". *Arkiv. Geofysik*, **6**: 465-471.
- Keeling, C.D., Mook, W.G., Tans, P.P. (1979). Recent trends in the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **277**: 121-123.
- Kerey, I. E., Meric, E., Tunoglu, C., Kelling, G., Brenner, R.L., Dogan, A.U. (2004). "Black Sea - Marmara Sea Quaternary connections: new data from the Bosphorus, Istanbul, Turkey." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **204**: 277-295.
- Kitagawa H., Van der Plicht, J. (1998). Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P. : Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**: 1187-1190.
- Kondratjeva, K.A., S.F. Khrutsky, and N.N. Romanovsky (1993): Changes in the extent of permafrost during the late Quaternary period in the territory of the Former Soviet Union. *Permafrost and Periglacial Processes* **4**: 113-119.
- Koreneva, E., Kartashova, G. (1978). Palynological study of samples from drills 379A, 380A. Leg.42B. Initial reports of DSDP Project **42**(2): 951-999.
- Krinner, G., Mangerud, J., Jakobsson, M., Crucifix, M., Ritz, C., Svendsen, J.I. (2004). "Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes." *Nature* **427**(29 January 2004): 429-432.
- Krupatkina, D.K., Finenko, Z.Z., Shalapyonok, A.A. (1991). "Primary production and size-fractionated structure of the Black Sea phytoplankton in the winter-spring period." *Marine Ecology Progress Series* **73**(June 20): 25-31.
- Kvasov, D.D. (1975). „Pozdnechetvertichnaya Istoriya Krupnykh Ozer I Vnutrennikh Morei Vostochnoi Yevropy (Late Quaternary History of Major Lakes and Inland Seas of Eastern Europe)". Leningrad. [en russe]
- Kvasov, D.D. (1979). The Late-Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae AIII* **127**: 1-71.
- Lambeck, K., Chapell, J. (2001). Sea Level Change Through the Late Glacial Cycle. *Science*, **292**(27 april 2001): 679-686.
- Larsen, E., Lyså, A., Demidov, I., Funder, S., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K.H., Murray, A.S., 1999. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia. *Boreas* **28**: 115-132.
- Latif, M.A., Özsoy, E. , Oğuz, T., Ünlüata, Ü. (1991). Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea. *Deep-Sea Res.* **38** (Suppl.2) : S711-S723.
- Lericolais, G. and Assemblage partners, 2006 - Assemblage deliverable 25 : Assessment of the last sea-level rise in the Black Sea. European Community, Energy, Environment and Sustainable Development, Deliverables of the EVK3-CT-2002-00090 European Project; Lericolais, G.; 32.
- Lericolais, G., Popescu, I., Guichard, F., Popescu, S.-M., Manolakakis, L. (2007). Water-level Fluctuations in the Black Sea since the Last Glacial Maximum. *In: The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*. V. Yanko-Hombach, Gilbert, A.S., Panin, N.,

- Dolukhanov, P.M. (Eds.). Dordrecht, The Netherlands, Springer. **XXXVIII**: 437-452.
- Libby, W.F. (1952). Radiocarbon dating. University of Chicago Press, 124 p.
- Lowe, J.J., Gray, J.M. (1980). The stratigraphic subdivision of the Lateglacial of NW Europe: a discussion. *In*: Lowe, J.J., Gray, J.M. and Robinson, J.E. (eds.), *Studies in the Lateglacial of North-Western Europe*, pp. 157-175. Pergamon Press, Oxford.
- Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Demidov, I. (2001a). The Last Glaciation on the Kola Peninsula, Russia. *In*: EUG XI Strasbourg France 8th-12th April 2001. Abstracts p.219.
- Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I., Kiselova, V. (2001b). Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Change* **31**: 407-425.
- Maher, B. A., Thompson, R., Hounslow, M.W. (1999). Introduction. *In*: B. A. Maher & R. Thompson (eds.), *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press.
- Major, C.O. (2002). Non-eustatic controls on sea-level change in semi-enclosed basins. PhD thesis, Columbia University.
- Major, C.O., Ryan, W., Lericolais, G., Hajdas, I. (2002). "Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition." *Marine Geology* **190**(1-2): 19-34.
- Mangerud, J. (1989). "Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy." *Quaternary International* **3/4**: 1-4.
- Mangerud, J. (1991a). The Last Interglacial/Glacial Cycle in Northern Europe. *In*: L.C.K. Shane & E.J. Cushing (Eds.) - *Quaternary Landscapes*. Minneapolis, University of Minnesota Press: 229p.
- Mangerud, J. (1991b). The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial cycle. *In*: . B. Frenzel (ed.) - *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*. Stuttgart, New York, G. Fisher. **Paleoklimaforschung Vol.1**: 451 pp.
- Mangerud, J. (2004). Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. *In*: Ehlers, J., Gibbard, P., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Vol. 1. Europe. Elsevier, Amsterdam, in press.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* **4**: 109-128.
- Mangerud, J., Astakhov, V., Jakobsson, M., Svendsen, J.I. (2001a). Huge Ice-age lakes in Russia. *Journal of Quaternary Science*, **16**(8): 773-777.
- Mangerud, J., Astakhov, V.I., Murray, A., Svendsen, J.I. (2001b). The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. *Global and Planetary Change*, **31**: 321-336.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., and G. K. C. Clarke, Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkkag, J.-P., Möller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J.I. (2004). "Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation." *Quaternary Science Reviews* **23**: 1313-1332.

-
- Mangerud, J., Jansen, E., Landvik, J.Y. (1996). Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. Global and Planetary Change, **12**: 11-26.
- Martinson, D. G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore Jr., N.J. Shackleton (1987). "Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy." Quaternary Research **27**: 1-29.
- Maynard, N.G. (1974). Diatoms in Pleistocene Deep Black Sea Sediments. *In*: D.A. Ross & E.T. Degens (Eds.) - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, AAPG Memoir **20**: 389-395.
- Mérienne, P. (2001). Atlas mondial. Editions Ouest-France, Rennes.
- Meyers, P.A. (1990). "Impacts of Late Quaternary fluctuations in water level on the accumulation of sedimentary organic matter in Walker Lake, Nevada". Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **78**: 229-240.
- Meyers, P.A. (1994). "Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter." Chemical Geology **114**: 289-302.
- Michaelis, W. et al., 2002. Microbial Reefs in the Black Sea Fueled by Anaerobic Oxidation of Methane. Science, **297**(9 August): 1013-1015.
- Mihăilescu, N., Jipa, D., Rădan, S., Giușcă, R. (1972). Studiul sedimentologic informativ al aluviunilor Dunării și al Lacului Schitu (L'étude sédimentologique informative des alluvions du Danube et du Lac Schitu)
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R. (2001). "Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)." Quaternary Science Reviews **20**: 627-657.
- Mook, W.G., Koopmans, M., Carter, A.F., Keeling, C.D. (1983). Seasonal latitudinal and secular variations in the abundance of the isotope ratios of atmospheric carbon dioxide. 1. Results from land stations. Journal of Geophysical Research, **88**: 10915-10933.
- Müller, G., Stoffers, P. (1974). Mineralogy and Petrology of Black Sea Basin Sediments. *In*:: E.T. Degens & D.A. Ross - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, AAPG Memoir **20**: 200-248.
- Muratov, M. V. (1972). "Istoriya formirovaniya glubokovodnoi kotloviny Chernogo morya v sravneniis vpadinami Sredizemnogo." Geotektonika **5**: 22-41.
- Murray, J. W., Top, Z., Özsoy, E. (1991). "Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea." Deep-Sea Research **38**(Suppl.2): S663-S689.
- Neprochnov, Yu.P. (Ed.) (1980). Geological History of the Black Sea from results of Deep-Sea Drilling: 52-77. Nauka Press, Moscow.
- Neretin, L.N., Böttcher, M.E., Jørgensen, B.B., Volkov, I.I., Lüschen, H., Hilgenfeldt, K., 2004. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta, **68**(9): 2081-2093.
- Nevesskaya, L. A. (1965). Late Quaternary bivalve mollusks of the Black Sea: their systematics and ecology. Nauka Press, Moscow.
- Nevesskiy, Ye. N. (1961). O poslelednikovoy transgressii Chernogo Morya (Post-glacial transgression of the Black Sea). Akad.Nauk SSSR Doklady, **137**: 667-670.

- Neveskiy, Ye. N. (1967). *Protsessy osadkoobrazovaniya v pribrezhnoy zone, morya* (Processes of sediment formation in the near-shore zone of the sea). Moscow, Izd. "Nauka", 225p.
- Novicova, Z.T. (1973). Characteristic features and dynamics of formation of terrigenous mineralogical provinces in the North-western Black Sea. *Oceanology* **13**(2): 242-246.
- O'Leary, M.H. (1988). Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*, **38**: 328-336.
- Oguz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.V., Sur, H.I., Markov, A.A., Ozsoy, E., Kotovschikov, B.B., Eremeev, V.V., Unluata, U. (1993). Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. *Deep-Sea Research I* **40**: 1597-1612.
- Oguz, T., Besiktepe, S. (1999). "Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea." *Deep-Sea Research I* **46**: 1733-1753.
- Olsson, I.U. (1974). "Some problems in connection with the evaluation of ¹⁴C dates". *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **96**: 311-320.
- Opdyke, N. D. and J. E. T. Channell (1996). Magnetic stratigraphy, *International Geophysics Series* **64**, Academic Press.
- Osmond, C.B. (1975). Environmental control of photosynthetic options in crassulacean plants. *In*: R; Marcelle (Ed.), *Environmental and Biological Control of Photosynthesis*. Junk, The Hague, 299-309.
- Östlund, H. G. (1974). Expedition "Odysseus 65": Radiocarbon Age of Black Sea Deep Water *In*: E.T. Degens & D.A. Ross (Eds.) - "The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology", *AAPG Memoir*: 127-132.
- Östlund, H.G., Dryssen, D. (1986). Renewal rates of the Black sea deep water. *Proceedings of the chemical and physical oceanography of the Black Sea, International Meeting, University of Goteborg, Goteborg, Sweden, 2-4 June 1986*.
- Ostrovskiy, A.B., Izmaylov, Ya.A., Balabanov, I.P., Skiba, S.I., Skryabina, N.G., Arslanov, S.A., Gey, N.A., Suprunova, N.A. (1977). New data on the paleohydrological regime of the Black Sea in the Upper Pleistocene and Holocene. *In*: P.A. Kaplin & I.A. Shcherbakov (eds.), *Paleogeography and Deposits of the Pleistocene of the Southern Seas of the USSR*: 131-141. Nauka Press, Moscow.
- Ostrovskiy, A.B., Izmaylov, Ya.A., Shcheglov, A.P., Arslanov, Kh.A., Tretichnyy, N.I., Gey, N.A., Piotrovskaya, T.Yu., Muratov, V.M., Shchelinskiy, V.Ye., Balabanov, I.P., Skiba, S.I. (1977). New data on the stratigraphy and geochronology of Pleistocene marine terraces of the Black sea coast, Caucasus and Kerch-Taman region. *In*: P.A. Kaplin & I.A. Shcherbakov (eds.), *Paleogeography and Deposits of the Pleistocene of the Southern Seas of the USSR*: 61-69. Nauka Press, Moscow.
- Özsoy, E., Latif, M.A., Tugrul, S., Ünlüata, U. (1995). "Exchanges with the Mediterranean, fluxes, and boundary mixing processes in the Black Sea." *Bulletin de l'Institut océanographique, Monaco* **15**(no. special): 1-25.
- Panin, N. (1989). "Danube Delta Genesis, Evolution and Sedimentology." *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr. Géographie*(Tome 33): 25-36.
- Panin, N. (1996). "The Danube Delta Geological Setting, Genesis and Evolution." *GeoEcoMarina* **2**: 31-40.

-
- Panin, N. and Strechie, C., 2006. Late Quaternary Sea-level and Environmental Changes in the Black Sea: A Brief Review of Published Data. The Journal of Archaeomythology, **2**(1): 3-16.
- Panin, N., Popescu, I. (2002). [The Black Sea: climatic and sea level changes in the Upper Quaternary](#)
- Panin, N., D. Jipa (1998). "Danube River sediment input and its interaction with the North-western Black Sea: Results of EROS-2000 and EROS-21 projects." Geo-Eco-Marina **3**: 23-35.
- Panin, N., Salomie, G., Varodin, V. (1977). "Cercetari batimetrice pe platforma continentală a Marii Negre." Studii si Cercetari de Geologie, Geofizica, Geografie, Geofizica **15**: 57-73.
- Peckmann, J., Reimer, A., Luth, C., Hansen, B. T., Heinicke, C., Hoefs, J., Reither, J. (2001). "Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea." Marine Geology **177**: 129-150.
- Pelet, R., Debyser, Y., 1977. Organic geochemistry of Black Sea cores. Geochimica et Cosmochimica Acta, **41**: 1575-1586.
- Peltier, W.R., 1994. Ice age paleotopography. Science **265**, 195-201.
- Peltier, W.R., 1998a. Implicit ice in the global theory of glacial isostatic adjustment. Geophysical Research Letters **25**, 3955-3958.
- Peltier, W.R., 1998b. Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. Reviews of Geophysics **36**, 603-689.
- Perederij, V. I. (2001). "Clay mineral composition and palaeoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits of Ukraine." Quaternary International **76/77**: 113-121.
- Peters, C., Dekkers, M.J. (2003). "Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size." Physics and Chemistry of the Earth **28**: 659-667.
- Peterson, G.M., Webb, T.III, Kutzbach, J.E., van der Hammen, T., Wijmstra, T., Street, F.A., 1979. The continental record of environmental conditions at 18,000 yr B.P.: an initial evaluation. Quaternary Research **12**, 47-82.
- Peulvast, J.-P., Vergne, V., Vanney, J.-R., Barrier, E. (2000). Ch.24.- Last Glacial Maximum (Late Pleistocene, 22000 - 18000 years BP), *In*: Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M. (eds.) - Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps: 269p., 24 maps and explanatory notes: I-XX. Paris, CCGM/CGMW
- Pirazzoli, P. A. (1991). The Levant, the Black Sea, the Caspian Sea. World atlas of Holocene sea-level changes. Amsterdam, Elsevier Science Publishers B.V. **1**: 99-105.
- Pisias, N. G., Imbrie, J. (1986). "Orbital geometry, CO₂, and Pleistocene climate." Oceanus **29**(4): 43-49.
- Pisias, N.G., Shackleton, N.J. (1984). Modelling the global climate response to orbital forcing and atmospheric carbon dioxide changes. Nature **310**: 757-759.
- Polach, H.A. (1976). Radiocarbon dating as a research tool in archaeology-hopes and limitations, *In*: N. Barnard (ed.), Symposium on scientific methods of research in the study of ancient Chinese Bronzes and South East Asian

- metal and other archaeological artifacts. Proc: Australian Natl Univ., Dept. Far Eastern History Pub.
- Pop, E., Lupsa, V., Boscaiu, N. (1971). Diagrama sporo-polinica de la Taul Zanogutii (Muntii Retezat). Progrese in palinologia romaneasca, Ed. Acad. R.S.R., Bucharest, pp.219-225.
- Popa, A. (1993). "Liquid and Sediment Inputs of the Danube River into the North-Western Black Sea." Mitt. Geol.-Palaont. Inst., Transport of Carbon and Nutrients in Lakes and Estuaries, Part 6 **74**: 137-149.
- Popescu, I. (2002). Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (Mer Noire). Thèse de doctorat. Géosciences Marines. Brest, Université de Bretagne Occidentale - Université de Bucarest: 282p.
- Popescu, I., 2002. Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (Mer Noire). Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale - Université de Bucarest, Brest, 282 pp.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Drezen, E. (2004). The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. Marine Geology, 206(1-4): 249-265.
- Popescu, I., Lericolais, G., Wong, H.K., Droz, L. (2001). "Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan." Marine Geology **173**: 25-37.
- Popov, G.I., 1975. The Pleistocene of the Black Sea. Caspian straits. Nauka Press, Moscow (en russe).
- Popov, G.I., Zubakov, V.A. (1975). Âge of Surozh transgression of the Black Sea region. *In*: Fluctuations in the level of the World Ocean in the Pleistocene: 115-128. Proceedings of the Twenty-Third Session of the International Geographical Congress, Leningrad.
- Prahl, F.G., Bennett, J.T., Carpenter, R. (1980). The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington, Geochim. Cosmochim. Acta, **44**: 1967-1976.
- Premuzic, E.T., Benkovitz, C.M., Gaffney, J.S., Walsh, J.J. (1982). The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world ocean and seas. Org. Geochem., **4**: 63-77.
- Rădan, S. (1999). Evolutia mineralelor argiloase in procesele sedimentare: studii de caz in Romania. (L'évolution des minéraux argileux dans les processus sédimentaires : études de cas en Roumanie). Thèse non publié, Facultatea de Geologie si Geofizica, Universitatea Bucuresti.
- Rădan, S. C., Rădan, M., Rădan, S., Ganciu, A., Oaie, Gh., Szobotka, St. (1998). "Magnetic susceptibility monitoring in the Danube River - Danube Delta - Western Black Sea system; Environmental significances." Geologica Carpathica, International Geological Journal **49**(3): 239-241.
- Rădan, S., Jipa, D. (1975). "Some data on the clay mineralogy and sedimentation in the abyssal zone of the Black Sea." Studii Tehnice si Economice, Mineralogie-Petrografie **13**(Seria I): 113-125.
- Ralph, E.K. (1959). University of Pennsylvania radiocarbon dates, 3, Am. J. Sci., Radiocarbon Suppl. **I**: 45-58.
- Rateev, M.A. (1952). Glinistye mineraly v donnykh osadkakh Chernogo moray. (Clay minerals in bottom sediments of the Black Sea). Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., **83**(2): 287-290.
- Rateev, M.A. (1964). Zakonomernosti I genesis glinistykh mineralov v

-
- sovremennykh I drevnikh morskikh basseinakh (Distribution and genesis of clay minerals in modern and ancient marine basins): Moscow, Izd. "Nauka": 67-73.
- Rau G.H., Takahashi T., Des Marais D.J. (1989) Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}C$: implication for CO₂ and productivity in past oceans. Nature, **341**: 516-518.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H., Richards F.A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea water. In : Mac Graw Hill (ed) *The Sea*, Vol II p 26-77
- Reynolds, R.L., Tuttle, M.L., Rice, C.A., Fishman, N.S., Karachewski, J.A., Sherman, D.M., 1994. Magnetization and geochemistry of greigite-bearing Cretaceous strata, North Slope Basin, Alaska, Am. J. Sci. **294**: 485-528.
- Roberts, A. P. (1995). "Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄)."
Earth and Planetary Science Letters **134**(3-4): 227-236.
- Roberts, A.P. and G.M. Turner, 1993, Diagenetic formation of ferromagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments. South Island, New Zealand. Earth Planet. Sci. Lett., **115**, 247-273.
- Rochette, P., Fillion, G., Mattéi, J.-L., Dekkers, M.J., 1990. Magnetic transition at 30-34 Kelvin in pyrrhotite: insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks. Earth and Planetary Science Letters, **98**: 319-328.
- Rodelli, M.R., Gearing, J.N., Gearing P.J., Marshall, N., Sasekumar, A. (1994). "Stable isotope ratio as a tracer of mangrove carbon in Malaysian ecosystem". Oecologia, **61**: 326-333.
- Rosenberg, G., Ludyanskiy, M.L. (1994). "A nomenclatural review of Dreissena (Bivalvia: Dreissenidae), with identification of the Quagga Mussel as Dreissena bugensis." Can. J. Fish. Aquat. Sci. **51**: 1474-1484.
- Ross, D. A., Degens, E.T. (1974). Recent Sediments of the Black Sea. In: E. T. Degens & D. A. Ross -*The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology*, AAPG Memoir **20**: 183-199, Tulsa.
- Ross, D. A., Degens, E.T., MacIlvaine, J. (1970). "Black Sea: Recent Sedimentary History." Science **170**: 163-165.
- Ross, D. A., Uchupi, E., Prada, K., MacIlvaine, J.C. (1974). Bathymetry and Microtopography of Black Sea. In: E. T. Degens & D. A. Ross (Eds.), The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology. AAPG Memoir. **20**: 1-10.
- Ryan, W. B. F., Major, C.O., Lericolais, G., Goldstein, S.L. (2003). "Catastrophic flooding of the Black Sea." Annu. Rev. Earth Planet. Sci. **31**: 525-554.
- Ryan, W. B. F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakinc, M., Yuce, H. (1997). "An abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7.5 Kyr BP." GeoEcoMarina **2**: 115-125.
- Ryan, W. B. F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakinc, M., Yuce, H. (1997). "An abrupt drowning of the Black Sea shelf." Marine Geology **138**: 119-126.
- Scherbakov, F. A., *et al.* (1978). Sedimentation on the continental shelf of the Black Sea. Nauka Press, Moscow.
- Scherbakov, F.A., Babak, Ye.V., 1979. Stratigraphic Subdivision of the Neoeuxinian Deposits in the Black Sea. Oceanology, **19**(3): 298-300.
- Scherbakov, F.A., Koreneva, E.V., Zabelina, E.K. (1979). Stratigraphia pozdnetchetvertichnikh otlojjeniy Tchernogo Morya [Stratigraphy of Late Quaternary Deposits of the Black Sea]. In D.E. Ghershanovitch (Ed.) -

- Pozdnetchetverntitchnaya istoria I sedimentogenez okraynikh I vnutrinnikh morei" [Late Quaternary History and Sedimentogenesis of Marginal and Internal Seas], pp.46-51, Nauka Acad. Of Sci. USSR, Moscow.
- Schrader, H.-J. (1979). "Quaternary paleoclimatology of the Black Sea basin." Sedimentary Geology **23**: 165-180.
- Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C.F., Long, D., Rokoengen, K., 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North sea. Boreas **23**: 1-13.
- Serebryanny, L.R. (1982). Postglacial Black Sea fluctuations and their comparison with the glacial history of the Caucasian high mountain region. In: P.A. Kaplin *et al.* (eds.) – Sea and Oceanic Level Fluctuations for 15,000 Years. Nauka Press, Moscow: 161-167.
- Shilik (1975), Neveskyi (1970) and Voskoboynikov *et al.* (1982) sont citées en Pirazzoli (1991)
- Shimkus, K. M., Trimonis, E.S. (1974). Modern Sedimentation in Black Sea. In: D.A. Ross & E.T. Degens (Eds.) - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oklahoma. AAPG Memoir 20: 249-278.
- Shopov, V. L., Bozilova, E.D., Atanasova, J.R. (1992). "Biostratigraphy and radiocarbon data of Upper Quaternary sediments from western part of Black Sea." Geologica Balcanica **22**(2): 59-69.
- Siani, G., Paternò, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F. (2000). "Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea." Radiocarbon **42**(2): 271-280.
- Simoneit, B. R. T. (1977). "The Black Sea, a sink for terrigenous lipids." Deep-Sea Research **24**: 813-830.
- Snowball, I.F. (1991). Magnetic hysteresis properties of greigite (Fe₃S₄) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland. Phys. Earth. Planet. Inter. **68**: 32-40.
- Snowball, I.F., Thompson, R., 1990. A stable chemical remanence in Holocene sediments. J. Geophys. Res. **95** : 4471-4479.
- Stoffers, P., Müller, G. (1972). "Clay mineralogy of Black Sea sediments." Sedimentology **18**: 113-121.
- Stoffers, P., Müller, G. (1978). Mineralogy and lithofacies of Black Sea sediments Leg 42B Deep Sea Drilling Project (ch.7). In: D.A. Ross, Y.P. Neprochnov *et al.* (Eds) - Initial Reports of the DSDP (Deep Sea Drilling Project). Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office. **42, part 2**: 373-393.
- Strechie, C., André, F., Tucholka, P., Guichard, F., Lericolais, G., Panin, N., 2002. Magnetic minerals as indicators of major environmental change in Holocene Black Sea sediments: preliminary results. Physics and Chemistry of the Earth, **27**: 1363-1370.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F. (1993). "Modelling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC." Radiocarbon **35**(1): 137-189.
- Stuiver, M., Polach, H.A. (1977). "Discussion: Reporting of ¹⁴C data." Radiocarbon **19**(3): 355-363.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993). "Extended ¹⁴C data base and revised Calib 3.0 ¹⁴C age calibration program." Radiocarbon **35**(1): 215-230.
- Sümeği, P., Krolopp, E. (2002). "Quaternary malacological analyses for modeling of the

-
- Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin." Quaternary International **91**: 53-63.
- Svendsen, et al., (1999). Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. Boreas **28**, 234-242.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjæri, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Stein, R. (2004a). "Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia." Quaternary Science Reviews **23**: 1229-1271.
- Svendsen, J.I., Gataullin, V., Mangerud, J., Polyak, L. (2004b). The glacial History of the Barents and Kara Sea Region. *In*: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds). Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I: Europe. Developments in Quaternary Science, Vol. **2a**. Amsterdam, Elsevier.
- Tageyeva, N.V., Tikhomirova, M.M. (1962). Hydrogeochemistry of bottom sediments of the Black Sea (the northwestern part). International Geology Review: 345-348.
- Talbot, M.R., Johannessen, T. (1992). "A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter". Earth Planet. Sci. Lett., **110**: 23-37.
- Taylor, L.A. (1970). Smythite, $Fe_{3+x}S_4$, and associated minerals from the Silverfields Mine, Cobalt, Ontario. Amer. Mineral. **55** : 1650-1658.
- Tekiroğlu, S. E., Ediger, V., Yemenicioglu, S., Kapur, S., Akça, E. (2001). "The experimental analysis of the Late Quaternary deposits of the Black Sea." Oceanologica Acta **24**(1): 51-67.
- Thompson, R., Oldfield, F. (1986). Natural magnetic minerals (Cap.3) *In*: Environmental magnetism. London, Allen & Unwin: 227pp.
- Thouveny, N. (1991). Variations du champ magnetique terrestre au cours du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans). Documents du C.E.R.L.A.T., Memoire no.3.
- Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M. (2001). "Development of a semiautomated system for routine preparation of carbonate samples." Radiocarbon **43**(2A): 299-304.
- Traverse, A. (1974). Palynologic Investigation of Two Black Sea Cores. *In*: D.A. Ross & E.T. Degens (Eds.) - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, Tulsa, Oklahoma. AAPG Memoir **20**: 381-388.
- Traverse, A. (1974). Palynologic Investigation of Two Black Sea Cores. *In*: D.A. Ross & E.T. Degens (Eds.) - The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology, AAPG Memoir **20**: 381-388.
- Tudryn-Jelinowska, A. and Tucholka, P., 2004. Magnetic monitoring of thermal alteration for natural pyrite and greigite. Acta Geophysica Polonica, **52**(4): 509-520.
- Ünlüata, Ü., Oğuz, T., Latif, M.A., Özsoy, E. (1990). On the physical oceanography of the Turkish straits. *In* : Pratt, L.J. (Ed.), The Physical Oceanography of Sea Straits. NATO / ASI Series Kluwer, Dordrecht, pp.25-60.

- Van Andel, T.H., Tzedakis, P.C. (1996). "Paleolithic landscapes of Europe and environs, 150,000-25,000 years ago: an overview." Quaternary Science Reviews **15**: 481-500.
- van Velzen, A.J., 1994. Magnetic Minerals in Pliocene and Pleistocene Marls from Southern Italy. *Geologica Ultraiectina* No.122 (PhD thesis) Thesis, Universiteit Utrecht, Utrecht, 154 pp.
- Vaughan, D.J., Craig, J.R. (1978). Mineral chemistry of metal sulphides, Cambridge University Press, Cambridge, 493 pp.
- Velichko, A.A. (1990). "Loess-paleosol formation on the Russian Plain." Quaternary International **7/8**: 103-114.
- Velichko, A.A., Kononov, Yu.M., Faustova, M.A. (1997). "The Last Glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets." Quaternary International **41/42**: 43-51.
- Verosub, K. L., Roberts, A.P. (1996). "Capabilities of the new automated, long-core magnetometer facility at the University of California, Davis." Geologica Carpathica **47(3)**: 195.
- Vogel, J.C. (1970). ¹⁴C dating of ground water. *In: Isotope hydrology*. Vienna, I.A.E.A.: 225-240.
- Walker, M. J. C. (1995). "Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition." Quaternary International **28**: 63-76.
- Wall, D., Dale, B., 1974. Dinoflagellates in Late Quaternary Deep-Water Sediments of Black Sea. *In: E.T.Degens et D.A. Ross (Editor), The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology - AAPG Memoir 20*. AAPG, Tulsa, Oklahoma, pp. 364-379.
- Welten, M. (1982). Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern -- Wallis. Denkschrift Schweizer Naturforschende Gesellschaft, 95,104 pp.
- Wickman, F.E. (1952). Variations in the relative abundance of carbon isotopes in plants. Geochimica et cosmochimica Acta **2**, 243-254.
- Wilkin, R. T., Arthur, M. A., Dean, W. E. (1997). "History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions." *Earth and Planetary Science Letters* **148**: 517-525.
- Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the Last Termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. Quaternary Science Reviews **15**: 267-284.
- Wohlfarth, B., Hannon, G., Feuerdean, A., Ghergari, L., Onac, B.P., Possnert, G. (2001). "Reconstruction of climatic and environmental changes in NW Romania during the early part of the last deglaciation (~15,000-13,600 cal yr BP)." Quaternary Science Reviews **20**: 1897-1914.
- Yaltirak, C., Alpar, B., Sakinç, M., Yüce, H. (2000). "Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean - Marmara incursion." Marine Geology **164**: 139-156.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnson, P., Fifield, K. (2000). Timing for the maximum of the Last Glacial constrained by lowest sea-level observations. Nature **406**, 713-716.
- Zubakov, V.A. (Ed.) (1974). *Geochronology of the USSR* **30**: 111-124; 134-145. Nedra Press, Leningrad.

Annexes

Annexe 1 Description lithologique des carottes

Annexe 2 Datation ^{14}C - principe et méthode

Annexe 3 Datations ^{14}C des sédiments et de coquilles de la Mer Noire, dans la littérature

Annexe 4 Tableaux de détermination de la faune et type de milieu pour chaque espèce

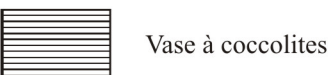
Annexe 5 Méthodes d'analyse utilisées

Annexe 6 Publications

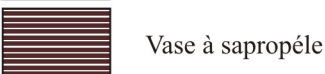
Annexe 1

Description lithologique des carottes

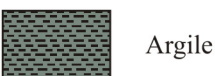
Legende



Vase à coccolites



Vase à sapropéle



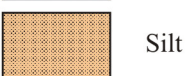
Argile



Argile silteuse



Silt argileux



Silt



Silt sableux



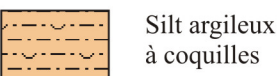
Sable très fin



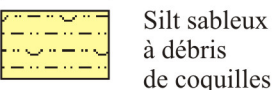
Sable fin



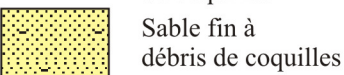
Sable moyen



Silt argileux à coquilles



Silt sableux à débris de coquilles



Sable fin à débris de coquilles

Faune

Bivalves 


Gastéropodes 


Coccolithes 

Ostracodes 

Foraminifères 

Bioturbations 

Matière organique 

Coquilles et débris de coquilles 

Échantillons pour:

datations ¹⁴C 

carbonates 

$\delta^{13}\text{C}$ 

%Corg, %N, C/N 

balance de Curie 

micromag 

faune 

Carotte: BLVK 9801	Profondeur: 92 m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-49cm
--------------------	------------------	---------------	-----------------------------

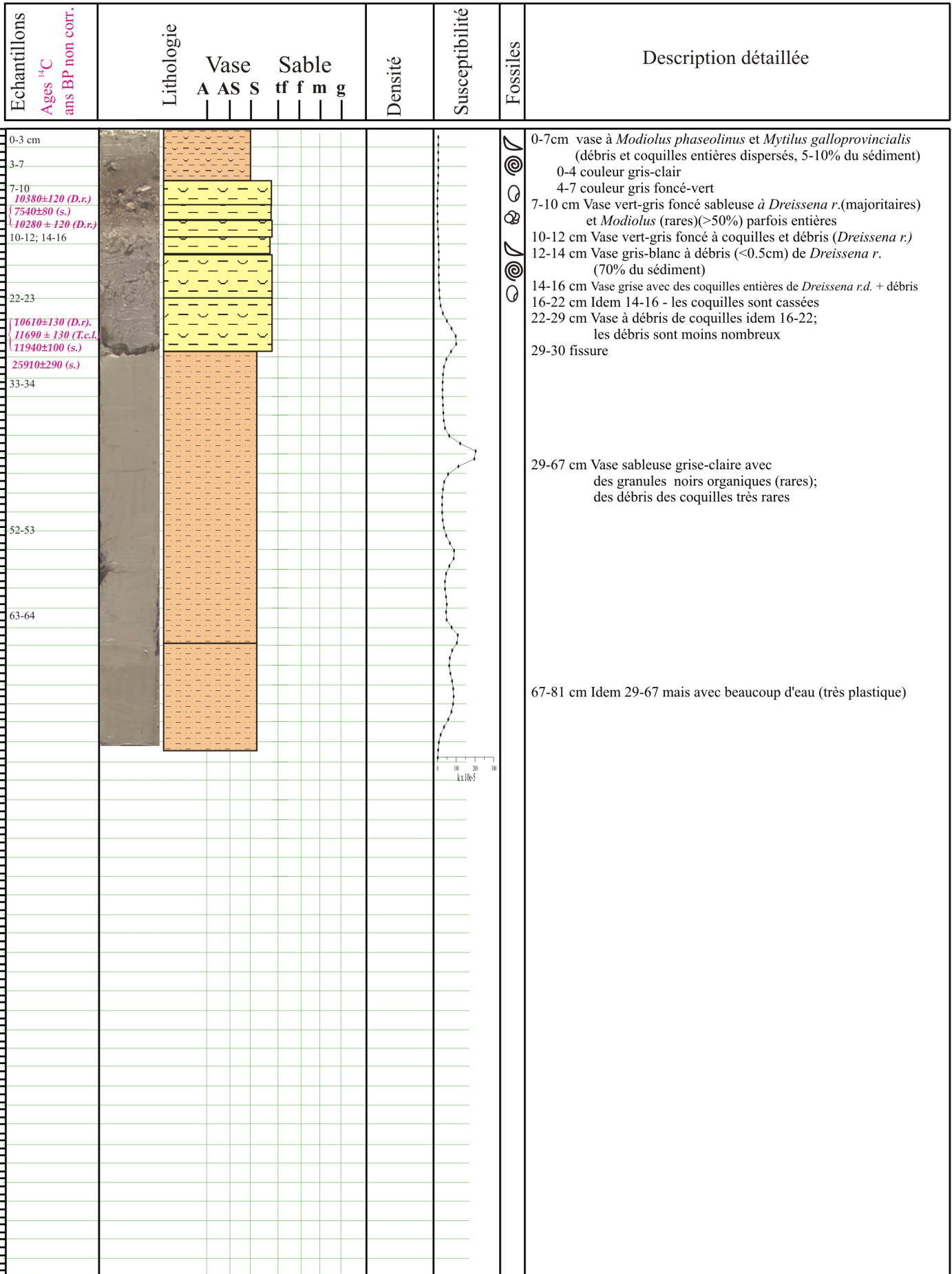
Auteur: W.B.Ryan

Dates ¹⁴ C ans BP noncorr. Echantillons	Lithologie	Vase A AS S	Sable tf f m g	Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
0							0-19 cm argile silteuse, fluide
10							19-34 cm sable argileux à granoclassement inverse la fraction sableuse est constituée principalement de débris de coquilles (surtout <i>Mytilus</i>)
20							34-49 cm sable moyen très dur (dense) avec des débris de <i>Dreissena</i>
30							
6750±70 (db.M.g.)							
7940±75 (D.p.)*							
8660±75 (db.D.)*							
40							
10250±90 (D.)*							
50							
60							
70							
80							
90							
100							
110							
120							
130							
140							
150							

*datations ¹⁴C d'après Major, 2002.

Carotte: BLKS 9804	Profondeur: 101m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-81cm
--------------------	------------------	---------------	-----------------------------

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strehcie



Carotte: BLCP 9805	Profondeur: 131m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-25 cm
--------------------	------------------	---------------	------------------------------

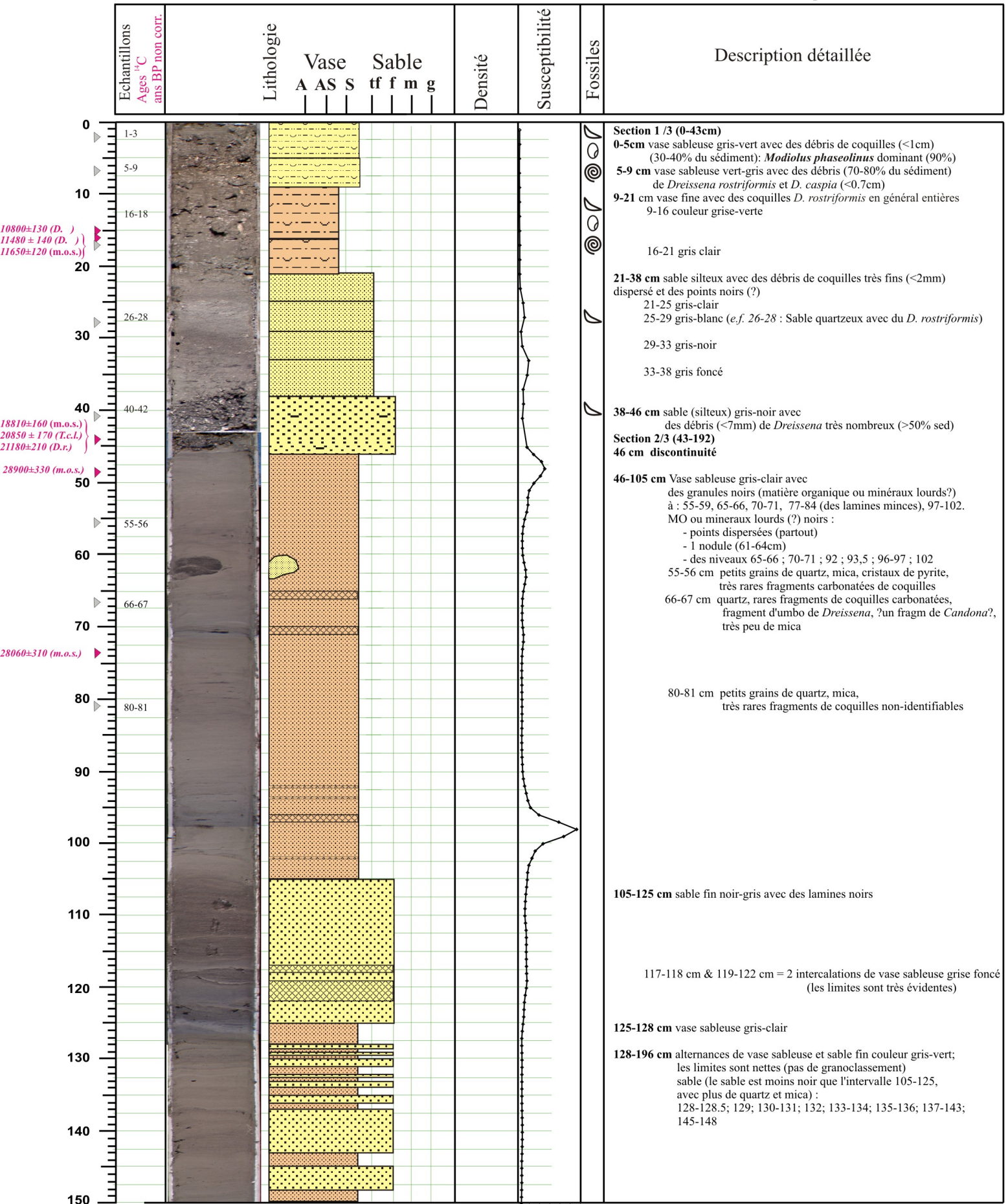
Auteur: François Guichard

Echantillons Ages ¹⁴ C ans BP non corr.	Lithologie	Vase							Sable							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		A	AS	S	tf	f	m	g	tf	f	m	g							
0-4 4-10 10-13 13-16 16-19 19-25																	0-4: vase gris clair fine avec qq coquilles 4-10: vase plus sombre avec fins debris de CaCO3 10-13: <i>Dreissena</i> de tailles moyennes et intactes de plus en plus abondantes à la base du niveau 13-16: vase fine sans fossile apparent 16-19: vase avec grosses et moyennes <i>Dreissena</i> niveau riche en coquilles 19-25: vase grise avec qq grosses coquilles (centimétriques), mais moins de coquilles que de 16 à 19 cm		
10090 ±130 (D.sp.)*																			

*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major, 2002); (D=*Dreissena*)

Carotte: BLKS 9806	Profondeur: 135m	Sections: I/III II/III	Côte tête/pied (cm): 0-43 43-150 cm
--------------------	------------------	---------------------------	--

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strehie



10800±130 (D.)
11480 ± 140 (D.)
11650±120 (m.o.s.)

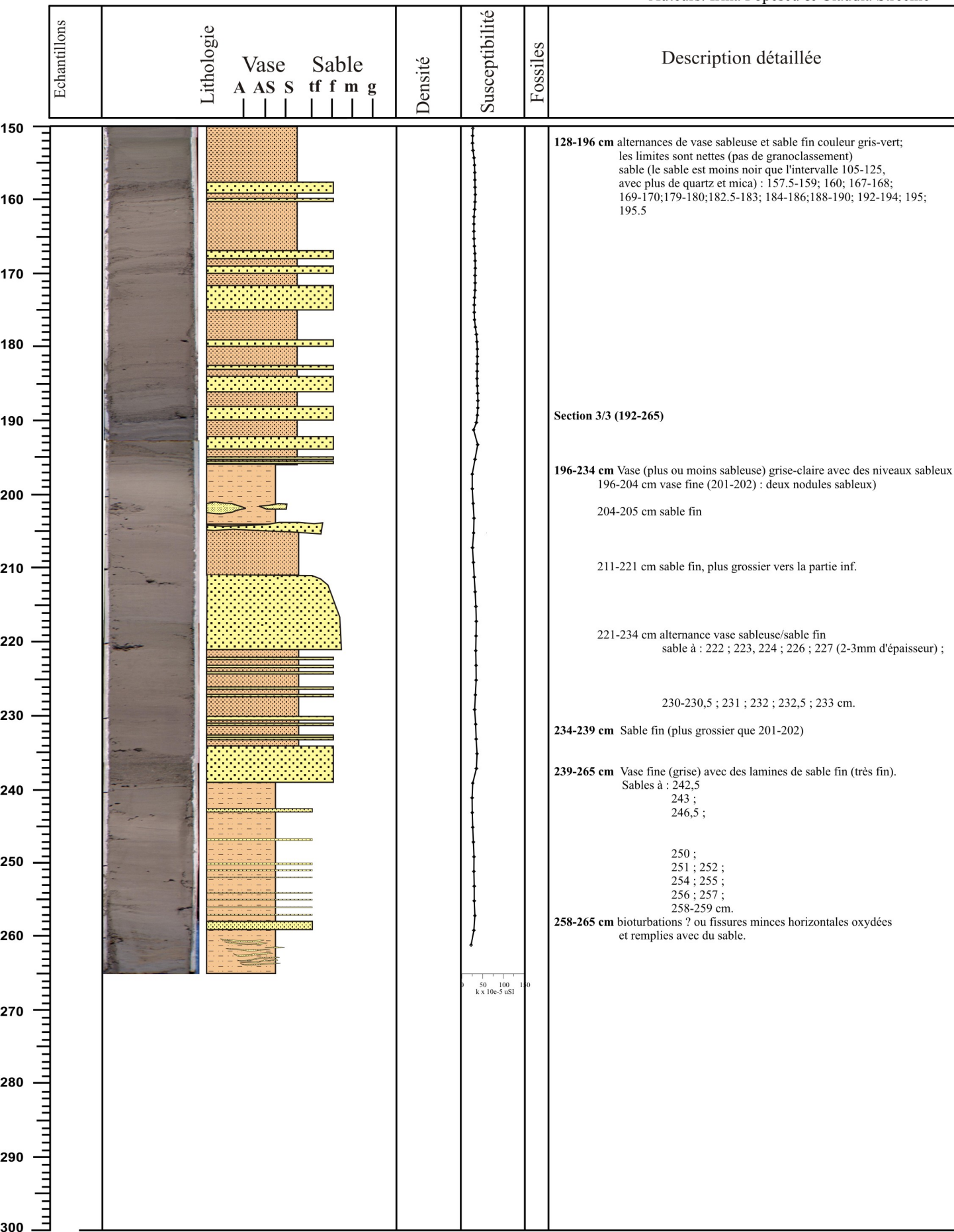
18810±160 (m.o.s.)
20850 ± 170 (T.c.L.)
21180±210 (D.r.)

28900±330 (m.o.s.)

28060±310 (m.o.s.)

Carotte: BLKS 9806	Profondeur: 135m	Sections: II/III III/III	Côte tête/pied (cm): 150-192; 192-265 cm
--------------------	------------------	-----------------------------	---

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strehie



0 50 100 150
k x 10e-5 uSI


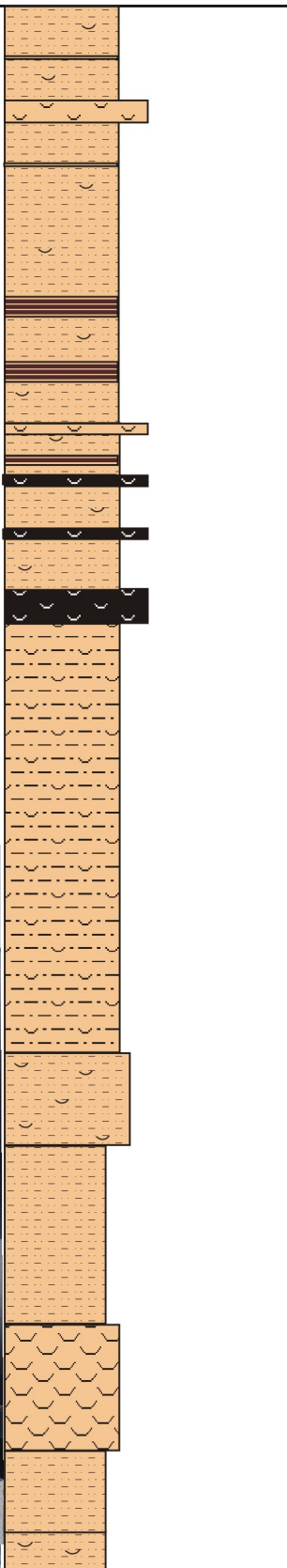
Carotte: BLCP 9807	Profondeur: 163m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-55 cm
--------------------	------------------	---------------	------------------------------

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strechie

Echantillons	Lithologie							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
	Vase			Sable							
	A	AS	S	tf	f	m	g				
0											0-2cm vase gris-vert à <i>Modiolus</i>
2											2-5cm vase grise avec des débris de <i>Dreissena</i> (>90% du sédiment)
5											5-19,5 cm vase grise (plus noire que dans la carotte KS07) avec des débris de <i>Dreissena</i> dispersées
19,5											19,5-22,5 cm* Niveau où le débris des coquilles (<2-3mm) constitue la plus grande partie du sédiment
22,5											22,5-55cm comme dans la carotte KS07: vase gris clair à forte odeur de H ₂ S et niveaux à débris de coquilles
55											*le niveau 19,5-22,5 cm correspond au niveau 8-10 cm de la carotte
100											
150											

100 200
k x 10⁻⁴ uS1

Carotte: BLKS 9808	Profondeur: 186m	Sections: I/III II/III	Côte tête/pied (cm): 0-146cm 146-299cm
--------------------	------------------	---------------------------	---

Echantillons Dates ¹⁴ C ans BP noncorr.	Lithologie	Vase A AS S	Sable tf f m g	Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée					
0							0-40cm Vase brune, fine Coquilles peu nombreuses, dispersées Bandes noires à: 5; 15; 28-32 et 34-35cm 9-11cm niveau de coquilles					
10												
20												
30												
40												
50												
60												
70												
80												
90												
100												
110												
120												
130												
140												
150												

24160
±190
130 (D. r.)*

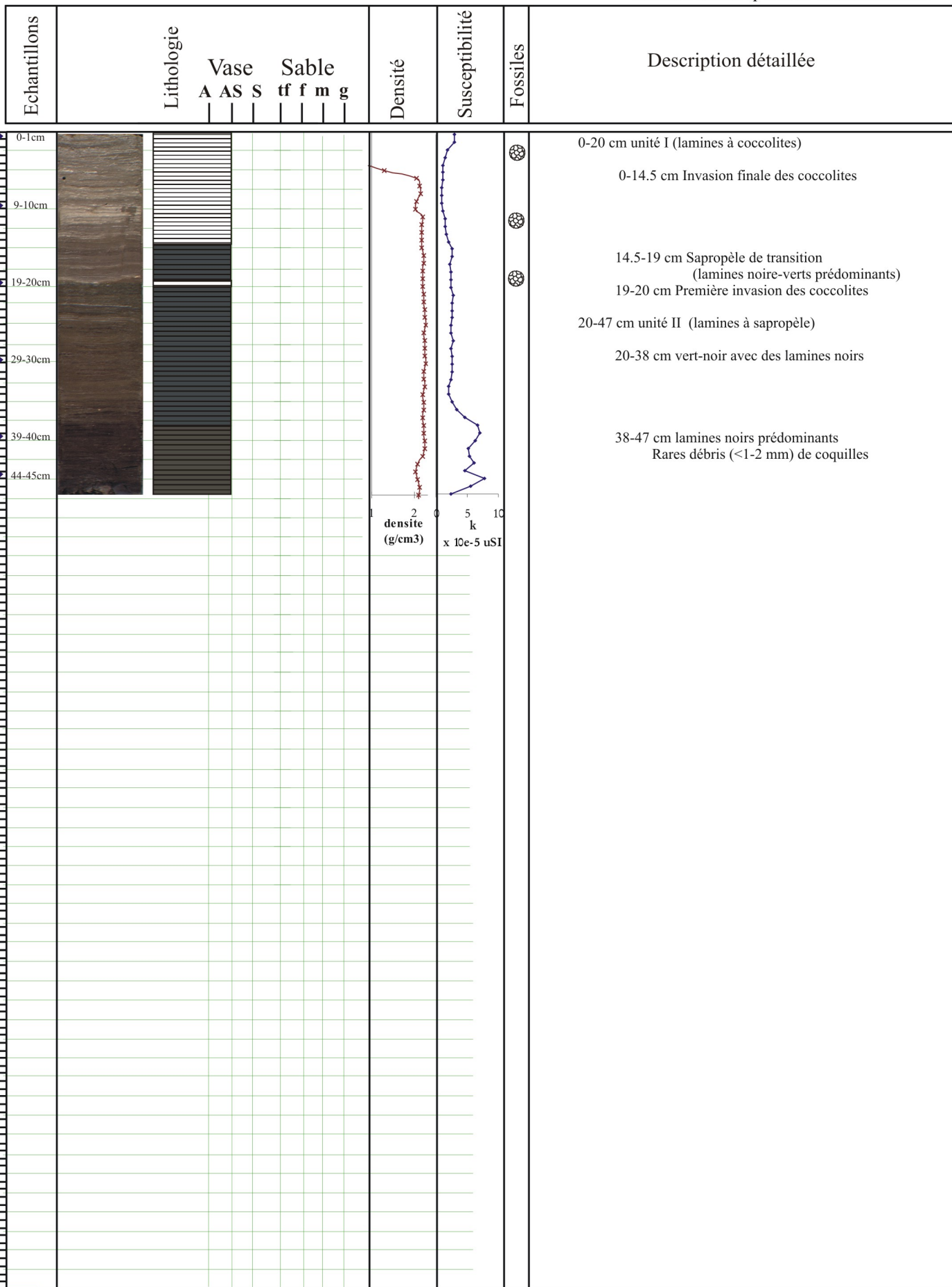
* dates ¹⁴C d'après Major *et al.*, 2002

Carotte: BLKS 9808	Profondeur: 186m	Sections: II/III III/III	Côte tête/pied (cm): 146-299 cm 299-368 cm
--------------------	------------------	-----------------------------	---

Echantillons	Lithologie							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
	Vase			Sable							
	A	AS	S	tf	f	m	g				
150											
160											146-299 cm Vase grise fine avec des coquilles rares mais très bien conservées (parfois les deux valves) <i>Dreissena?</i>
170											165-175 cm avec taches brunes
180											
190											
200											
210											
220											
230											
240											
250											
260											
270											
280											
290											
300											

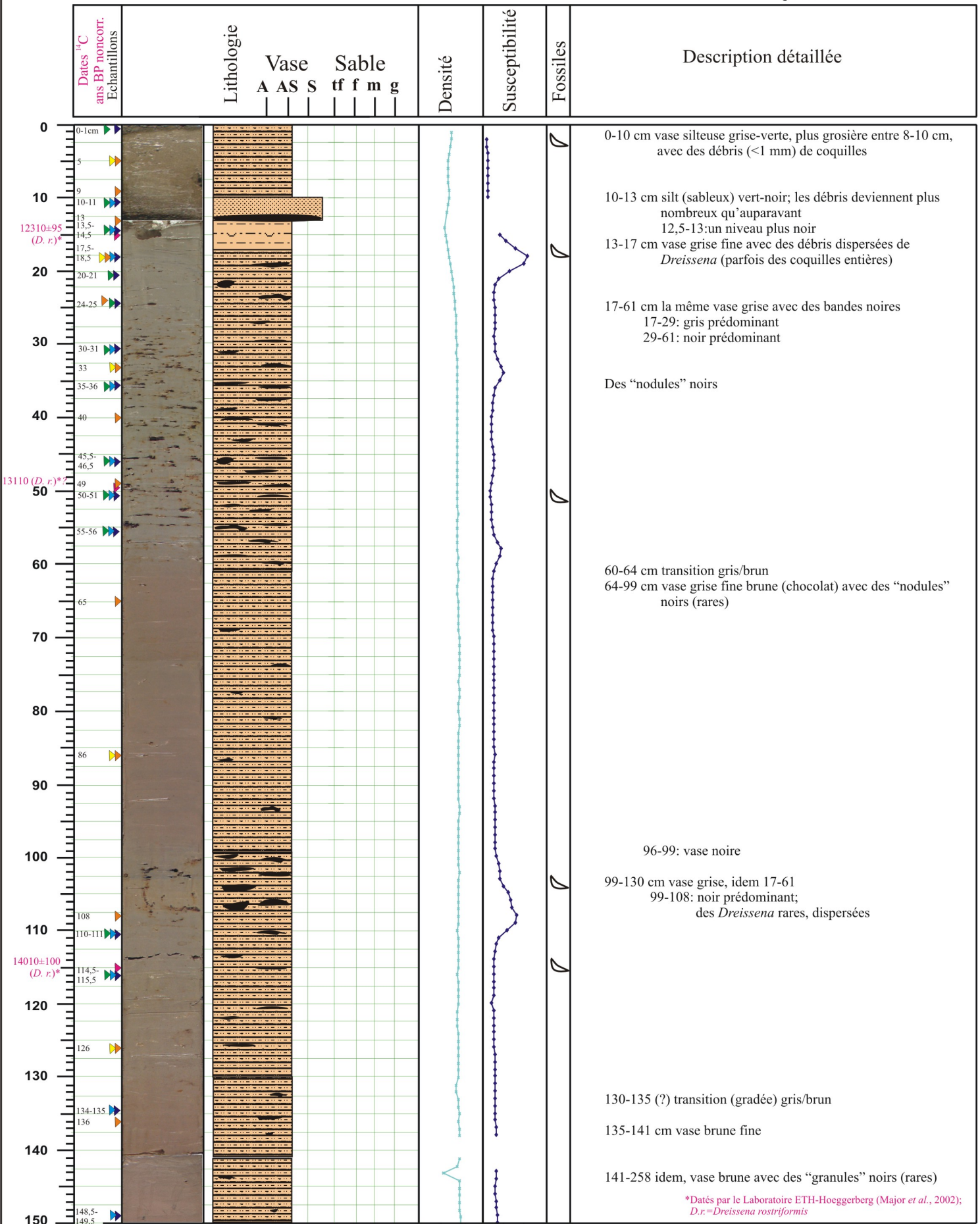
Carotte: BLCP 9809	Profondeur: 240m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-47cm
--------------------	------------------	---------------	-----------------------------

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strehie



Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: I, II, III/VII	Côte tête/pied (cm): 0-13cm; 13-141 cm; 141-150 cm
--------------------	------------------	--------------------------	--

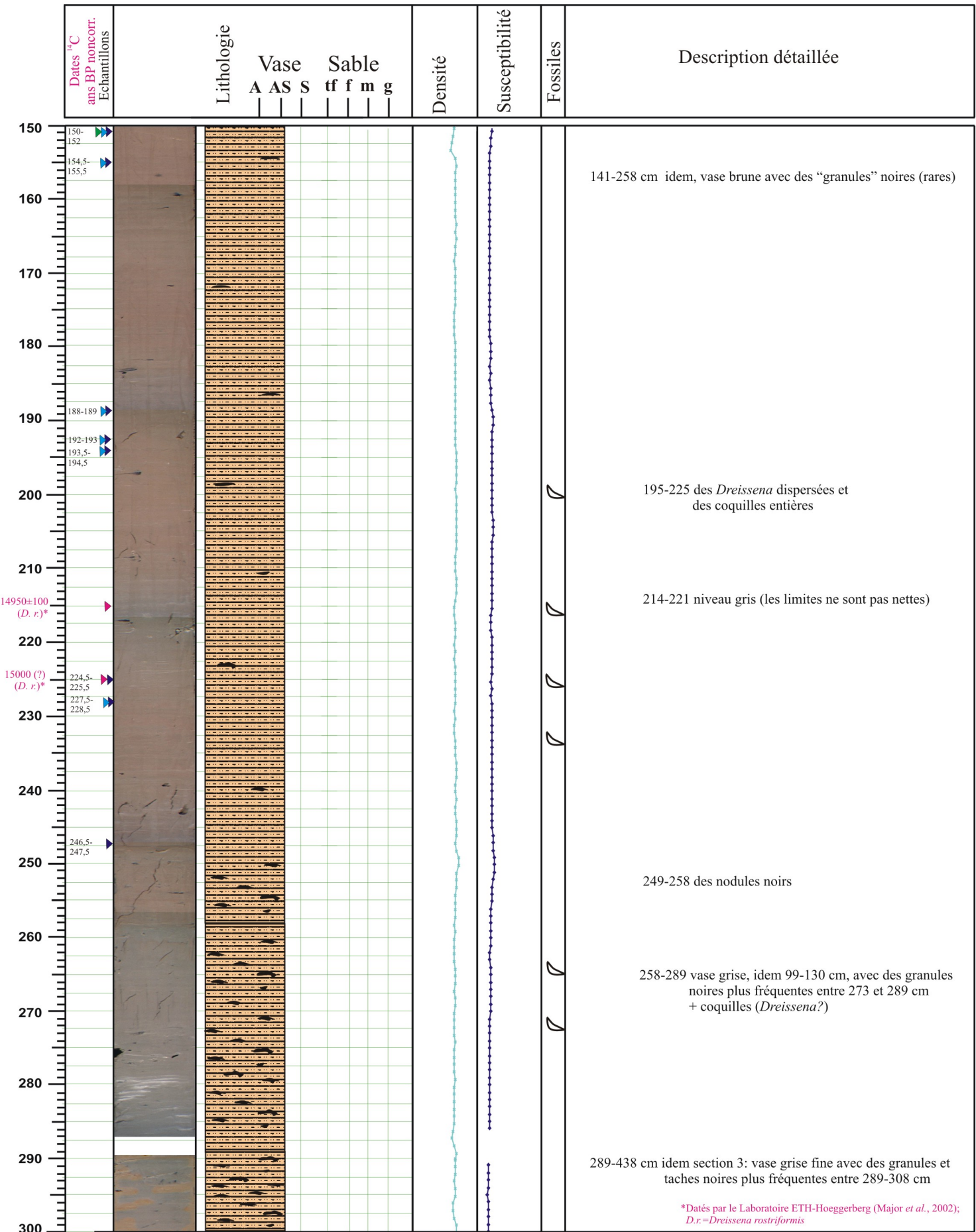
Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strechie



*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major et al., 2002);
D.r.=*Dreissena rostriformis*

0 1 2 0 25 50 75
densité
(g/cm³)
lx10e-5 uSI

Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: III, IV/VII	Côte tête/pied (cm): 150-289 cm; 289-300 cm
--------------------	------------------	-----------------------	--

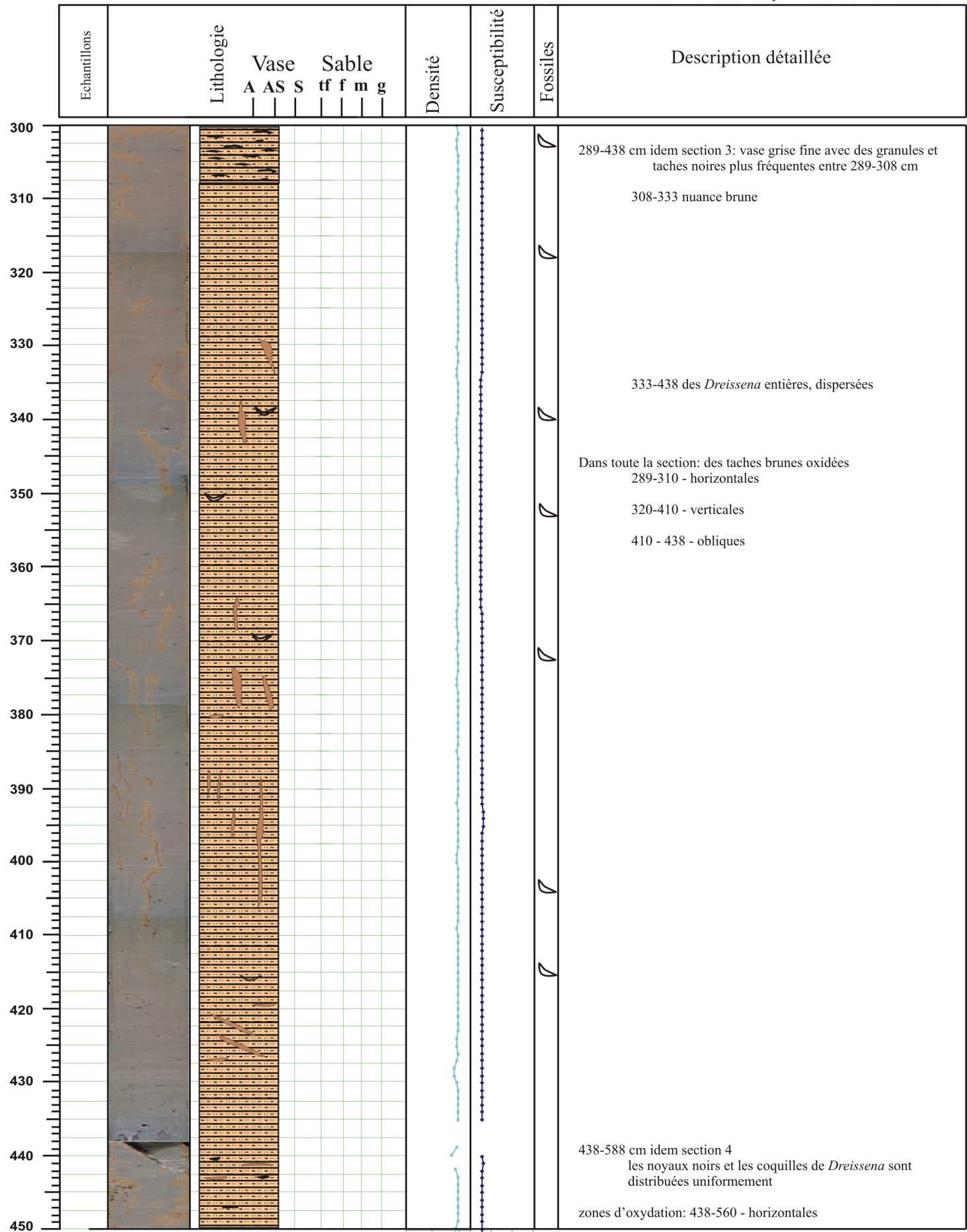


*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major et al., 2002);
D.r.=Dreissena rostriformis

0 1 2 0 25 50 75
densité kx10e-5 uSI
(g/cm3)

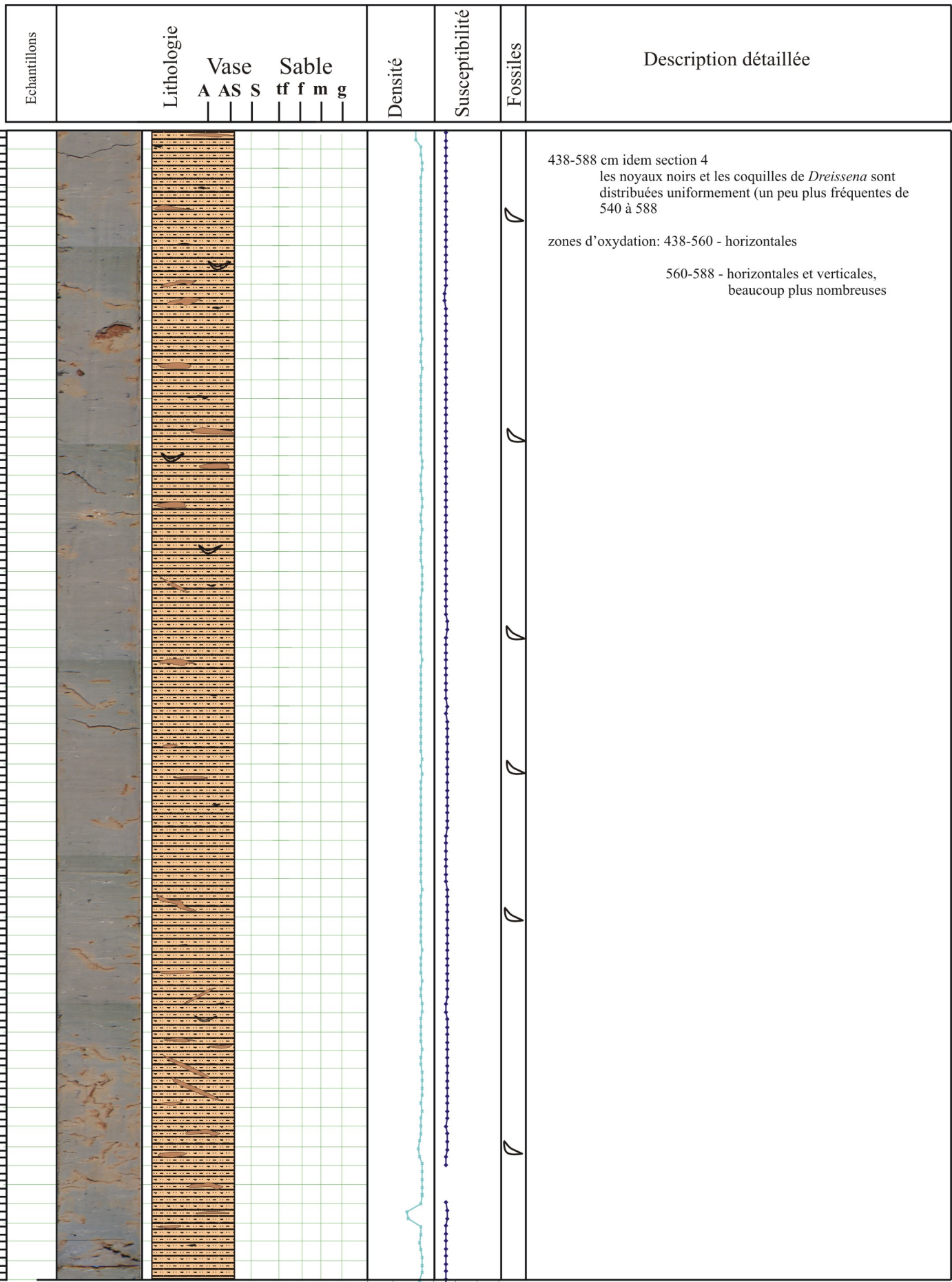
Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: IV, V/VII	Côte tête/pied (cm): 300-438 cm; 438-450 cm
--------------------	------------------	---------------------	--

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strechie



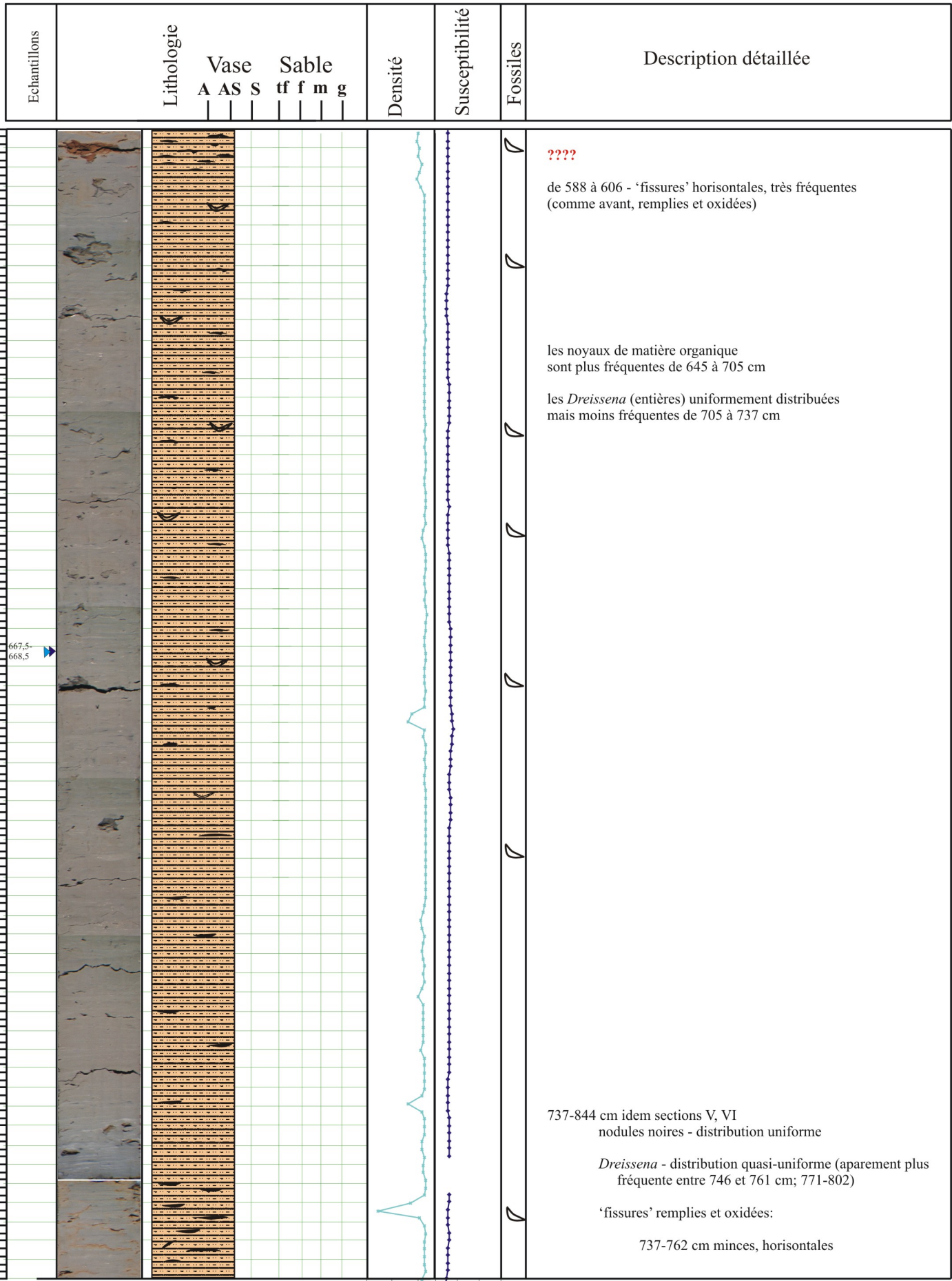
0 1 20 25 50 75
densité $\times 10^{-5}$ uSI
(g/cm³)

Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: V, VI/VII	Côte tête/pied (cm): 450-588 cm; 588-600 cm
--------------------	------------------	---------------------	--



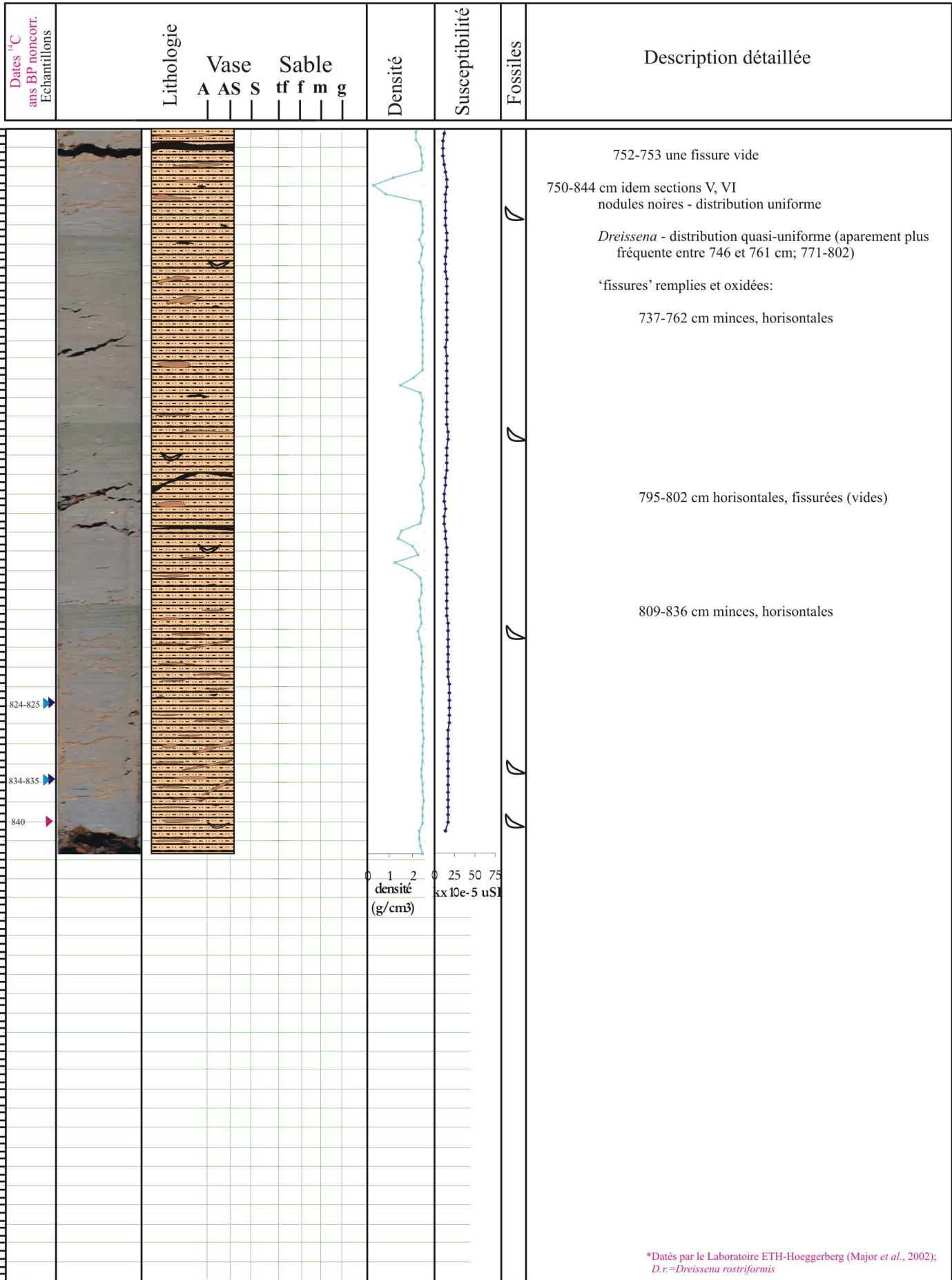
0 1 2 0 25 50 75
densité $\times 10^{-5}$ uSI
(g/cm³)

Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: VI; VII/VII	Côte tête/pied (cm): 600-737 cm; 737-750 cm
--------------------	------------------	-----------------------	--



0 1 2 0 25 50 75
densité kx10e-5 uSI
(g/cm3)

Carotte: BLKS 9809	Profondeur: 240m	Sections: VII/VII	Côte tête/pied (cm): 750-844 cm
--------------------	------------------	-------------------	---------------------------------



*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major *et al.*, 2002);
D.r.=*Dreissena rostriformis*

Carotte: BLCP 9810	Profondeur: 378m	Sections: I/I	Côte tête/pied (cm): 0-34cm
--------------------	------------------	---------------	-----------------------------

Auteurs: Irina Popescu & Claudia Strechie

Echantillons	Lithologie	Vase							Sable							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		A	AS	S	tf	f	m	g											
0																		0-16 (18) cm unité I (lames à coccolites)	
10																		0-10 cm Invasion finale des coccolites	
20																		10-15 cm Sapropèle de transition	
30																		15-16 cm Première invasion des coccolites	
40																		16(18)-34 cm Unité II	
50																		Sapropèle laminé vert-marron	
60																		Obs: 5-34 cm lames obliques a cause du carottage	
70																			
80																			
90																			
100																			
110																			
120																			
130																			
140																			
150																			

Carotte: BLKS 9810	Profondeur: 378m	Sections: I/VI II/VI	Côte tête/pied (cm): 0-28 28-150
--------------------	------------------	-------------------------	-------------------------------------

Auteurs: Candace Major & Claudia Strehle

Echantillons Dates °C ans BP noncorr.	Lithologie Vase Sable	Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée	
						A
0					0-12 cm: vase à coccolites 0-8cm Invasion Finale des coccolites 8-11cm Sappropèle de transition 11-12cm Première Invasion des coccolites	
10					12-28.5 cm : vase verte-grise foncée laminée	
20					28.5 35.5 cm : vase gris foncé-noir laminée, avec de la matière organique	
30					35.5-40cm : vase verte-grise avec des lamines	
40					40.5-42.5 cm vase verte-grise avec des petites taches noires-bandes fines (cca 0.5cm), gris foncé de deux cotés du ce niveau	
50					42.5-62.5 cm : vase gris-vert clair faible marmoréen	
60					62.5-75.5 cm : vase gris-vert clair faible marmoréen, couleur plus claire	
70					75.5-81.5 cm : changement progressif vers une couleur grise-verte plus claire du haut vers le bas-apparence marmoréenne avec des 'ondulations' gris foncé	
80					81.5-90.5 cm : vase grise-verte avec des bandes gris foncé	
90					90.5-150.0: débris de coquilles dispersé, apparemment avec des coquilles de Dreissena intactes	
100					90.5-98 cm : vase gris-vert moyenne avec des bandes noires irrégulières	
110					98-150.0 cm :vase gris-vert moyenne avec des bandes grises foncées	
120					116.5-139.5cm : bandes moins denses petits taches noires	
130						
140						
150						

10640 ± 80 (M)*

11410 ± 110 (D)*

*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major et al., 2002);
D=Dreissena, M=Micromelania (Turricaspia)
** 11-12cm dans la carotte = 15-16cm dans le pilote

Carotte: BLKS 9810	Profondeur: 378 m	Sections: II/VI III/VI	Côte tête/pied (cm): 28-169,5 169,5-300
--------------------	-------------------	---------------------------	--

Auteurs: Candace Major & Claudia Strehle

Echantillons Dates ¹⁴ C ans BP, noncorr.	Lithologie	Lithologie							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		Vase A	Sable S	tf	f	m	g	g				
150											150.0-162.5: débris de coquilles dispersés, apparemment avec des coquilles de Dreissena intactes vase gris-vert moyenne avec des bandes grises foncées	
160											162.5-169.5cm : idem, mais avec des petites taches noires concentrés (sulfures de Fe ?)	
170											169.5-212 cm: vase verte-grise et grise foncé marmoréenne avec des bandes irrégulières sub-horizontales -taches noires et petits nodules noirs -taches irrégulières de vase marron, entre 192.5 et 209.5cm; ? bioturbations ? débris des coquilles (Dreissena)	
180												
190												
200											212-247.5 cm : vase marron avec des faibles bandes et quelques petites taches noires comme en haut -taches orange-marron partout bioturbations	
210												
220												
230											247.5-260 cm: vase vert-gris avec des petites taches noires et des bioturbations (ou fissures?) marron comme dans le top de la section : 169.5-212 cm	
240												
250												
260	260-300 cm : le sommet est transitionnel d'une vase marron en haut - bioturbations (fissures?)											
270												
280												
290												
300	291.5-300 : petits taches noires plus nombreuses <i>*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major et al., 2002); D=Dreissena</i>											

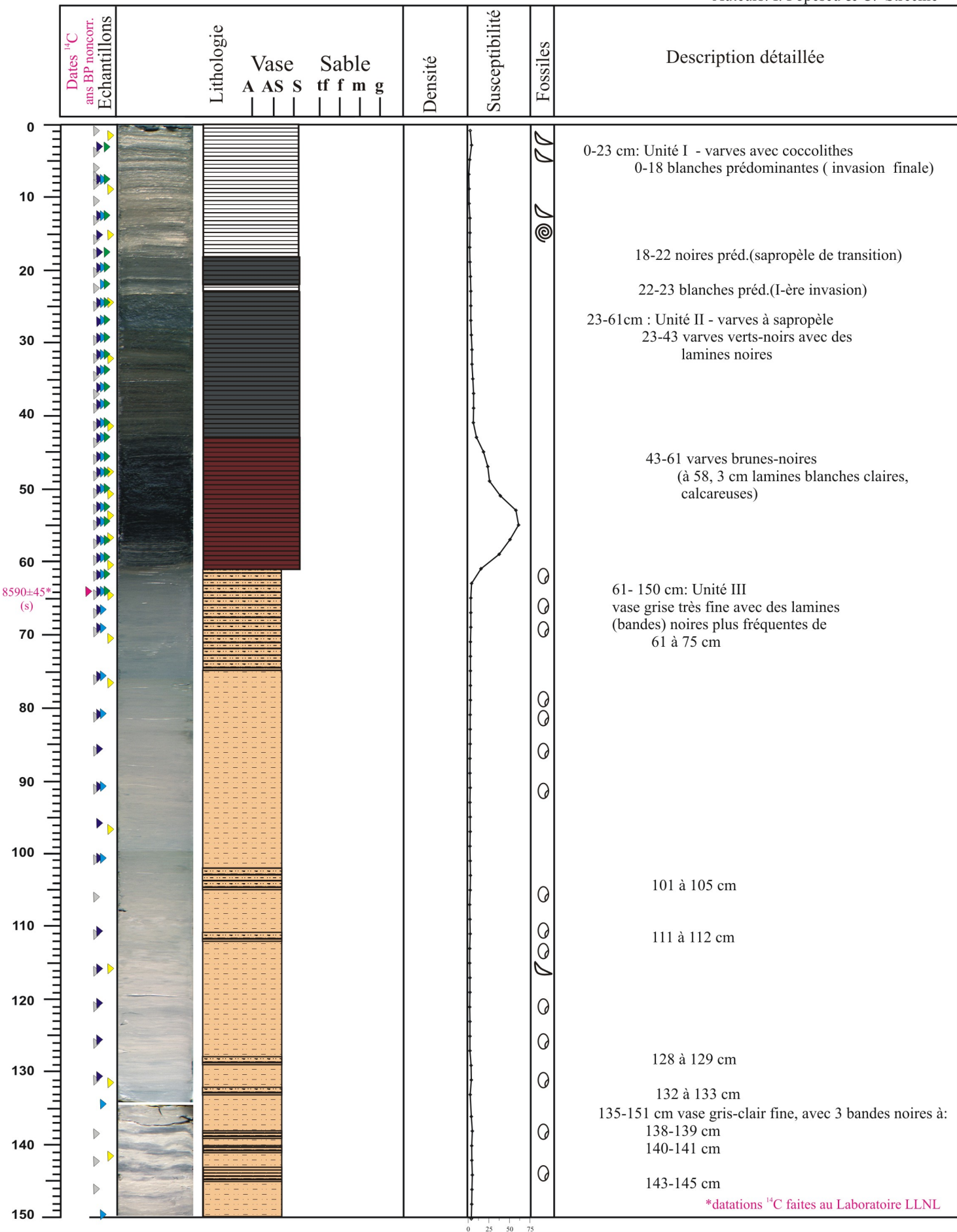
Carotte: BLKS 9810	Profondeur: 378m	Sections: V+VI/VI	Côte tête/pied (cm): 600-618 618-750
--------------------	------------------	-------------------	---

Auteurs: Candace Major & Claudia Strehle

Echantillons Dates ¹⁴ C ans BP noncorr.	Lithologie							Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
	A	AS	S	tf	f	m	g				
600											600-618 cm (longueur 18 cm) Argile marmoréenne vert-gris -taches noires diffuses irrégulières -débris de coquilles dispersés partout -bioturbations larges dans la partie supérieure de la section, avec des auréoles d'oxydations larges -les bioturbations en dessous de 510 cm sont fines, la plupart sub-horizontales, avec d'étroits auréoles d'oxydation
610											
620											
630											618-653 cm: Vase gris-vert avec des bioturbations fines, oxydées -taches noires -débris de coquilles rares
640											
650											
660											
670											
680											
690											
700											653-745 cm: Vase gris-vert faiblement marmoréen avec des taches noires -espaces vides jusqu'à 1 cm de largeur entre 658 cm et 690 cm -débris de coquilles y compris quelques valves entières
17760±130 ▶ (D)*											
710											
720											
730											
740											*Datés par le Laboratoire ETH-Hoeggerberg (Major <i>et al.</i> , 2002); D=Dreissena
750											745-750 cm: semblable au niveau 618-653 cm

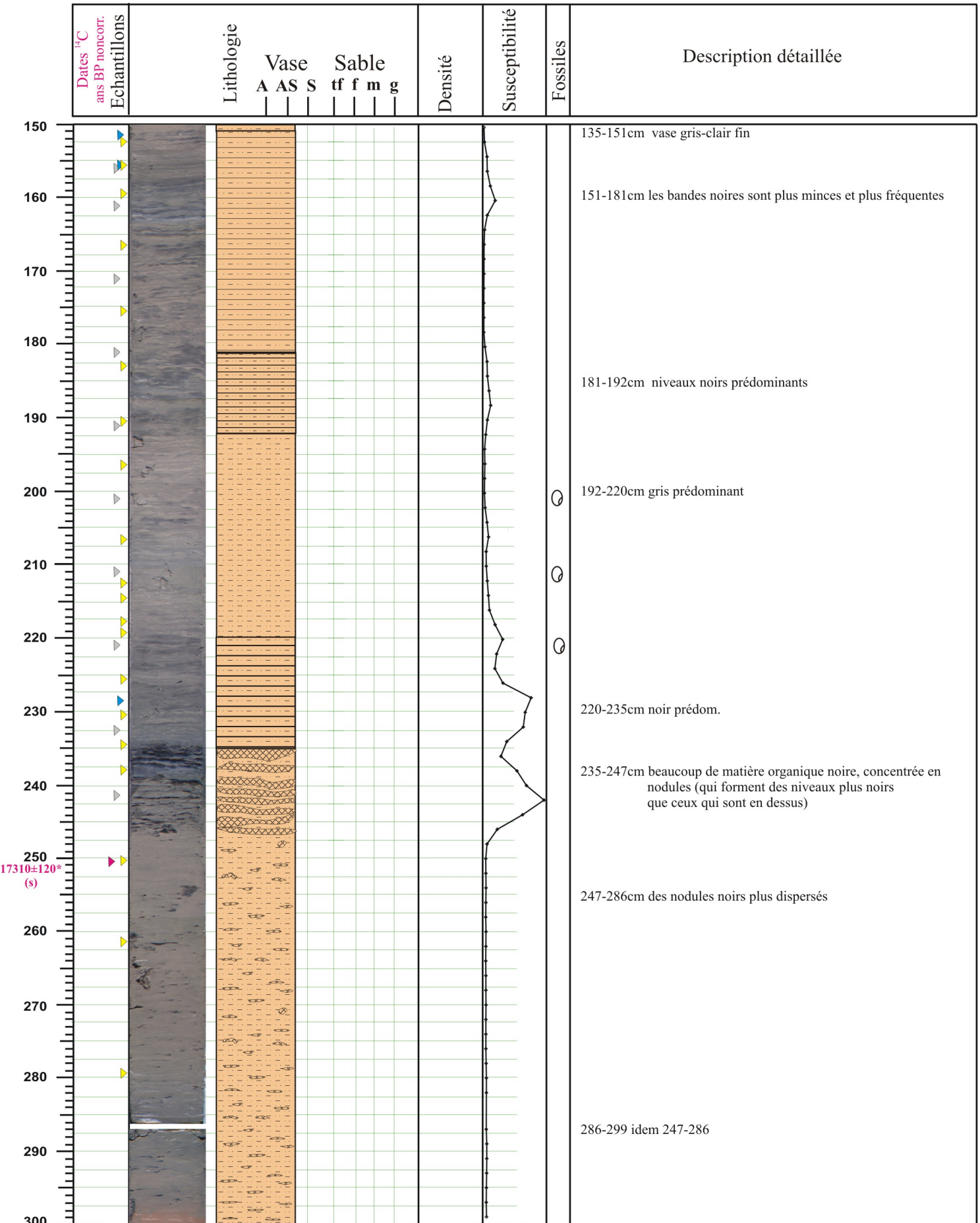
Carotte: BLKS 98-11	Profondeur: 500m	Sections: I/VI II/VI	Côte tête/pied (cm): 0-135cm 135-150cm
---------------------	------------------	-------------------------	---

Auteurs: I. Popescu & C. Strechie



*datations ¹⁴C faites au Laboratoire LLNL

Carotte: BLKS 98-11	Profondeur: 500m	Sections: II/VI III/VI	Côte tête/pied (cm): 135-286 cm 286-300 cm
---------------------	------------------	---------------------------	---



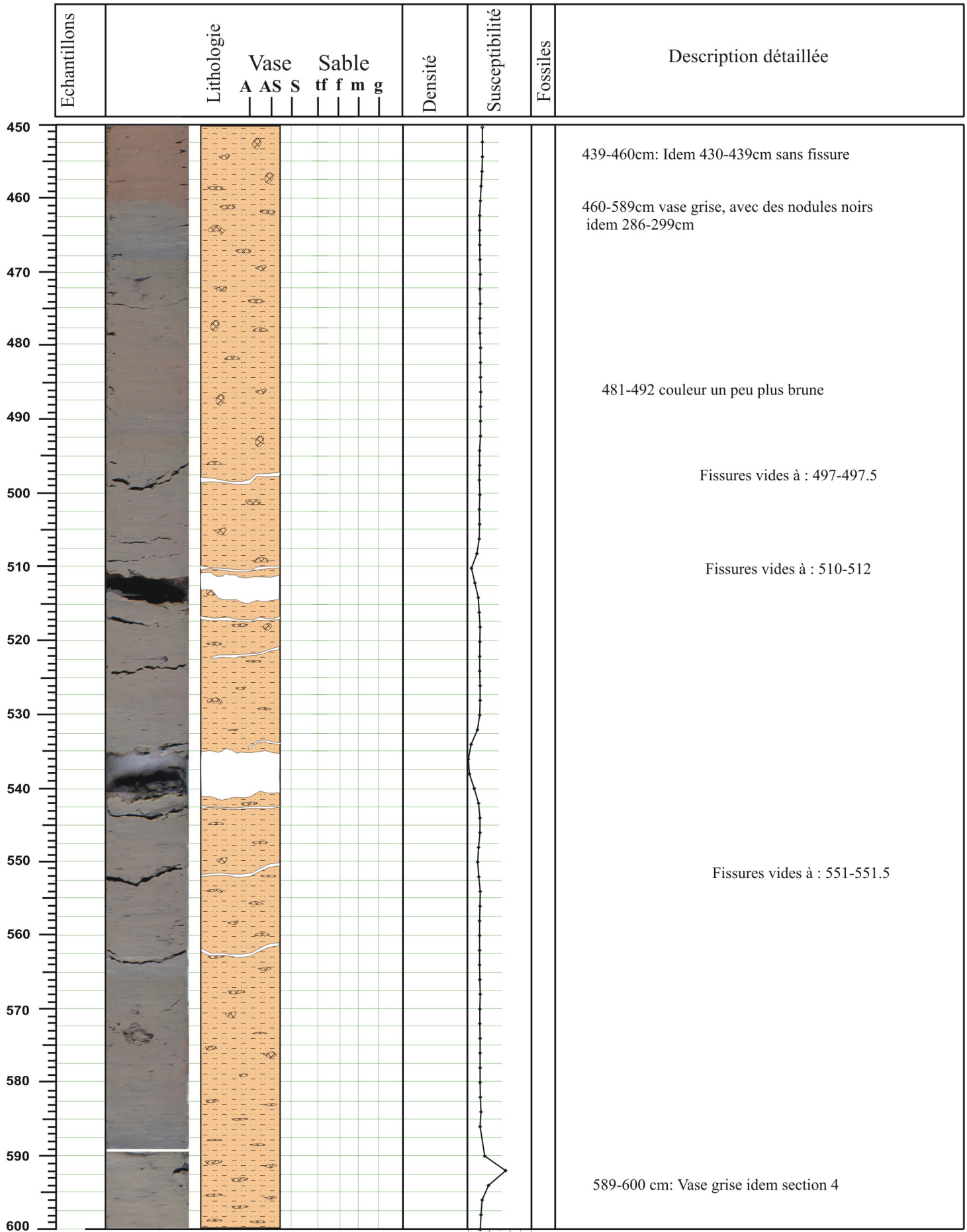
17310±120*
(s)

Carotte: BLKS 9811	Profondeur: 500m	Sections: III/VI IV/VI	Côte tête/pied (cm): 300--439 cm 439-450 cm
--------------------	------------------	---------------------------	--

Echantillons	Lithologie	Vase			Sable			Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		A	AS	S	tf	f	m				
300											299-343 cm: vase brune (chocolat au lait) ; les granules noirs organiques sont très rares
310											
320											
330											
340											
350											343-356 cm: Vase gris clair, fine; les granules noirs sont moins nombreux que entre 286-299 cm 346.5-347 cm: Fissure vide
360											356-364 - Transition gris-brun 361.5-362 cm fissure vide
370											361-439 cm : Vase brune (idem 299-343) mais avec des granules noirs un peu plus fréquents et avec des fissures quasi-horizontales
380											
390											
400											fissures remplies et oxydées entre 400-439 cm
410											
420											
430											431-431.5 - Fissure ouverte 430-439 couleur un peu plus grise
440											
450											439-460cm: Idem 430-439cm sans fissure

Mission: BlaSON 1

Carotte: BLKS 9811	Profondeur: 500m	Sections: IV/VI V/VI	Côte tête/pied (cm): 450-589 cm 589-600 cm
--------------------	------------------	-------------------------	---

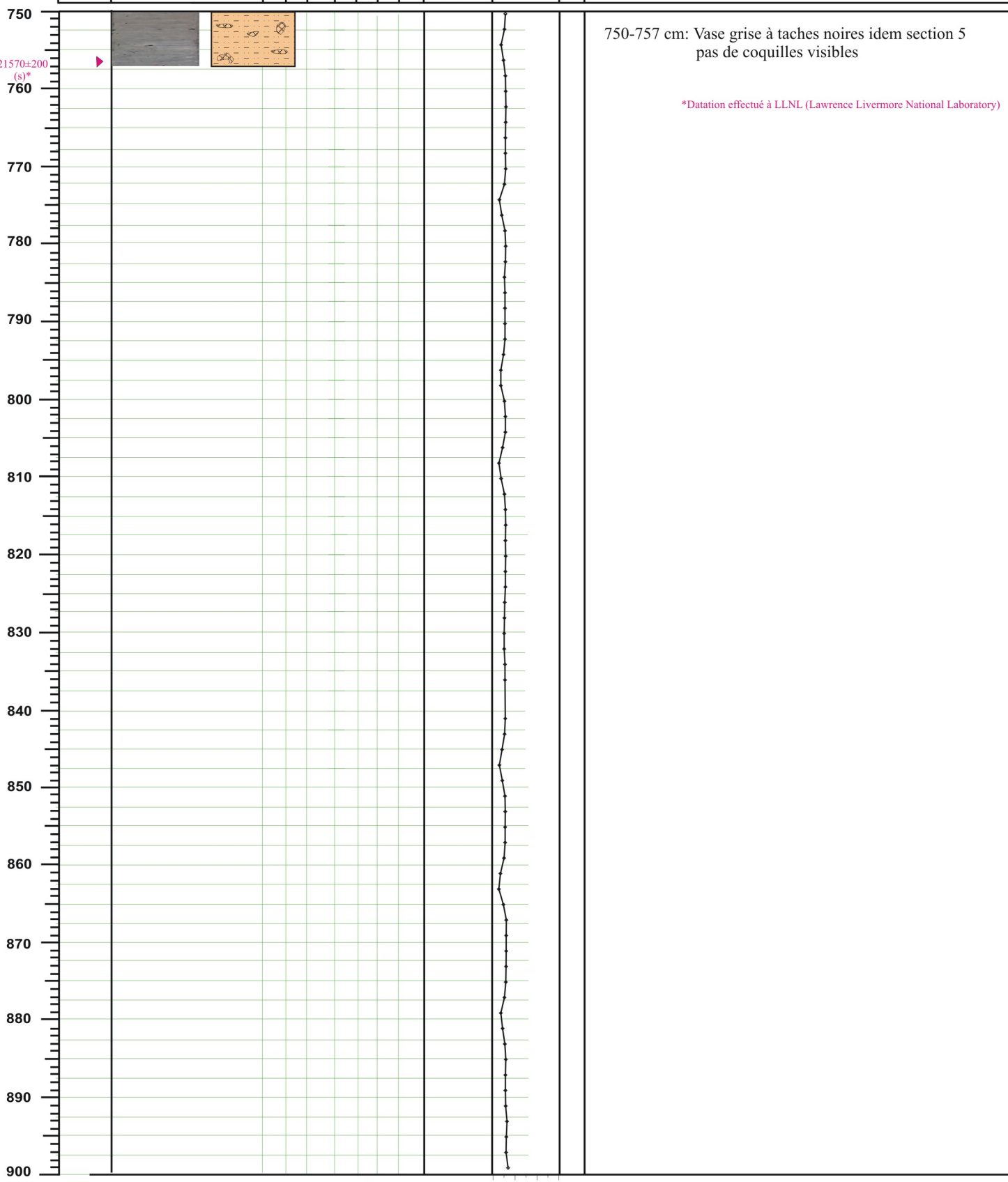


Carotte: BLKS 9811	Profondeur: 500m	Sections: V/VI VI/VI	Côte tête/pied (cm): 600-688 cm 688-750 cm
--------------------	------------------	-------------------------	---

Echantillons	Lithologie	Vase				Sable				Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		A	AS	S		tf	f	m	g				
600													600-688 cm: Vase grise idem section 4 Fissures vides à : 602-603
610													Fissures vides à : 623-625
620													Fissures vides à : 634-635
630													Fissures vides à : 647-649
640													Fissures vides à : 659-662
650													De 684 à 688 cm fissures horizontales brunes, oxydées Fissures vides à : 684-688
660													688-757 cm: Vase grise à taches noires idem section 5 pas de coquille visible
670													Fissures oxydées à : 688-712
680													Fissures vides à : 698-699
690													Fissures vides à : 710-713
700													Fissures vides à : 739-740
710													
720													
730													
740													
750													

Carotte: BLKS 9811	Profondeur: 500m	Sections: VI/VI	Côte tête/pied (cm): 700-757 cm
--------------------	------------------	-----------------	---------------------------------

Dates ¹⁴ C ans BP noncorr. Echantillons	Lithologie	Vase			Sable				Densité	Susceptibilité	Fossiles	Description détaillée
		A	AS	S	tf	f	m	g				

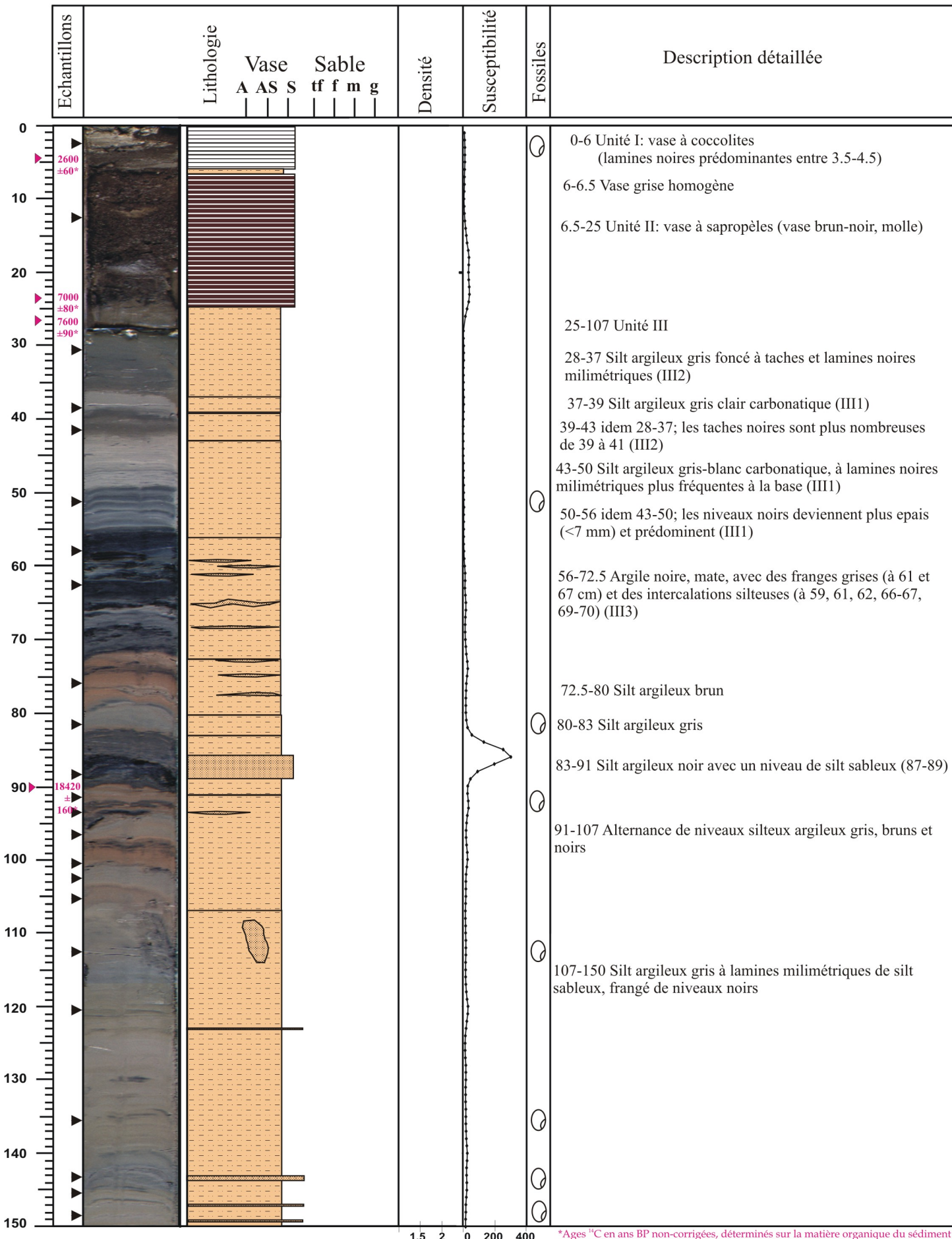


750-757 cm: Vase grise à taches noires idem section 5 pas de coquilles visibles

*Datation effectué à LLNL (Lawrence Livermore National Laboratory)

Carotte: BLKS 98 22	Profondeur: 2100 m	Sections: I/VI II/VI	Côte tête/pied (cm): 0/28 28/177
---------------------	--------------------	-------------------------	-------------------------------------

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



*Ages ¹⁴C en ans BP non-corrigées, déterminés sur la matière organique du sédiment

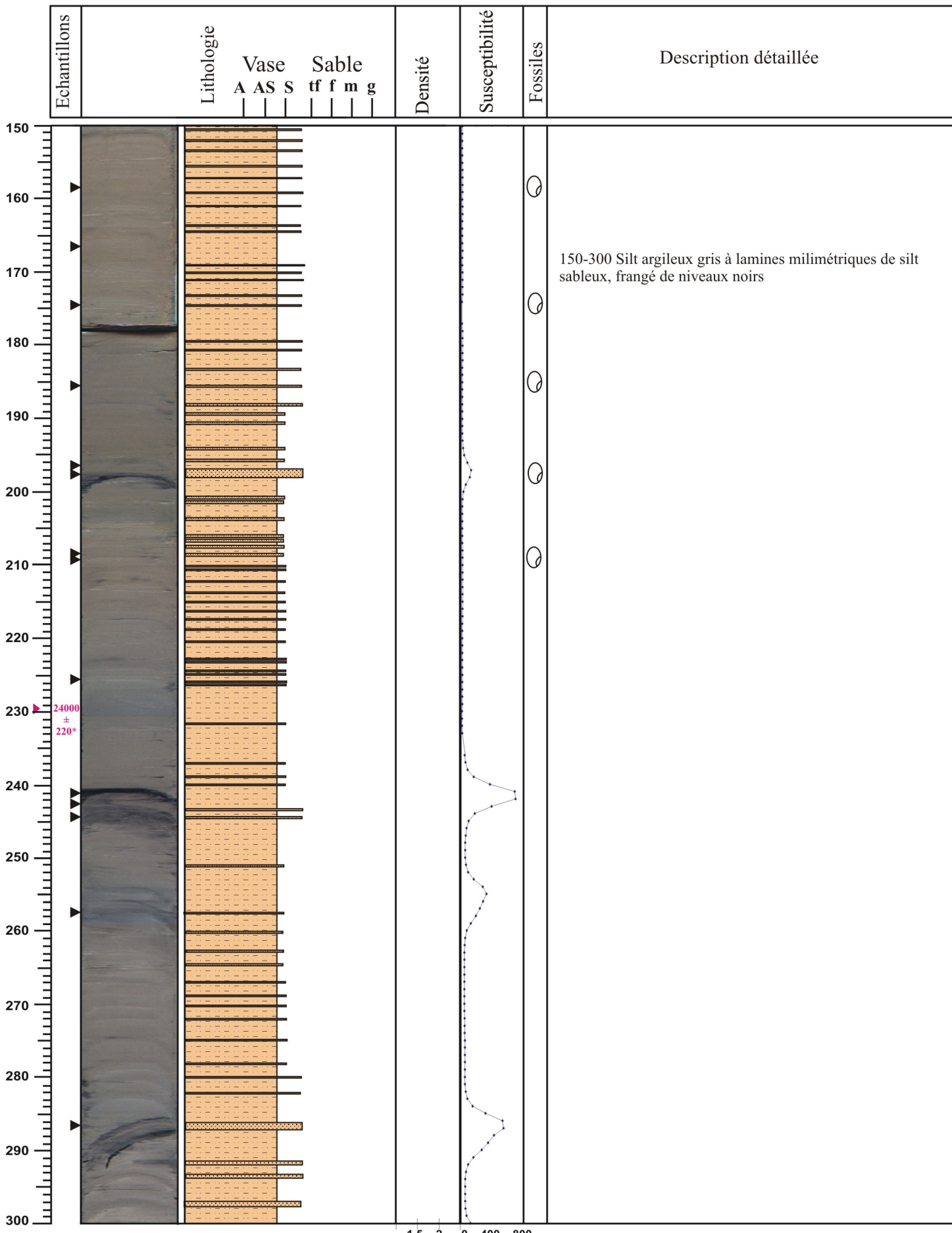


Mission: BlaSON

Ifremer

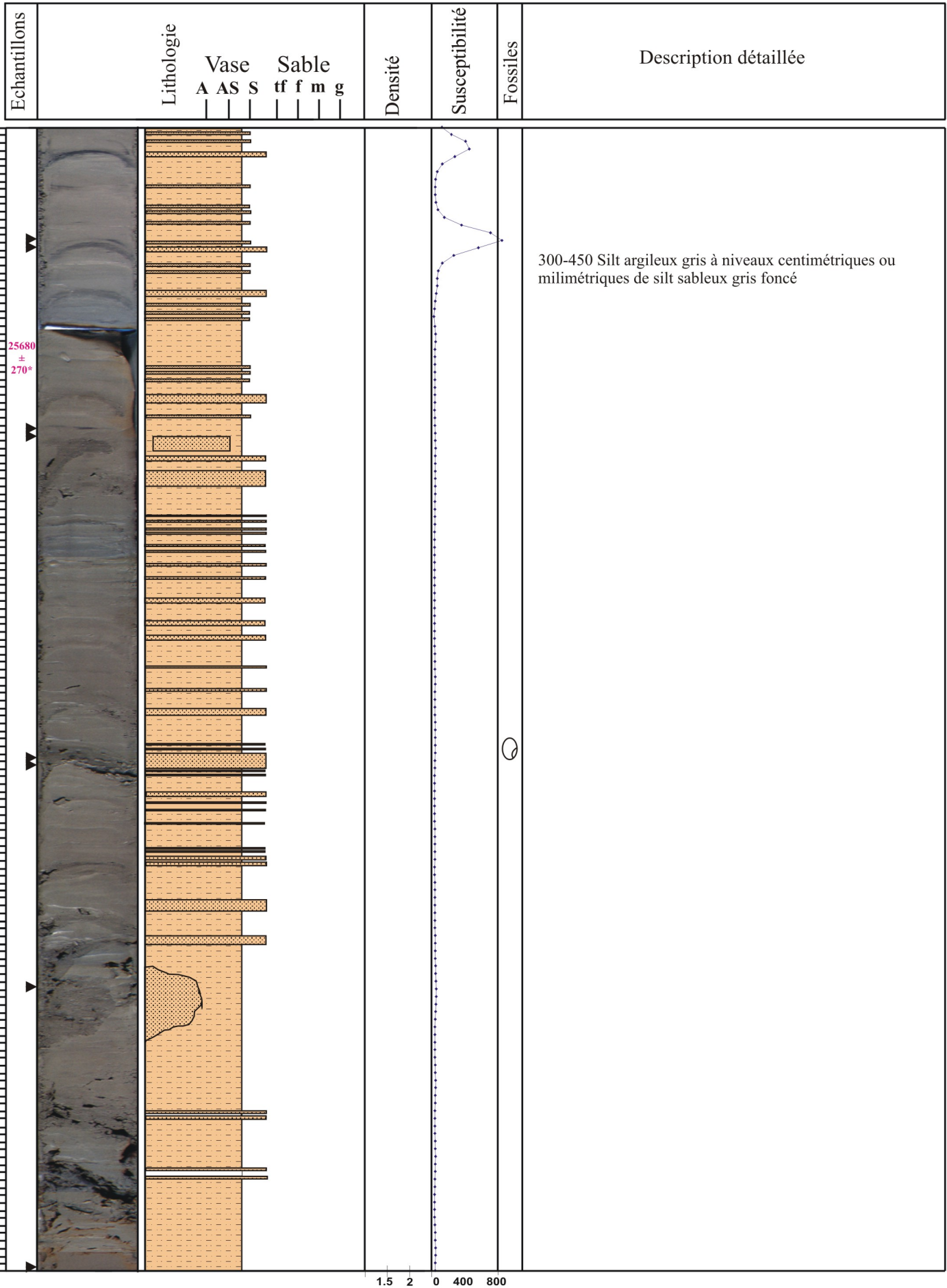
Carotte: BLKS 98 22	Profondeur: 2100 m	Sections: II/VI III/VI	Côte tête/pied (cm): 28/177 177/326
---------------------	--------------------	---------------------------	--

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



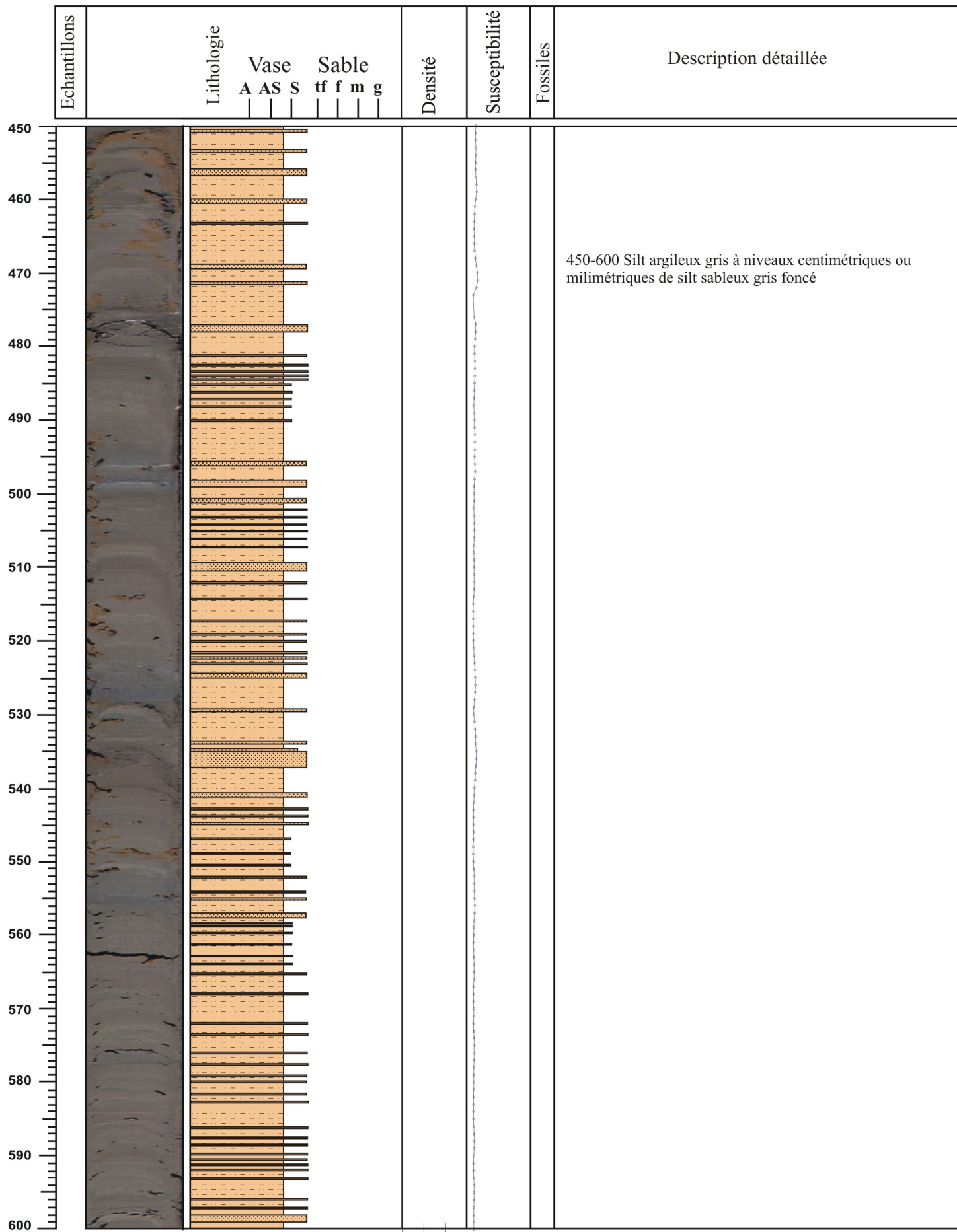
Carotte: BLKS 98 22	Profondeur: 2100 m	Sections: III/VI IV/VI	Côte tête/pied (cm): 177/326 326/475
---------------------	--------------------	---------------------------	---

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



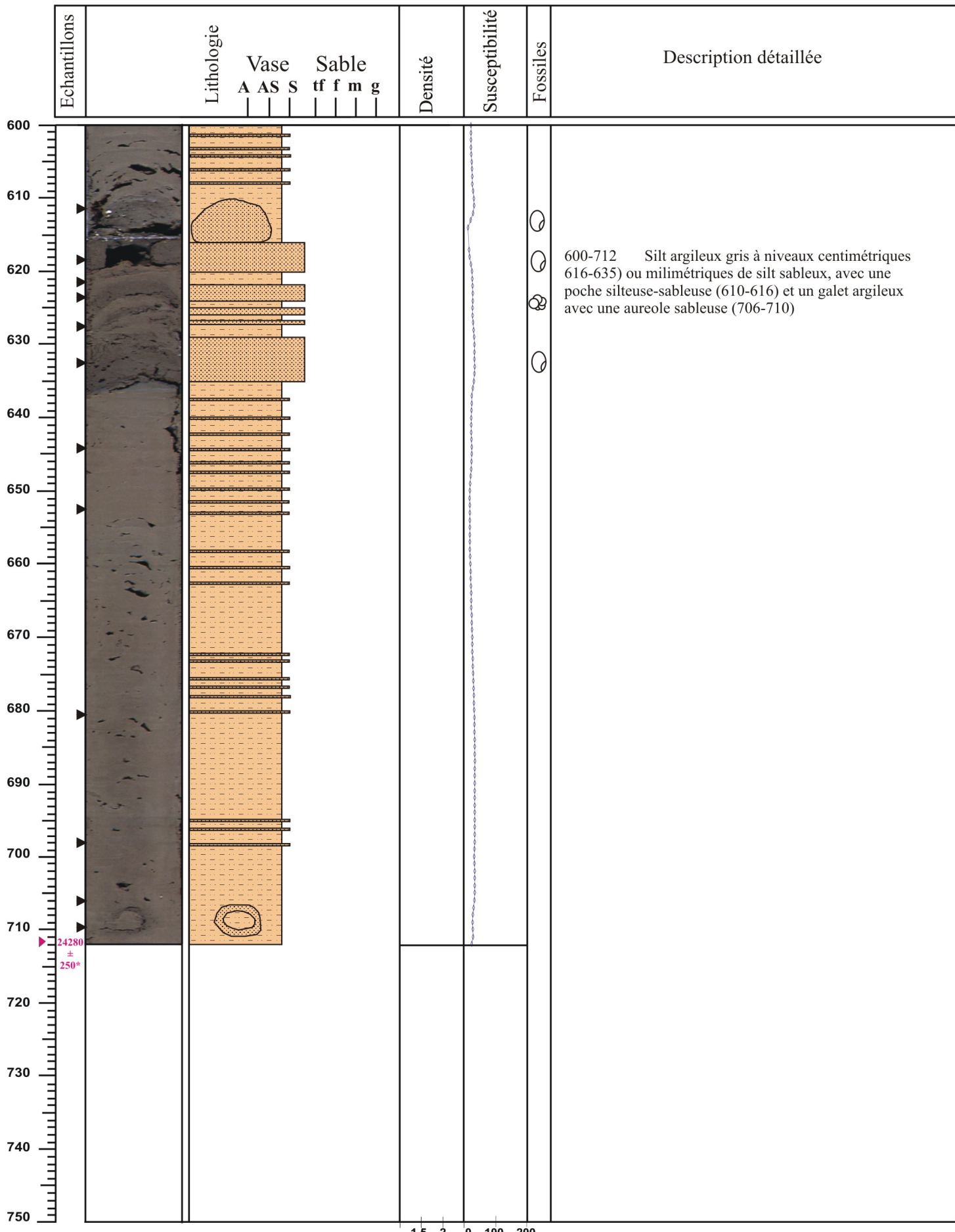
Carotte: BLKS 98 22	Profondeur: 2100 m	Sections: IV/VI V/VI	Côte tête/pied (cm): 326/475 475/616
---------------------	--------------------	-------------------------	---

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



Carotte: BLKS 98 22	Profondeur: 2100 m	Sections: V/VI VI/VI	Côte tête/pied (cm): 475/616 616/712
---------------------	--------------------	-------------------------	---

Auteurs: I. Popescu et G. Floch



Annexe 2

Datation ^{14}C - principe et méthode

ANNEXE 2

Datations ¹⁴C: Principe et méthode

1. Le principe de la datation par le ¹⁴C

Le carbone a trois isotopes : deux stables – le carbone 12 et le carbone 13 et un qui est radioactif – le carbone 14. Dans la nature, l'abondance de ces isotopes est de:

98,89 % pour le ¹²C
1,108 % pour le ¹³C
et
1,2 * 10⁻¹² % pour le ¹⁴C

Autrement dit, seulement 1 atome sur 1000 milliards d'atomes de carbone est radioactif. Et c'est précisément cette propriété qui le rend intéressant pour la datation de divers matériaux d'origine organique. Ceci est dû au fait que, tout au long de leur vie, les végétaux et les animaux assimilent directement ou indirectement le gaz carbonique de l'atmosphère.

Le gaz carbonique de l'air présente une certaine radioactivité qui est due à la très faible proportion de ¹⁴C qu'il contient. Lorsque l'organisme vit, il interagit avec le CO₂ l'atmosphérique directement par la photosynthèse ou indirectement en se nourrissant de plantes, et il est en équilibre avec celui-ci : il contient autant de ¹⁴C que le CO₂ atmosphérique. A sa mort, les échanges cessent, le ¹⁴C n'est pas renouvelé et sa radioactivité diminue de moitié tous les 5730 ± 40 ans.

Ainsi, si l'on mesure aujourd'hui l'activité ¹⁴C (A) d'un échantillon d'origine biologique (charbon de bois, bois, coquilles ou os), on peut, en la comparant à l'activité du carbone moderne (A₀), en déduire le temps (t) qui s'est écoulé depuis sa mort. C'est ce qu'on appelle l'âge. Il est calculé à partir de la formule classique de décroissance exponentielle radioactive :

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

où λ est la constante de désintégration L₂/T égale à 0.693/T, T étant la période de désintégration du ¹⁴C de 5568 ans.

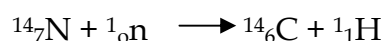
La formule pour le calcul des âges s'obtient en introduisant la valeur de la période, dans la formule de décroissance :

$$t = \ln A_0/A \cdot 18.5 \cdot 10^3 \text{ ans}$$

Le principe de la méthode repose sur l'hypothèse qu'au moins au cours des 50 000 dernières années la radioactivité naturelle du carbone est restée constante et égale à celle mesurée en 1950 (= année de référence « Before Present », B.P.) (Libby, 1952). Des mesures plus précises, ont démontré ultérieurement que cette hypothèse n'est pas rigoureusement exacte et que l'activité du carbone n'a pas toujours été constante dans le temps.

2. L'origine du ^{14}C

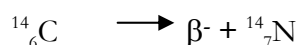
L'isotope de masse 14 du carbone est le résultat de l'interaction, dans la haute atmosphère, des rayonnements cosmiques avec les éléments terrestres. Quand ils ne sont pas déviés par les champs magnétiques, les protons de grande énergie, qui forment l'essentiel du rayonnement primaire, provoquent des réactions nucléaires violentes qui font éclater des noyaux des composants atmosphériques. Ils créent ainsi des rayonnements secondaires, parmi lesquels, de nombreux neutrons. Ces neutrons entrent en collision avec des atomes d'azote ^{14}N et donnent naissance à l'isotope ^{14}C . La réaction est la suivante:



Il y a d'autres réactions conduisant à la formation de ^{14}C dans l'atmosphère, à partir de : ^{16}O (n, ^3He) ; ^{16}O (p, 3p) ; ^{17}O (n, α) ; ^{15}N (n, δ) ; ^{13}C (n, γ), mais ils ont une importance mineure.

Le taux maximal de formation du ^{14}C se produit à la base de la stratosphère, à des altitudes de 15 à 20 km. Les atomes de ^{14}C créés sont rapidement oxydés et donnent du gaz carbonique $^{14}\text{CO}_2$ qui se mélange au reste du gaz carbonique de l'air de manière pratiquement homogène dans les basses couches de l'atmosphère (Delibrias, 1985 ; Fontugne, 1996).

Le carbone 14 se désintègre avec l'émission de radiations β^- , selon le schéma :



La **période de désintégration** du carbone 14 est de 5730 ± 40 ans (Godwin, 1962). Pourtant, afin d'éviter les confusions, on utilise pour le calcul des âges la **période de désintégration** de **5568 ans** adoptée en 1951 à la suite des conventions internationales. Son utilisation a comme résultat une sous-estimation de l'âge d'environ 3 %.

La radioactivité naturelle d'un gramme de carbone est très faible. Elle a été déterminée par Karlen *et al.*, 1966 comme étant égale à 13.56 ± 0.07 désintégrations par minute.

3. Corrections des âges ^{14}C

Des différences entre les âges mesurées et les âges historiquement bien déterminés, ont conduit à l'idée qu'il est nécessaire d'effectuer des corrections d'âges ^{14}C . Il faudra donc, tenir compte de la nature des végétaux qui ont donné le matériel organique daté, du milieu (continental ou terrestre ; marin ou lacustre), du type de bassin où les organismes ont vécu et de la variation de concentration du CO_2 dans l'atmosphère au fil du temps.

a. Les corrections de fractionnement biologique (correction de $\delta^{13}\text{C}$)

Les végétaux n'assimilent pas de la même manière tous les isotopes du carbone. Les végétaux faisant leur photosynthèse suivant le cycle de Hatch-Slack (Cycle C4) comme le maïs, le millet ou les graminées des milieux arides et de savanes sont enrichis en carbone 13 (et par conséquent en carbone 14) par rapport à ceux faisant leur photosynthèse suivant le cycle de Calvin-Benson (Cycle C3), tels les arbres. Un enrichissement plus important est également observé pour les carbonates marins et continentaux. Ce phénomène de **fractionnement biologique** se traduit par une dispersion des âges selon la nature des échantillons pourtant contemporains (**Fig.A2.1**) (Polach, 1976 ; Stuiver et Polach, 1977; Fontugne, 1996). Autrement dit, si on mesure les activités ^{14}C d'un maïs, d'un arbre et d'une coquille morts le même jour, on va obtenir des âges divers, dus au fractionnement isotopique.

Il s'ensuit la nécessité des **corrections du fractionnement biologique** (correction de $\delta^{13}\text{C}$). Ces corrections sont effectuées en normalisant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ qui sont une autre formulation du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, à une valeur de -25 ‰ par rapport à un standard international, le PDB.

Par définition, $\delta^{13}\text{C}$ du standard est égal à 0 ‰ (c'est un carbone extrait d'une calcite provenant d'un rostre de **Bélemnite** du Crétacé supérieur de la formation de **Pee Dee - Caroline du Sud**, Etats-Unis). Cette calcite n'est plus disponible, on utilise d'autres standards calibrés par rapport à cette référence, mais tous les résultats doivent être exprimés en ‰, wrt¹ PDB.

La formule de calcul de $\delta^{13}\text{C}$ est :

¹ with respect to = par rapport au

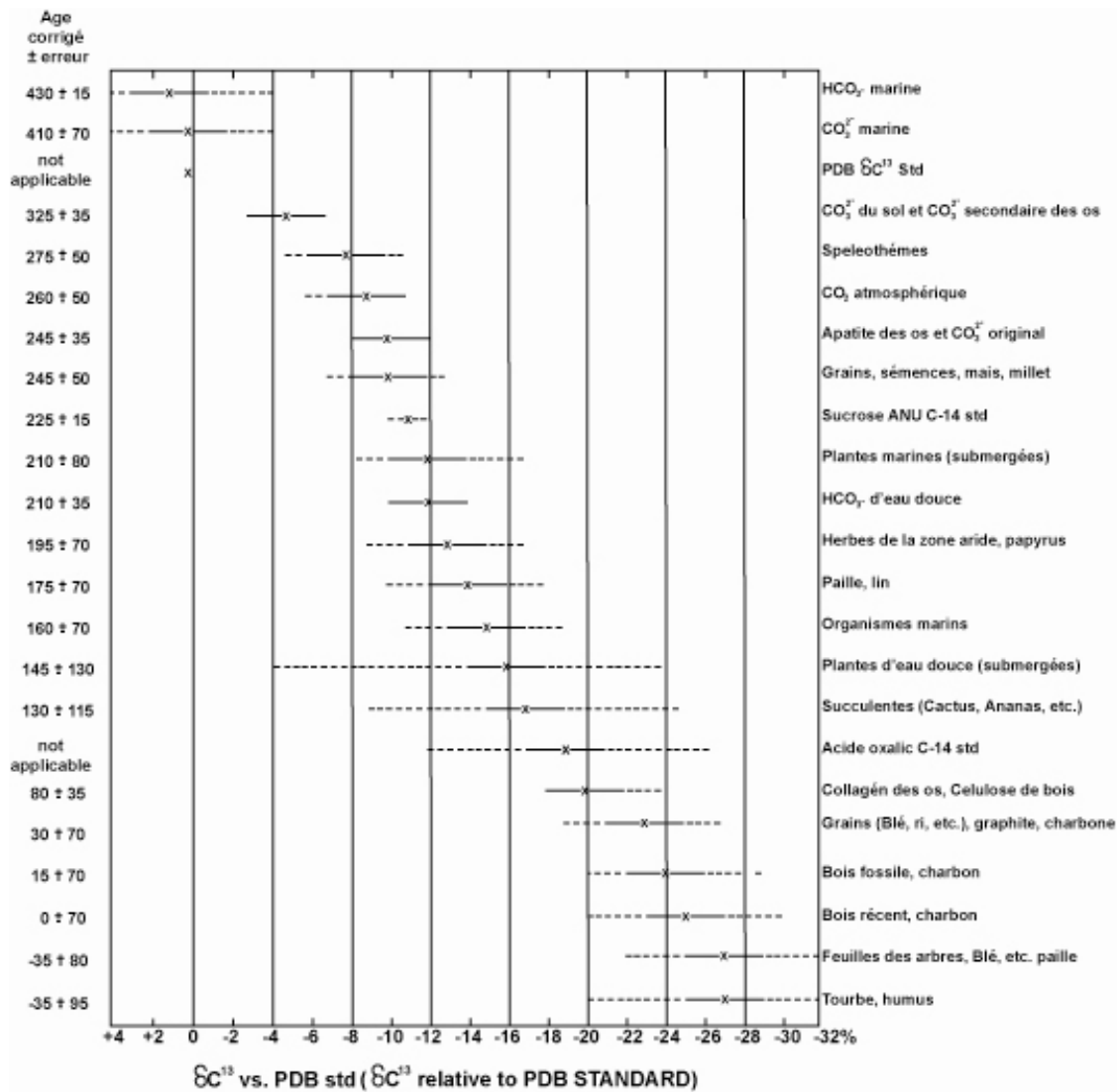


Fig. A2.1 - Dispersion des âges ¹⁴C en fonction des rapports δ¹³C, en nature (d'après Polach, 1976)

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{échant}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}} \right] \times 1000$$

La correction de l'activité Δ¹⁴C mesuré se fait selon la formule :

$$\Delta^{14}\text{C} \text{ ‰} = \delta^{14}\text{C} - (2 \delta^{13}\text{C} + 50) (1 + \delta^{14}\text{C}/1000)$$

ou δ¹⁴C est la différence en ‰ entre le rapport ¹⁴C/¹²C de l'échantillon et celui du carbone standard

$$\delta^{14}\text{C} \text{ ‰} = \left[\frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{échant}} - ^{14}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{stand.}})}{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{stand.}}} \right] \times 1000$$

δ¹³C est déterminé à partir du composé carboné utilisé pour la mesure de radioactivité, ce qui permet de corriger également les éventuels fractionnements qui peuvent se produire au cours de la préparation chimique.

Cette correction, peut varier d'environ -100 ans pour une tourbe à +400 ans pour un carbonate (Fig.A2.1).

b. La correction d'âge réservoir

Pour comprendre la nécessité d'une correction réservoir, il faut d'abord définir et expliquer la notion d'âge ^{14}C apparent.

L'eau de mer contient du ^{14}C issu principalement de la dissolution du CO_2 de l'atmosphère dans les eaux superficielles. Les eaux profondes océaniques se trouvent appauvries en carbone 14 du fait d'échanges plus difficiles avec l'atmosphère. Le mélange des eaux superficielles avec les masses d'eaux profondes plus anciennes a comme résultat un appauvrissement en ^{14}C des premières d'environ 5%, soit un vieillissement d'environ 400 ans. Les organismes marins qui y vivent fixent le carbone dissous dans l'eau, ils présentent de ce fait le même rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ et se trouvent ainsi systématiquement vieillis. C'est le cas, en particulier des coquillages marins littoraux qui ont l'âge des eaux superficielles océaniques.

En mesurant soigneusement la radioactivité de coquillages littoraux collectés vivants à une date précise, avant les perturbations apportées par les bombes atomiques, et conservés dans des collections de fossiles, les chercheurs ont obtenu des âges apparents d'environ 380-400 ans (par ex. : Delibrias, 1985 ; Stuiver et Braziunas, 1993). Dans les zones d'upwelling, le long de certaines côtes où les eaux profondes ascendantes se retrouvent partiellement en surface, l'âge apparent peut atteindre 700 à 800 ans (Berger *et al.*, 1966).

Il s'impose donc une **correction de réservoir**, au sujet de laquelle les laboratoires ont des idées variées: Olsson (1974) pense que dans l'impossibilité de connaître avec certitude l'âge de l'eau de mer dans laquelle a vécu le coquillage daté, il est préférable de ne faire aucune correction, et de préciser qu'il s'agit d'un âge apparent. En pratique, la plupart des laboratoires font une correction d'environ 400 ans, âge moyen des eaux de mer superficielles.

Le même problème se pose dans un milieu lacustre, où les plantes et les animaux sont aussi à l'équilibre radioactif avec l'eau. La difficulté, dans le cas des lacs vient de ce que l'origine du carbone y est le plus souvent complexe: les échanges avec l'atmosphère aux quelles peut se rajouter la dissolution du calcaire qui se trouve dans le bassin de drainage du lac et qui entraîne un vieillissement des eaux, connu sur le nom de « hard effect ». Le CO_2 introduit par la dissolution d'un calcaire ancien est très appauvri ou même sans ^{14}C .

Vogel (1970) a déterminé empiriquement que, dans la plupart des cas, on avait $15 \pm 5\%$ de carbone ancien et $85 \pm 5\%$ de carbone moderne: ceci conduit à un

âge apparent de 1300 ans environ pour l'eau des lacs et pour les organismes lacustres vivants.

En l'absence démontrée de roches calcaires dans un bassin, on n'a théoriquement pas de vieillissement important pour les organismes du lac correspondant.

c. La calibration des âges ^{14}C

La calibration des âges ^{14}C est leur conversion en âges calendaires. En réalité, un âge ^{14}C , après calibration, se trouve converti, non pas en une autre date, mais en un intervalle de dates, plus au moins long, selon l'incertitude statistique sur l'âge mesuré et selon la période considérée. Il représente un intervalle de confiance à 95 % pour la date calibré.

Une plus grande précision des mesures a souligné le rajeunissement systématique des âges ^{14}C par rapport aux âges bien déterminés à l'aide du calendrier de l'ancienne Egypte (Ralph, 1959). Le phénomène a été confirmé par l'étude détaillée des âges des *cernes annuels de troncs de vieux arbres* à croissance assez lente. Ainsi, contrairement à l'hypothèse de début de la méthode, le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ du carbone atmosphérique a subi des modifications au cours du temps (De Vries, 1958). Aujourd'hui, on sait que les paramètres qui contrôlent la teneur en ^{14}C de l'atmosphère sont : les flux de particules cosmiques incidentes, l'intensité du champ magnétique terrestre et les échanges entre les différents réservoirs de carbone qui sont : l'océan, la biosphère et l'atmosphère.

Tout en sachant que seule la couche annuelle externe d'un arbre vivant est en équilibre avec l'atmosphère, les couches internes étant « mortes », si on mesure les activités ^{14}C des cernes des arbres, on peut reconstituer les taux de ^{14}C atmosphérique du passé. En étudiant la succession d'anneaux d'arbres vivants ou fossiles (dendrochronologie), les chercheurs ont repéré des séquences caractéristiques permettant de faire des recoupements d'un tronc à un autre et d'obtenir une très longue série chronologique de bois d'âges connus. La dendrochronologie permet une calibration fiable remontant à près de 11 400 ans (**Fig.A2.2**) (Stuiver et Braziunas, 1993, Stuiver et Reimer, 1993 ; Fontugne, 1996, 2002). Ceci constitue une sorte d'abaque permettant de transcrire directement un âge ^{14}C conventionnel en années avant le présent (BP²) ou en années avant/après Jésus Christ (AD³), la date calendaire.

² Before Present, le 0 BP étant par convention, l'année 1950

³ Anno Domine

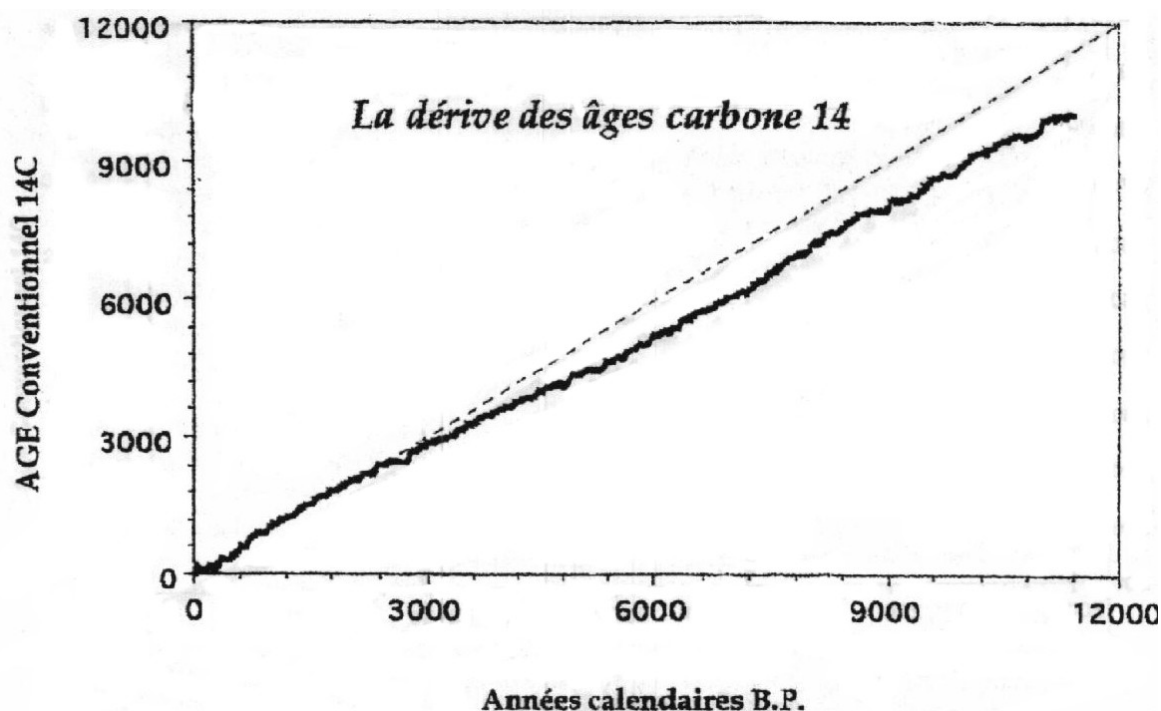


Fig. A2.2 - Dérive des âges ^{14}C mise en évidence par les études dendro-chronologiques (d'après Fontugne, 1996)

La calibration peut s'étendre au-delà de 11 400 ans par le comptage des *varves* et la mesure de l'activité ^{14}C des macro-restes végétaux contenus dans les lamines de sédiment déposé dans des lacs profonds dépourvus d'oxygène. Cette méthode est en accord avec les enregistrements dendrochronologiques pour les périodes inférieures à 15 000 ans. Au-delà de 20 000 ans, nous disposons seulement de l'enregistrement du lac Suigetsu (Japon) qui couvre les 45 000 dernières années (Kitagawa et Van der Plicht, 1998).

Une autre méthode de calibration des âges ^{14}C a été fournie par la datation ^{14}C en parallèle avec la datation $^{230}\text{U}/^{234}\text{Th}$ de couches successives des *coraux*. Bard *et al.*, 1990 ont publié une esquisse de calibration basée sur une trentaine d'échantillons pour une période allant jusqu'à 20 000 ans.

4. Méthode

La plupart de datations ^{14}C ont été effectués au Tandetron de Gif-sur-Yvette, par Martine Paterne, Christine Hatté et Michel Fontugne du Laboratoire de Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). 4 datations ont été réalisées au Center for Accelerator Mass Spectrometry de Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL). La technique de datation utilisée est la Spectrométrie de Masse avec Accélérateur (en anglais, Accelerator Mass Spectrometry, AMS).

Nous avons daté les carbonates de coquilles et la matière organique de sédiments.

Les échantillons de *sédiment* (environ 2 grammes), sont séchés immédiatement après le prélèvement, à 50°C jusqu'au poids constant, ils sont ensuite broyés dans un mortier en agate. Le séchage immédiat après l'échantillonnage des sédiments, permet une bonne conservation de la matière organique et minimise l'influence de la dégradation bactérienne. Une décarbonatation lente à HCl 0.3N pendant plusieurs jours, a permis l'enlèvement des carbonates, sans détruire la matière organique. En fin de la réaction acide, le sédiment a été lavé à l'eau ultra-pure jusqu'à pH 5-6, séché à l'étuve à 50°C et rebroyé, pour l'homogénéisation.

Les échantillons sont ensuite scellés sous vide en présence de CuO et Ag, dans un tube en quartz. La combustion se fait à 840°C pour 6 heures. Le CO₂ obtenu est purifié, quantifié et stocké dans un réacteur en verre. Le CO₂ est ensuite réduit en graphite utilisant du fer comme catalyseur, en présence de H₂, à 650°C. La poudre Fer-Graphite est compactée en une ou plusieurs cibles, stockées sous atmosphère d'argon jusqu'à l'analyse par AMS au Tandemron de Gif-sur-Yvette (UMS 2004) (Arnold *et al.*, 1987).

Les *coquilles* de bivalves ont été soigneusement nettoyées à l'aide d'un jet de sable, afin d'enlever toutes les contaminants, comme par exemple le carbonate déposé éventuellement sur la coquille après sa mort et qui peut altérer la date. Pour la même raison, les coquilles plus fragiles de gastéropodes ont été trempées quelques secondes en acide azotique HNO₃ 0.1-0.5N et rincées ensuite à l'eau ultra-pure, quelques secondes aux ultrasons et séchées à l'étuve à 50°C. Le nettoyage a été effectué de manière différente du fait de leur forme et de leur petite taille, qui rend difficile l'opération de nettoyage au jet de sable. Les coquilles ainsi nettoyées, ont été introduites dans des ampoules à deux doigts alors que le second doigt contenait 1 ml d'acide phosphorique pur (100% H₃PO₄). Le carbonate a ensuite été hydrolysé sous vide (Tisnérat-Laborde *et al.*, 2001). Deux cibles de 2 mm de poudre fer-carbone ont été réalisées et mesurées. Pour une datation environ 15 mg de carbonate des coquilles sont nécessaires.

Les âges sont des âges conventionnels en années BP, corrigées pour le fractionnement isotopique par la normalisation des résultats à la valeur standard de $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ PDB (Stuiver et Polach, 1977).

Annexe 3

Datations ^{14}C des sédiments et de coquilles de la Mer Noire,
dans la littérature

Annexe 3 Datations ¹⁴C des sédiments et de coquilles de la Mer Noire, dans la littérature

Année	Référence	Carotte	Profondeur de l'échantillon (cm)	Latitude N	Longitude E	Profondeur de l'eau (m)	Longueur de la carotte (m)	Matériel daté	Méthode	Age conventionnel (ans BP)	Erreur (ans)	Age corrigé pour le réservoir (ans BP)	Age corrigé pour le réservoir et pour le détritique (ans BP)	Age calibré	Age réservoir (ans)
1974	Deuser, 1972; Ross & Degens, 1974	1474K	16-22	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	carbonates		3450	140				
		1474K	125	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	carbonates		14600	220				
		1474K	335	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	carbonates		20900	400				
		1474K	585	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	carbonates		30700	1200				
		1474K	27	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	MO		3090	140				
		1474K	65	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	MO		7090	180				
		1474K	125-135	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	MO		8600	150				
		1474K	330	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	MO		13850	210				
		1474K	580	42°23.3'	37°36.2'	2117	6	MO		16900	270				
1974	Ross & Degens, 1974	1474P	1080-1160	42°23.0'	37°36.6'	2114	11.58	MO		22830	800				
		1462K	72	43°02.8'	33°02.1'	2186	2.96	MO		3450	120				
		1462K	102	43°02.8'	33°02.1'	2186	2.96	MO		3450	130				
		1462K	151	43°02.8'	33°02.1'	2186	2.96	MO		6650	150				
		1451G	42-62	43°34.2'	29°31.5'	460	0.72	MO		6240	120				
		1450G	50-66	43°39.4'	30°09.4'	563	1.15	MO		6270	110				
1987	Calvert et al., 1987	1432	64-66	43°00.6'N	34°04.5'E	2248	1.24	MO	AMS ¹⁴ C	3945	280				2000
		1432	100-102	43°00.6'N	34°04.5'E	2248	1.24	MO	AMS ¹⁴ C	8660	150				2000
		1470	130	42°02.9'N	41°18.1'E	906	2.27	MO	AMS ¹⁴ C	6270	200				2000
		1470	160	42°02.9'N	41°18.1'E	906	2.27	MO	AMS ¹⁴ C	7789	150				2000
1992	Shopov et al., 1992	XK-55	57-62			1430	2.07	sapropèle		6135	75				
		XK-71	99-102			520	9.55	sapropèle		6775	350				
		E-26	68-72			2165	2.55	sapropèle		6370	170				
		E-26	239-245			2165	2.55	détritus		11350	205				
		XK-120	55-60			94	0.6	vase argileuse grise		15380	540				
1993	Guichard et al., 1993	GGC-79	74.2	42°19.39	34°00.94	707		MO du niveau adjacent à celui des cendres	AMS ¹⁴ C	4450	120	3170		erreur 2 sigma	1280
		GGC-71	92.2	42°12.02	34°06.33	411		MO du niveau adjacent à celui des cendres	AMS ¹⁴ C	4830	120	3550		erreur 2 sigma	1280
		Minoan event								3355	32				1285

Année	Référence	Carotte	Profondeur de l'échantillon (cm)	Latitude N	Longitude E	Profondeur de l'eau (m)	Longueur de la carotte (m)	Matériel daté	Méthode	Age conventionnel (ans BP)	Erreur (ans)	Age corrigé pour le réservoir (ans BP)	Age corrigé pour le réservoir et pour le détritique (ans BP)	Age calibré	Age réservoir (ans)	Correction détritique (ans)	calibrated age (kans)	error +/- (ans)	
1994	Jones & Gagnon, 1994	KNR 134-08 BC17	0.7-1.4	42°58'N	31°25'E	2066		MO	AMS ¹⁴ C	825	45	765	185		60	580	175	140	
			11.0-11.4	42°58'N	31°25'E	2066		MO	AMS ¹⁴ C	1180	50	1120	540		60	580	550	95	
			20.6-21.1	42°58'N	31°25'E	2066		MO	AMS ¹⁴ C	1910	60	1850	1270		60	580	1200	130	
			27.3-27.8	42°58'N	31°25'E	2066		MO	AMS ¹⁴ C	2430	50	2370	1790		60	580	1760	150	
			33.8-34.3	42°58'N	31°25'E	2066		MO	AMS ¹⁴ C	3640	70	3580	3000		60	580	3240	170	
			0.7-1.4	42°58'N	31°25'E	2066		TCC	AMS ¹⁴ C	1000	100	540	280		460	260	300	100	
			11.0-11.4	42°58'N	31°25'E	2066		TCC	AMS ¹⁴ C	960	65	500	240		460	260	270	140	
			20.6-21.1	42°58'N	31°25'E	2066		TCC	AMS ¹⁴ C	1790	65	1330	1070		460	260	1030	140	
		27.3-27.8	42°58'N	31°25'E	2066		TCC	AMS ¹⁴ C	2170	90	1710	1450		460	260	1400	150		
		33.8-34.3	42°58'N	31°25'E	2066		TCC	AMS ¹⁴ C	3350	70	2890	2630		460	260	2830	170		
		KNR 134-08 BC25	0.3-0.8	42°56'N	34°01'E	2217		MO	AMS ¹⁴ C	390	50	330			60				
			11.5-12.0	42°56'N	34°01'E	2217		MO	AMS ¹⁴ C	980	50	920	340		60	580	380	100	
			22.5-23.0	42°56'N	34°01'E	2217		MO	AMS ¹⁴ C	1890	50	1830	1250		60	580	1180	120	
			41.0-41.5	42°56'N	34°01'E	2217		MO	AMS ¹⁴ C	2310	55	2250	1670		60	580	1640	150	
			48.8-49.3	42°56'N	34°01'E	2217		MO	AMS ¹⁴ C	3000	55	2940	2360		60	580	2500	160	
			0.3-0.8	42°56'N	34°01'E	2217		TCC	AMS ¹⁴ C	1270	50	810	550		460	260	550	100	
			11.5-12.0	42°56'N	34°01'E	2217		TCC	AMS ¹⁴ C	1370	50	910	650		460	260	610	100	
			22.5-23.0	42°56'N	34°01'E	2217		TCC	AMS ¹⁴ C	1990	50	1530	1270		460	260	1200	130	
		41.0-41.5	42°56'N	34°01'E	2217		TCC	AMS ¹⁴ C	2490	50	2030	1770		460	260	1740	150		
		48.8-49.3	42°56'N	34°01'E	2217		TCC	AMS ¹⁴ C	3540	50	3080	2820		460	260	3020	160		
		KNR 134-08 BC55	0.0-0.7	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	-390	55								
			2.9-3.5	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	840	100	780	200		60	580	210	150	
			14.0-14.6	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	1120	100	1060	480		60	580	480	130	
			24.2-24.6	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	1990	70	1930	1350		60	580	1290	140	
			32.2-32.6	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	2420	60	2360	1780		60	580	1750	150	
			39.5-39.7	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	845	55	785	205		60	580	210	130	
			39.2-39.6	42°45'N	37°35'E	2164		MO	AMS ¹⁴ C	2810	65	2750	2170		60	580	2200	170	
			0.0-0.7	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	-70	65								
			2.9-3.5	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	860	45	400	140		460	260	160	110	
			14.0-14.6	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	1000	100	540	280		460	260	320	150	
			24.2-24.6	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	1830	100	1370	1110		460	260	1060	150	
			32.2-32.6	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	2290	100	1830	1570		460	260	1520	170	
		39.5-39.7	42°45'N	37°35'E	2164		TCC	AMS ¹⁴ C	3100	100	2640	2380		460	260	2520	180		
		KNR 134-08 GGC01	47.5-48.0	41°53'N	28°49'E	549		MO	AMS ¹⁴ C	2760	60	2700	2120		60	580	2180	190	
			64.8-65.3	41°53'N	28°49'E	549		MO	AMS ¹⁴ C	3410	60	3350	2770		60	580	2950	160	
			115.3-115.8	41°53'N	28°49'E	549		MO	AMS ¹⁴ C	4850	80	4790	4210		60	580	4790	190	
			154.8-155.3	41°53'N	28°49'E	549		MO	AMS ¹⁴ C	7010	100	6950	6370		60	580	7250	150	
			158.8-159.3	41°53'N	28°49'E	549		MO	AMS ¹⁴ C	7300	80	7240	6660		60	580	7500	120	
			47.5-48.0	41°53'N	28°49'E	549		TCC	AMS ¹⁴ C	4770	80	4310	4050		460	260	4620	170	
			64.8-65.3	41°53'N	28°49'E	549		TCC	AMS ¹⁴ C	4680	50	4220	3960		460	260	4490	180	
			154.8-155.3	41°53'N	28°49'E	549		TCC	AMS ¹⁴ C	8040	100	7580	7320		460	260	8130	150	
		158.8-159.3	41°53'N	28°49'E	549		TCC	AMS ¹⁴ C	12500	130	12040	11780		460	260	13700	220		
		KNR 134-08 GGC08	64.0-64.5	41°56'N	28°55'E	897		MO	AMS ¹⁴ C	6840	110	6780	6200		60	580	7060	160	
			68.3-68.7	41°56'N	28°55'E	897		MO	AMS ¹⁴ C	7210	70	7150	6570		60	580	7420	120	
			64.0-64.5	41°56'N	28°55'E	897		TCC	AMS ¹⁴ C	8640	130	8180	7320		460	860	8790	240	
			68.3-68.7	41°56'N	28°55'E	897		TCC	AMS ¹⁴ C	15300	140	14840	14580		460	260	17500	210	
					11.8-12.3	41°56'N	29°02'E	1259		MO	AMS ¹⁴ C	2660	60	2600	2020		60	580	2040

1994 Jones & Gagnon, 1994

KNR 134-08 GGC09	16.0-16.5	41°56'N	29°02'E	1259	MO	AMS ¹⁴ C	3210	50	3150	2570	60	580	2710	160	
	39.3-39.8	41°56'N	29°02'E	1259	MO	AMS ¹⁴ C	5220	60	5160	4580	60	580	5290	180	
	57.3-57.8	41°56'N	29°02'E	1259	MO	AMS ¹⁴ C	6610	100	6550	5970	60	580	6830	170	
	60.5-61.0	41°56'N	29°02'E	1259	MO	AMS ¹⁴ C	7290	120	7230	6650	60	580	7490	150	
	11.8-12.3	41°56'N	29°02'E	1259	TCC	AMS ¹⁴ C	3800	50	3340	3080	460	260	3340	160	
	16.0-16.5	41°56'N	29°02'E	1259	TCC	AMS ¹⁴ C	4360	50	3900	3640	460	260	4050	170	
	57.3-57.8	41°56'N	29°02'E	1259	TCC	AMS ¹⁴ C	9390	130	8930	8670	460	260	9700	180	
	60.5-61.0	41°56'N	29°02'E	1259	TCC	AMS ¹⁴ C	13200	80	12740	12480	460	260	14600	220	
	KNR 134-08 GGC11	4.0-4.5	41°57'N	29°06'E	1490	MO	AMS ¹⁴ C	7050	80	6990	6410	60	580	7280	120
		4.0-4.5	41°57'N	29°06'E	1490	TCC	AMS ¹⁴ C	18300	230	17780	17520	520	260	20900	365
	KNR 134-08 GGC19	18.5-19.0	42°53'N	31°23'E	2096	MO	AMS ¹⁴ C	4620	70	4560	3980	60	580	4530	190
		24.2-24.7	42°53'N	31°23'E	2096	MO	AMS ¹⁴ C	5380	70	5320	4740	60	580	5470	150
		31.0-31.5	42°53'N	31°23'E	2096	MO	AMS ¹⁴ C	6640	60	6580	6000	60	580	6860	150
		37.3-37.8	42°53'N	31°23'E	2096	MO	AMS ¹⁴ C	7200	80	7140	6560	60	580	7410	120
		39.0-39.5	42°53'N	31°23'E	2096	MO	AMS ¹⁴ C	7290	90	7230	6650	60	580	7490	130
		37.3-37.8	42°53'N	31°23'E	2096	TCC	AMS ¹⁴ C	13900	100	13440	13180	460	260	15700	240
		39.0-39.5	42°53'N	31°23'E	2096	TCC	AMS ¹⁴ C	12100	120	11640	11380	460	260	13300	150
	KNR 134-08 GGC24	49.8-50.2 (22.8-23.2)	42°59'N	34°00'E	2195	MO	AMS ¹⁴ C	4370	60	4310	3730	60	580	4170	180
61.5-62.0 (34.5-35.0)		42°59'N	34°00'E	2195	MO	AMS ¹⁴ C	5240	60	5180	4600	60	580	5330	180	
70.2-70.7 (43.2-43.7)		42°59'N	34°00'E	2195	MO	AMS ¹⁴ C	6100	60	6040	5460	60	580	6270	140	
78.8-79.3 (51.8-52.3)		42°59'N	34°00'E	2195	MO	AMS ¹⁴ C	7130	60	7070	6490	60	580	7350	120	
83.2-83.7 (56.2-56.7)		42°59'N	34°00'E	2195	MO	AMS ¹⁴ C	7560	70	7500	6920	60	580	7740	130	
78.8-79.3 (51.8-52.3)		42°59'N	34°00'E	2195	TCC	AMS ¹⁴ C	10200	70	9740	9480	460	260	10700	190	
83.2-83.7 (56.2-56.7)	42°59'N	34°00'E	2195	TCC	AMS ¹⁴ C	12820	80	12360	12100	460	260	14100	190		
KNR 134-08 GGC38	17.3-17.8	42°21'N	37°30'E	2030	MO	AMS ¹⁴ C	4560	60	4500	3920	60	580	4430	190	
	24.0-24.5	42°21'N	37°30'E	2030	MO	AMS ¹⁴ C	5690	70	5630	5050	60	580	5810	150	
	31.1-31.6	42°21'N	37°30'E	2030	MO	AMS ¹⁴ C	6390	70	6330	5750	60	580	6575	150	
	36.5-37.0	42°21'N	37°30'E	2030	MO	AMS ¹⁴ C	7500	110	7440	6860	60	580	7690	150	
	38.2-38.7	42°21'N	37°30'E	2030	MO	AMS ¹⁴ C	7640	80	7580	7000	60	580	7800	130	
	36.5-37.0	42°21'N	37°30'E	2030	TCC	AMS ¹⁴ C	10900	100	10440	10180	460	260	11900	300	
38.2-38.7	42°21'N	37°30'E	2030	TCC	AMS ¹⁴ C	16500	120	16040	15780	460	260	18700	170		
KNR 134-08 GGC48	52.0-52.5	41°27'N	41°22'E	205	MO	AMS ¹⁴ C	2380	60	2320	1740	60	580	1700	150	
	90.2-90.7	41°27'N	41°22'E	205	MO	AMS ¹⁴ C	3030	50	2970	2390	60	580	2520	150	
	275.5-275.8	41°27'N	41°22'E	205	MO	AMS ¹⁴ C	7450	60	7390	6810	60	580	7640	130	
	283.8-284.3	41°27'N	41°22'E	205	MO	AMS ¹⁴ C	7550	70	7490	6910	60	580	7730	130	
	52.0-52.5	41°27'N	41°22'E	205	TCC	AMS ¹⁴ C	3940	60	3480	3220	460	260	3510	150	
	90.2-90.7	41°27'N	41°22'E	205	TCC	AMS ¹⁴ C	7510	70	7050	6790	460	260	7620	130	
	275.5-275.8	41°27'N	41°22'E	205	TCC	AMS ¹⁴ C	7560	60	7100	6840	460	260	7660	120	
283.8-284.3	41°27'N	41°22'E	205	TCC	AMS ¹⁴ C	13100	100	12640	12380	460	260	14500	230		
KNR 134-08 GGC65	23.0-23.5	42°18'N	34°00'E	563	MO	AMS ¹⁴ C	2810	70	2750	2170	60	580	2200	170	
	51.0-51.5	42°18'N	34°00'E	563	MO	AMS ¹⁴ C	3430	60	3370	2790	60	580	2980	160	
	122.5-123.0	42°18'N	34°00'E	563	MO	AMS ¹⁴ C	5080	60	5020	4440	60	580	5120	170	
	155.2-155.7	42°18'N	34°00'E	563	MO	AMS ¹⁴ C	7090	100	7030	6450	60	580	7320	140	
	158.4-158.9	42°18'N	34°00'E	563	MO	AMS ¹⁴ C	7230	60	7170	6590	60	580	7440	110	
	23.0-23.5	42°18'N	34°00'E	563	TCC	AMS ¹⁴ C	7110	80	6650	6390	460	260	7270	120	
	51.0-51.5	42°18'N	34°00'E	563	TCC	AMS ¹⁴ C	6300	60	5840	5580	460	260	6400	140	
	155.2-155.7	42°18'N	34°00'E	563	TCC	AMS ¹⁴ C	7610	60	7150	6890	460	260	7710	130	
158.4-158.9	42°18'N	34°00'E	563	TCC	AMS ¹⁴ C	11500	70	11040	10780	460	260	12700	140		
<i>M. galloprovincialis</i>	44°40'N	33°30'E	<5		Mollusque pré-bombes: <i>Mytilus galloprovincialis</i>		460	35							

BC = box cores; GGC = giant gravity cores

MO = matière organique du sédiment (angl. TOC = Total Organic Carbon from sediment); TCC = carbonates totaux du sédiment (angl. Total Carbonate fraction)

		dredge	surface			140-170		<i>Mytilus galloprovincialis</i>	AMS ¹⁴ C	4830	45						
		dredge	surface			140-170		<i>Mytilus galloprovincialis</i>	AMS ¹⁴ C	6470	45						
		dredge	surface			140-170		<i>Mytilus galloprovincialis</i>	AMS ¹⁴ C	6020	45						
		dredge	surface			140-170		<i>Mytilus galloprovincialis</i>	AMS ¹⁴ C	4000	45						
									AMS ¹⁴ C								
		dredge	surface			140-170		fragment of "fresh" milled wood	AMS ¹⁴ C	245	30						
		dredge	surface			140-170		fragment of fragile waterlogged wood	AMS ¹⁴ C	3580	35						

2002	Major <i>et al.</i> , 2002	BLKS9810	94.5	44°.04.04'	30°50.68'	378	759	<i>Turricaspi</i>	AMS ¹⁴ C	10640	80								
			118.5	44°.04.04'	30°50.68'	378	759	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	11410	110								
			154.5	44°.04.04'	30°50.68'	378	759	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	12790	110								
			186.5	44°.04.04'	30°50.68'	378	759	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	12920	100								
		704	44°.04.04'	30°50.68'	378	759	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	17760	130									
		BLKS9809	15	44°.05.23'	30°47.98'	240	840	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	12310	95								
			115	44°.05.23'	30°47.98'	240	840	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	14010	100								
			215	44°.05.23'	30°47.98'	240	840	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	14950	100								
840	44°.05.23'		30°47.98'	240	840	<i>Dreissena</i>	AMS ¹⁴ C	20580	150										

2002	Aksu <i>et al.</i> , 2002	MAR98-04	24	41°27.26'	29°16.01'	112	1.50	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	5680	60				415		6080	127
			104	41°27.26'	29°16.01'	112	1.50	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	5780	60				415		6165	143
			118	41°27.26'	29°16.01'	112	1.50	White mussel	AMS ¹⁴ C	33550	330				415		N/A	
		MAR00-05	60	41°49.01'	28°30.68'	83	1.75	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	5460	70				415		5850	167
			167	41°49.01'	28°30.68'	83	1.75	<i>Cardium</i> spp.	AMS ¹⁴ C	6600	60				415		7090	140
		MAR00-06	45	41°50.38'	28°37.54'	127	1.35	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	2160	60				415		2370	0
			124	41°50.38'	28°37.54'	127	1.35	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	7770	70				415		8200	147
		MAR00-08	54	41°42.16'	28°43.32'	96	1.35	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	5780	70				415		6165	157
			116	41°42.16'	28°43.32'	96	1.35	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	6590	70				415		7070	167
		MAR00-09	119	41°42.38'	29°06.31'	115	1.25	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	5740	60				415		6132	139
		MAR00-23	170	41°19.82'	29°45.53'	98	1.70	<i>Mytilus</i> spp.	AMS ¹⁴ C	6760	60				415		7295	115

Annexe 4

Tableaux de détermination de la faune
et type de milieu pour chaque espèce

Annexe 4 a) - Déterminations de faune d'ostracodes dans la carotte BLKS 98-04 (Priscila Opreanu, GEOECOMAR - Constanta)

Niveau analysé (cm)	Mollusques	Milieu	Ostracodes	Milieu	Foraminifères	Milieu possible	Observations
0 – 3 cm Marine	<i>Modiolus phaseolinus</i>	Marine act., > 10 m prof. Eau ; substrat mou (sable, vase) ; mollusque dominante à plus de 40 m prof. de l'eau	<i>Carinocythereis rubra</i> (7 valves)	Marine , act. prof < 50 m	<i>Ammonia beccarii</i> (18 valves)	Marine à Saumâtre <i>En Méditerranée et Oc. Atlantique jusqu'à 35‰ ; elle n'est pas un 'indicateur de salinité</i>	Quartz, débris de <i>Modiolus</i> , concrétions ferrugineuses
	<i>Mytilus galloprovincialis</i> (fragments)	Marine , act., attaché au substrat dur ; en profondeur - substrat mou, les individus s'attachent l'un à l'autre	<i>Loxococoncha granulata</i> (4 valves)	Marine , act. prof < 50 m	<i>Ammonia tepida</i>	Marine - Saumâtre. Actuelle et fossile, zone littorale ou d'eaux peu profondes.	Pellicules ferrugineuses sur les valves de <i>Mytilus</i>
	<i>Dreissena polymorpha</i> (une valve)	eau douce , actuelle (Danube, tout le delta)	<i>Callistocythere diffusa</i> (1 valve)	Marine , act. prof < 50 m	<i>Ammonia viennensis</i>	Salinité réduite - Saumâtre. Actuelle et fossile, zone littorale ou d'eaux peu profondes.	
	<i>Dreissena rostriformis</i> petits fragments		<i>Amnicythere striatocostata</i>		<i>Eggerella scabra</i>		
	<i>Dreissena rostriformis distincta</i> (une valve ex. juvénile)	Saumâtre 12,6 ‰ en Mer Caspienne (M.C.)	<i>Amnicythere bacuana</i>	Douce à Saumâtre Relique ponto-caspienne 4-13,5‰ en Mer Caspienne ; Delta du Danube, limans du Dniestr, littoral de la Mer Noire (M.N.)	<i>Lagena laevis</i>	Marine , act., eaux profondes	
	<i>Micromelania caspia</i>	Saumâtre	<i>Amnicythere olivina</i>	Saumâtre 12,75-13,25‰ act. en M.C.	<i>Fissurina lucida</i>	Marine , act., eaux profondes	
	Fragment de <i>Cardium?</i>		<i>Amnicythere reticulata</i>		<i>Esosyrinx jatzkoi</i>	Marine , act., eaux profondes	
			<i>Euxinocythere bosqueti</i> (? <i>lopatici</i>)	Saumâtre 12-13,5‰ act. en M.C.			
			<i>Loxococoncha lepida</i>	Saumâtre à douce (5-14‰) 13‰ act. en M.C.; relicté P-C; eaux douces de DD et limans de Dniestr + litt. MN			
		<i>Loxococoncha gibboides</i>	Saumâtre				

			11,5-13,25‰ act en MC			
		<i>Loxoconcha sp.</i>				
		<i>L. kaliokyi</i>	Saumâtre 12,5‰ act en MC			
		<i>Xestoleberis chanakovi</i>				
		<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i> (= <i>Heterocythereis</i>)	Saumâtre Litt MN Dans la M.C. á salin. ~ 11‰			
		<i>Heterocythereis amnicola</i>	Saumâtre Litt MN			
		<i>Aurila sp.</i>	Marine à Saumâtre			
3 - 7 cm	Petits fragments de <i>Dreissena rostriformis</i> (majoritaires) et <i>Modiolus phaseolinus</i>	<i>Carinocythereis rubra</i> <i>Amnicythere olivina</i> <i>Xestoleberis chanakovi</i> fragment	Marine act, prof < 50m Saumâtre	<i>Ammonia viennensis</i> <i>Fissurina lucida</i> (1 valve)	Marine actuel	Cristaux de gypse Très peu de faune : 1-2 valves de chaque espèce.

7-10 cm M-S	fragments de : <i>Dreissena rostriformis</i> <i>distincta</i> (abondantes) <i>Modiolus</i> (rares) <i>Monodacna</i> (rares)	Saumâtre	<i>Carinocythereis rubra</i> (13 valves)	Marine, prof. >50m	Nonion (fragment)		La plupart des fragments sont des <i>Dreissena</i> ; certaines coquilles présentent des traces de dissolution chimique; moins de faune marine actuelle (<i>Modiolus</i> et des espèces d'ostracodes)	
	<i>Dreissena rostriformis pontocaspica</i>		<i>Loxoconcha granulata</i> (6 valves)	Marine-saumâtre, Prof. 30-80-100 m			<i>Carinocythereis rubra pontica</i> et <i>Loxoconcha granulata</i> peuvent vivre dans le sédiment, jusqu'à 5-10-15 cm de profondeur sous l'interface sed-eau.	
	<i>Micromelania caspia lincta</i>		<i>Amnicythere</i> (<i>Leptocythere</i>) <i>andrussovi</i>	Saumâtre 12,5-13‰ act. en M.C.				
			<i>Euxinocythere bosqueti</i>	Saumâtre				
			<i>Loxoconcha lepida</i> <i>Loxoconcha eichwaldi</i> <i>Loxoconcha</i> aff. <i>L. kalickyi</i>	Saumâtre (5-14‰)				
			<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	Saumâtre				
			<i>Heterocythereis amnicola</i> (30 valves)	Saumâtre				
			<i>Candona schweyeri</i>	Saumâtre-douce,				
10 - 12 cm S	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	Saumâtre	<i>Carinocythereis rubra</i> (2 valves)	Marine, act., >50m				
	<i>Dreissena rostriformis pontocaspica</i>		<i>Amnicythere</i> (<i>Leptocythere</i>) <i>argunica</i>					
	<i>Micromelania caspia lincta</i> fragments		<i>Amnicythere olivina</i>	Saumâtre				
			<i>Euxinocythere bosqueti</i>	Saumâtre				
			<i>Loxoconcha lepida</i> <i>Loxoconcha eichwaldi</i> <i>Loxoconcha gibboides</i> <i>Loxoconcha</i> aff. <i>L. kalickyi</i>	Saumâtre (5-14‰) Saumâtre - act. en M. Caspienne				
			<i>Xestoleberis chanakovi</i>					
			<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	Saumâtre				
		<i>Heterocythereis amnicola</i>	Saumâtre					

			<i>Aurila sp.</i>			
			<i>Candona schweyeri</i>	Douce à Saumâtre , froide, alk.; act. Dans les lacs du Delta du Danube		
14 - 16 cm	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>	Saumâtre	<i>Carinocythereis rubra</i> (1 valve)	Marine , act >50m	<i>Ammonia beccarii</i> (1 valve)	Marine , prof. faible; salinité < 5‰
	<i>Micromelania caspia lincta</i>		<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	Saumâtre à Douce	<i>Eggerella scabra fragment</i>	
	<i>Theodoxus pilidei lamelliferus</i>		<i>Heterocythereis amnicola</i>	Saumâtre		
	<i>Caspia gmelini</i>		<i>Aurila sp.</i>			
			<i>Amnicythere striatocostata Amnicythere aff. Amnicythere olivina Amnicythere gratiosa Amnicythere gubkini</i>	Saumâtre 12,25-13,25‰, act MC		
			<i>Euxinocythere bosqueti</i>	Saumâtre		
			<i>Loxoconcha lepida Loxoconcha eichwaldi Loxoconcha aff. L. kalickyi</i>	Saumâtre (5-14‰)		
			<i>Xestoleberis chanakovi</i>			
		<i>Candona schweyeri Candona pontica Candona candida</i>	Douce à Saumâtre , froide, alcaline			
22 - 23 cm	<i>fragmente de Dreissena rostriformis distincta</i>	Saumâtre	<i>Amnicythere striatocostata Amnicythere cymbula Amnicythere aff. Amnicythere gratiosa Amnicythere gubkini Amnicythere olivina Amnicythere caspia</i>	Saumâtre à douce 7,5- 13,25‰+ limanes, DD Saumâtre Saumâtre Saumâtre		

	<i>Micromelania caspia lincta</i>	<i>Euxinocythere bosqueti</i>	Saumâtre			
		<i>Loxoconcha lepida</i> <i>Loxoconcha eichwaldi</i>	Saumâtre à douce			
		<i>Heterocythereis amnicola</i>	Saumâtre			
		<i>Candona schweyeri</i> - le plus grand nombre de valves	Douce à Saumâtre , froide, alcaline.			
29-30	discontinuité					
33-34 cm	<i>Pas de faune</i>					Petits grains de quartz, rares paillettes de mica
52-53 cm	Petits morceaux de valves de mollusques?	<i>Pas de faune</i>				Grains de quartz, mica, rarement - petites fragments carbonatés provenant probablement des valves de mollusques
63-64 cm	<i>Pas de faune</i>					Petits grains de quartz, mica très rares petits fragments de coquilles? + fragments de plantes?

Annexe 4 b) - Déterminations de faune d'ostracodes dans la carotte BLKS 98-06
(M.-T. Gomoiu - mollusques, P. Opreanu & R. Olteanu - ostracodes, M. Melinte - nanofossiles)

Niveau analysé (cm)	Mollusques	Ostracodes	Nanofossiles calcareuses	Milieu
1-3 cm	Débris de <i>Modiolus</i> <i>Modiolus phaseolinus</i> dominant (90%) (fragments, parfois avec des trous de Trophon) formes juvéniles de diverses coquilles non identifiées <i>Dreissena</i> (2 valves) <i>Cerithidium</i> (6 valves)	Faune actuelle marine <i>Carinocythereis rubra</i> (dominante) <i>Loxoconcha granulata</i> <i>Loxoconcha elliptica</i> <i>Paradoxostoma</i> <i>Xestoleberis cornelii</i> <i>Xestoleberis aurantia</i> <i>Cytheroma variable</i> + Reliques ponto-caspiennes <i>Loxoconcha lepida</i>	<i>Thoracosphaera saxea</i> <i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Syracosphaera pulchra</i> <i>Emiliana huxleyi</i> <i>Discoaster</i> sp. <i>Gephyrocapsa oceanica</i> <i>Braarudosphaera bigelowii</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Cristallolithus</i> sp. <i>Pontosphaera multipora</i> <i>Rhabdosphaera claviger</i> <i>Scyphosphaera</i> cf. <i>recurvata</i>	Marin
5-9 cm	Débris avec <i>Dreissena rostriformis</i> et <i>D. caspia</i> <i>Modiolus</i> - rare Fragments de gastéropodes non identifiés	<i>Candona schweyeri</i> (dominante) <i>Candona angulata</i> <i>Xestoleberis chakanovi</i> <i>Xestoleberis cornelii</i> <i>Loxoconcha bairdy</i> <i>Loxoconcha eichwaldi</i> <i>Loxoconcha petasus</i> <i>Loxoconcha granulata</i> <i>Leptocythere bosqueti</i> <i>Leptocythere olivina</i> <i>Aglaioocypris complanata</i> <i>Euxinocythere</i> aff. <i>Saljanica</i>	<i>Thoracosphaera saxea</i> <i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Syracosphaera pulchra</i> <i>Emiliana huxleyi</i> <i>Braarudosphaera bigelowii</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Pontosphaera multipora</i> <i>Rhabdosphaera claviger</i>	Saumâtre à douce
16-18 cm	Débris avec <i>Dreissena rostriformis</i> <i>Modiolus</i> - rare Fragments des gastéropodes: <i>Micromelania</i> <i>Cerithidium</i> <i>Bittium reticulatum</i> <i>Caspia gmelini</i> <i>C. knipowitschi</i>	<i>Candona schweyeri</i> (dominante) <i>Candona neglecta</i> <i>Euxinocythere malva</i> <i>Euxinocythere litica</i> <i>Loxoconcha petasus</i> <i>Euxinocythere</i> aff. <i>Camelii</i> <i>Amnicythere</i> sp. <i>Euxinocythere lopatici</i> <i>Euxinocythere histriana</i>	<i>Braarudosphaera bigelowii</i> <i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Syracosphaera pulchra</i> <i>Emiliana huxleyi</i> <i>Discoaster</i> sp. <i>Gephyrocapsa oceanica</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Pontosphaera multipora</i> <i>Rhabdosphaera claviger</i> <i>Ceratolithina</i> sp.	Douce à saumâtre
26-28 cm	Sable quartzifère avec <i>Dreissena rostriformis</i>			
40-42 cm	Sable quartzifère avec <i>Dreissena</i> (coquilles noircies, parfois avec des dépôts calcaires)			

Annexe 4 c) - Déterminations de faune d'ostracodes dans la carotte BLKS 98-11 (Priscila Opreanu, GEOECOMAR - Constanta)

Intervalle analysé (cm)	Ostracodes	Mollusques	Milieu possible	Observations
0-2	<i>Candona</i> - petits fragments	valves juvéniles non identifiées	saumâtre	
2,5-4,5		3 valves de bivalves + 2 gastéropodes, toutes juvéniles		
5_7		valves rares		
7,1-9,1		valves rares		
9,8-11		3 valves de bivalves		vertèbres?
12,1-14,1		valves de bivalves fréquentes + 1 gastéropode		
14,4-16,5		1 valve de bivalve		sédiment argileux gris clair avec des lamines et des restes de faune non identifiée
16,6-18,7			anoxique?	
19,2-21,2				
21,6-23,6				
26,5-28,5				
28,8-30,8				
31,1-33,1				
33,4-35,4				
35,7-37,7				
38-40				
40,4-42,4				
42,6-44,6				
44,9-46,9				
47,1-49,1				
49,5-51,5				
51,8-53,5				
54-56				
56,4-58,4				
58,7-60,7				
61,2-63,2	<i>Candona schweyeri</i> - 11 valves + bcp. des fragments; <i>Loxoconcha lepida</i> - 1 valve		saumâtre	
63,5-65,5		fragm. non identifié		concrétions noires rares

65,9-67,9	<i>Candona</i> - fragments		saumâtre à douce	concrétions noires rares
68,3-70,3	<i>Candona</i> - fragments			concrétions noires rares
75-77	<i>Candona</i> - fragments rares			petites concrétions noires rares
80-82	<i>Candona</i> - fragments rares			petites concrétions noires rares
85-87	<i>Candona schweyeri</i> - formes juvéniles, <i>Loxoconcha</i> - fragments	fragments de gastéropodes	saumâtre	concrétions noires rares
90-92	<i>Candona schweyeri</i> - formes juvéniles,		saumâtre à douce	concrétions noires rares
100-102	<i>Candona schweyeri</i> , <i>Candona</i> sp. - 11 valves			pellicules d'oxydation, restes chitineux
105-107	<i>Candona</i> - fragments; <i>Loxoconcha lepida</i> - fragments	fragments de gastéropodes	saumâtre	concrétions noires rares
110-115	<i>Candona</i> - fragments		saumâtre à douce	concrétions noires plus fréquentes
115-117	<i>Candona schweyeri</i> - 1 valve <i>Candona</i> - fragments	fragments de bivalves		concrétions de dimensions plus grandes
120-122	<i>Candona schweyeri</i> <i>Loxoconcha</i> sp. - fragments		saumâtre	idem 115-117
125-127	<i>Candona schweyeri</i> <i>Candona combibo</i> <i>Aurila</i> sp.			
130-132	<i>Candona schweyeri</i> - fragments			
137,5-139,5	<i>Candona</i> sp. - fragments			
141-143				
145-147	<i>Candona</i> sp. - fragments			
150-152				
160-162				
170-172				quartz prédominant
180-182				
190-192				
200-202	<i>Candona schweyeri</i> <i>Liventalina gracilis</i> <i>Loxoconcha</i> sp.		saumâtre	
210-212	<i>Candona</i> sp. - fragments rares		saumâtre à douce	concrétions, quartz, fragments oxydés, mica
220-222	<i>Candona</i> sp. - fragments			concrétions, quartz, fragments oxydés, mica
231,5-233,5				concrétions, quartz, fragments oxydés
240,5-242,5				concrétions
680-682				quartz et concrétions rares

Annexe 5

Méthodes d'analyse utilisées

Annexe 5 – Méthodes d'analyse utilisées

Minéralogie des sédiments

Les analyses pour les différents **types d'argiles** ont été effectuées au Laboratoire de Géologie et de Géochimie Sédimentaire de l'Université Paris-Sud XI. La quantification des argiles par l'examen de diffractogrammes, a été réalisée à l'aide du logiciel *Analyserie*, utilisant la méthode de Biscaye (1965).

10-15 cc de sédiment humide ont été traités à l'acide chlorhydrique 20% sur un bain de sablé chauffé à 65° C, afin d'enlever les carbonates. Le lavage se fait à l'eau distillée, jusqu'à pH 6. Plusieurs échantillons ont nécessité l'enlèvement de la matière organique avant la décarbonatation, à l'aide du H₂O₂. La préparation de 3 lames orientées pour chaque échantillon a été faite à partir d'une suspension du sédiment, par le prélèvement de la fraction < 2 µm. Deux des trois lames ont été traitées de manière à modifier les espaces interfoliaires des argiles, afin de pouvoir identifier les diverses espèces. L'une a été saturée à l'éthylène-glycol pendant environ 12 heures, et l'autre a été chauffée à 490°C pendant 2 heures. Les lames, ont été ensuite analysées à l'aide d'un diffractomètre constitué d'un tube de rayons X à anticatode de cobalt et d'un détecteur courbe INEL CPS 120.

Les analyses de **minéralogie par spectrométrie infrarouge (IR)** ont été effectuées à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM) de Bondy. Le but de ces analyses était de quantifier la calcite, la kaolinite, le quartz et les feldspaths afin d'obtenir davantage d'informations sur la source de sédiments. Ce sont des analyses complémentaires à celles de diffraction des rayons X.

Des échantillons de sédiment, broyés au mortier, sont ensuite broyés pendant une heure dans une cellule à billes en agate, en milieu réfrigéré et sous acétone. Le sédiment ainsi obtenu est dilué à 0.25 % dans du KBr en poudre. L'homogénéisation du mélange se fait dans un mortier. Des pastilles de 300 mg de ce mélange sont réalisées à l'aide d'un moule en acier, en appliquant une pression 10⁷ g/cm², pendant 1 -2 minutes. Les pastilles sont gardées ensuite 24 heures dans une étuve, à 110°C, afin d'éliminer l'eau. La mesure des échantillons a été réalisée à l'aide d'un spectromètre Prekin-Elmer, IR-TF, modèle 16PC.

Magnétisme

Deux types de mesures ont été faites dans le cadre de cette étude: (1) des mesures en continu sur des U-channels (telles que la susceptibilité magnétique en champ faible κ et les aimantations rémanentes naturelle ARN et anhystérétique ARA), et (2) des mesures sur des échantillons discrets (tels que les paramètres d'hystérésis, et le comportement thermomagnétique). Nous allons définir brièvement ces paramètres ainsi que quelques notions nécessaires à la compréhension des analyses effectuées.

1. Notions de base

La *susceptibilité magnétique* représente la facilité des corps à s'aimanter dans un champ magnétique H. Elle peut être exprimée en unité de volume notée avec κ (sans dimension en S.I.) ou en unité de masse notée avec χ (m^3/kg).

La relation entre la susceptibilité magnétique (κ ou χ), le champ appliqué (H) et les aimantations induites par unité de volume M [A/m] et par unité de masse J [A m²/kg] est :

$$\mathbf{M} = \kappa\mathbf{H} \quad \text{ou} \quad \mathbf{J} = \chi\mathbf{H}$$

Lorsque le champ appliqué est inférieur à 1 mT, la susceptibilité (susceptibilité en champ faible) est virtuellement indépendante de l'intensité du champ et dépend de la nature et de la taille des minéraux. Dans cette étude, nous avons mesuré la susceptibilité magnétique en champ faible.

Tout matériel répond à l'application d'un champ magnétique extérieur à cause de l'effet du champ sur les mouvements des électrons dans les atomes. Dans tous les matériaux les mouvements orbitaux des électrons sont modifiés. Les ions de certains métaux transitionnels, particulièrement Fe²⁺, Fe³⁺ et Mn²⁺ ont un moment magnétique de spin intrinsèque dû aux spins des électrons non-appariés de leur couches électroniques internes.

Ces ions, appelés des *ions paramagnétiques*, présentent une modification de leurs moments magnétiques du spin en plus des modifications orbitales.

La réponse la plus faible et négative d'une substance à l'application du champ magnétique extérieur est dénommée *diamagnétisme*. Une fois placées dans un champ magnétique d'intensité H, une aimantation (M_i) faible est induite par l'effet

du champ sur les mouvements orbitaux des électrons. Cette aimantation est orientée *en direction opposée par rapport au champ appliqué*. La susceptibilité magnétique (κ) (ou $M_i = \kappa H$) est donc négative et petite, de l'ordre de -10^{-5} uSI. Elle se perd après l'enlèvement du champ. Le comportement diamagnétique est indépendant de la température. Les minéraux diamagnétiques ne contiennent pas ou ont très peu d'ions paramagnétiques. La plupart des minéraux communs (le quartz, le sel, la calcite, la kaolinite, le graphite, le gypse etc.) sont diamagnétiques et, en conséquence, les roches composées principalement de ces minéraux ont une susceptibilité négative (**Fig.A5.1A**).

Une réponse faible et positive à l'application d'un champ magnétique est appelée *paramagnétisme*. Les matériaux paramagnétiques contiennent des quantités plus élevées d'ions paramagnétiques. L'aimantation acquise par ces matériaux est *orientée en même direction que le champ appliqué* et elle est due à l'alignement des spins non appariés de ces ions paramagnétiques avec le champ. La susceptibilité magnétique est positive, souvent plus grande que dans le cas du diamagnétisme (de l'ordre $10^{-3} - 10^{-5}$ uSI) ; elle se perd après l'enlèvement du champ. Le paramagnétisme est dépendant de la température : le moment magnétique est inversement proportionnel à la température à cause de la difficulté d'ordonner les moments magnétiques des atomes individuels quand la température (et implicitement l'agitation thermique) augmentent. La plupart des minéraux argileux et les minéraux de fer communs comme la sidérite, l'ilménite, la biotite et la pyrite sont paramagnétiques (**Fig.A5.1B**).

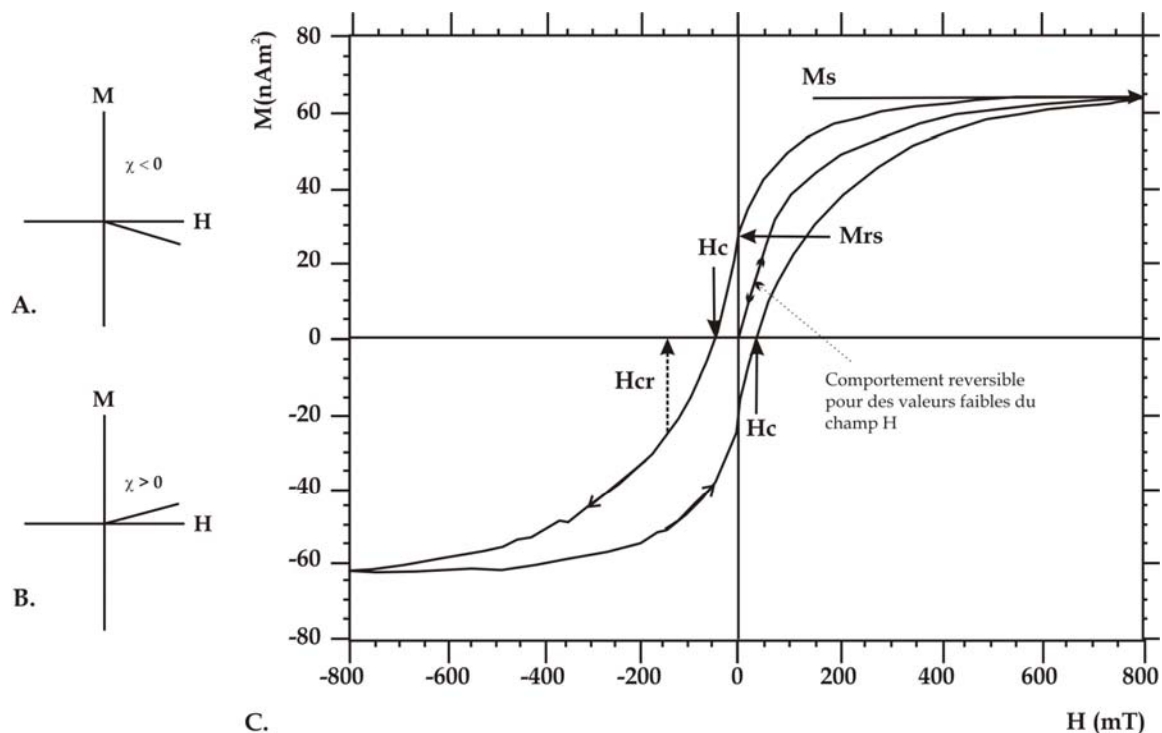


Fig.A5.1 Aimantations et désaimantations linéaires des corps **A.** dia- et **B.** paramagnétiques ; **C.** Cycle hystérésis pour un calcaire pélagique rose, présentant l'aimantation de saturation (M_s), la rémanence de saturation (M_{rs}) et le champ coercitif (H_c). Le cycle resserré est dû à la présence de magnétite à coercivité basse et d'hématite à coercivité haute. (modifié d'après Opdyke et Channell, 1996 et Maher *et al.*, 1999)

Un troisième type de comportement magnétique est appelé *ferromagnétisme (sensu lato)*. Il caractérise un nombre restreint des minéraux : certains oxydes de fer, oxyhydroxydes et sulfures de fer. Dans ces matériaux, les cations paramagnétiques sont juxtaposés étroitement dans le réseau cristallin de manière à ce que les moments magnétiques des spins des électrons non-appariés soient ordonnés entre eux directement ou par l'intermédiaire d'un anion. Ainsi l'ordre magnétique qui se crée entre ces électrons non-appariés peut mener vers une aimantation spontanée, même sans la présence du H extérieur. Les valeurs de la susceptibilité ferromagnétique (des corps pouvant posséder une aimantation spontanée), varient beaucoup, mais elles sont élevées (par rapport à la susceptibilité paramagnétique) et positives.

Contrairement aux susceptibilités dia- et paramagnétiques, la susceptibilité ferromagnétique est très dépendante de l'intensité du champ appliqué (H) :

- à des champs H faibles, l'aimantation induite M_i est proportionnelle au H , en conséquence la *susceptibilité initiale* κ (susceptibilité en champ faible) est constante et l'aimantation se perd après l'enlèvement du champ.

- à des valeurs plus élevées du H, une partie d'aimantation est retenue par le matériel après l'enlèvement du champ; la susceptibilité varie avec le champ.

L'aimantation M en fonction du champ appliqué H peut être décrite à l'aide de la *courbe d'hystérésis*¹, représentation graphique de la relation entre M et H (**Fig.5.1C**). A des valeurs faibles du H, le M augmente proportionnellement (de là, κ est constant pour le H faible) et le processus d'aimantation est réversible. A des valeurs plus élevées du H, l'aimantation n'est plus proportionnelle à H et une petite portion de l'aimantation dénommée *aimantation rémanente* (M_r) est retenue par le matériel après l'enlèvement du champ. Par la suite, quand H augmente davantage, l'aimantation de saturation (M_s) est atteinte. Si on supprime le champ, l'échantillon va garder une *aimantation rémanente de saturation* (M_{rs}). Si on applique un champ (-H) qui augmente dans le sens opposé, l'aimantation totale de l'échantillon va diminuer jusqu'à zéro pour une valeur du champ négative dénommée *champ coercitif* (H_c). Le champ négatif, plus fort que H_c , qui laisse l'échantillon avec une aimantation rémanente nulle ($M_r=0$) est le *champ coercitif rémanent* (H_{cr}). Le cycle hystérésis est complet si on porte l'échantillon jusqu'à l'aimantation de saturation en champ négatif et si ensuite on lui impose un champ H positif jusqu'à la saturation.

Ce comportement est dû à l'existence des *domaines magnétiques* qui s'orientent dans la direction du champ appliqué (H).

Le concept des domaines magnétiques a été proposé par Weiss (1907) pour expliquer comment un corps avec une aimantation spontanée existe dans un état désaimanté. Il a suggéré que le corps peut-être divisé en plusieurs domaines (multidomaine MD) ou régions, chacun aimanté dans une certaine direction et que les domaines pouvaient être orientés dans des directions différentes (**Fig.5.2a**). La formation des domaines magnétiques dans un cristal est due au fait qu'ils vont produire un état d'énergie plus bas, donc une plus grande stabilité. Un grand cristal aimanté en entier dans la même direction créerait un champ magnétique extérieur considérable, qui posséderait une grande énergie. Cette énergie est moindre s'il est divisé en deux domaines d'aimantation antiparallèle ou bien plusieurs, orientées de telle manière que les forces magnétostatiques des domaines adjacents sont réduites par interaction mutuelle.

Bloch suggéraient en 1930, que les domaines magnétiques sont séparés par des zones étroites d'une épaisseur de l'ordre de 0,01 à 0,1 microns où les directions d'aimantation des spins des électrons changent graduellement. Ces régions de

¹ du gr. *husterêsis*, retard

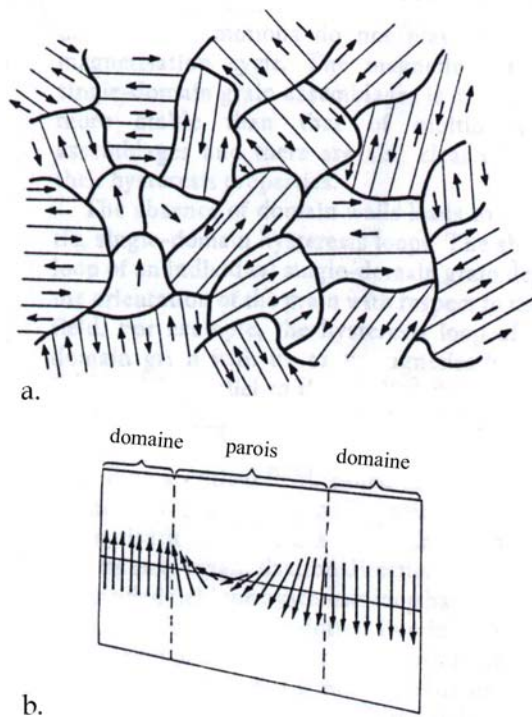


Fig. A5.2 a. Orientations des domaines dans un corps poli-cristallin ; b. Parois de Bloch

passage d'un domaine à l'autre sont dénommées les domaines ou les *parois de Bloch* (Fig.A5.2b). On ne peut pas subdiviser un grain en domaines trop petits du fait de l'augmentation de l'énergie des parois. Ainsi en dessous d'une certaine dimension, un grain constitue un seul domaine : il est monodomaine (single domain SD) et il porte une aimantation spontanée.

Les propriétés d'hystérésis des matériaux sont détruites à des températures caractéristiques pour chaque minéral. Elles sont

nommées *températures de Curie*. Au-delà de ce point, où l'ordre magnétique est cassé par les fluctuations thermiques, le comportement des matériaux est paramagnétique.

Le terme ferromagnétisme (sensu lato) est utilisé pour décrire les matériaux qui présentent un ordre magnétique entre les spins non appariés même sans la présence du champ extérieur. Il y a plusieurs types d'ordre magnétique qui donnent des propriétés magnétiques différentes dues à l'arrangement différent des moments de spin dans le réseau cristallin des minéraux (Fig.A5.3):

- dans le cas du **ferromagnétisme (sensu stricto)** les moments de spin sont parallèles et de valeurs uniformes. Il en résulte une forte aimantation spontanée. Ce comportement est restreint pour le fer natif, le nickel et le cobalt où les ions paramagnétiques sont suffisamment rapprochés pour permettre des échanges directs. Les minéraux ne présentent pas ce type de comportement ;
- dans le cas du **ferrimagnétisme**, les moments de spin adjacents sont antiparallèles, mais de valeurs inégales ; il en résulte une nette aimantation spontanée;

- pour l'**antiferromagnétisme** les spins adjacents sont antiparallèles et de valeurs égales ; en conséquence il n'en résulte pas un moment net;
- si l'antiparallélisme est imparfait, il en résulte un faible moment et une faible aimantation spontanée apparaît; on a un **antiferromagnétisme incliné**.

Les minéraux porteurs d'aimantation rémanente, appelés les minéraux magnétiques ont le comportement ferrimagnétique ou antiferromagnétique incliné. Les minéraux ferrimagnétiques présentent en général des susceptibilités et des intensités d'aimantation élevées, des coercivités relativement basses, à l'inverse des minéraux antiferromagnétiques inclinés.

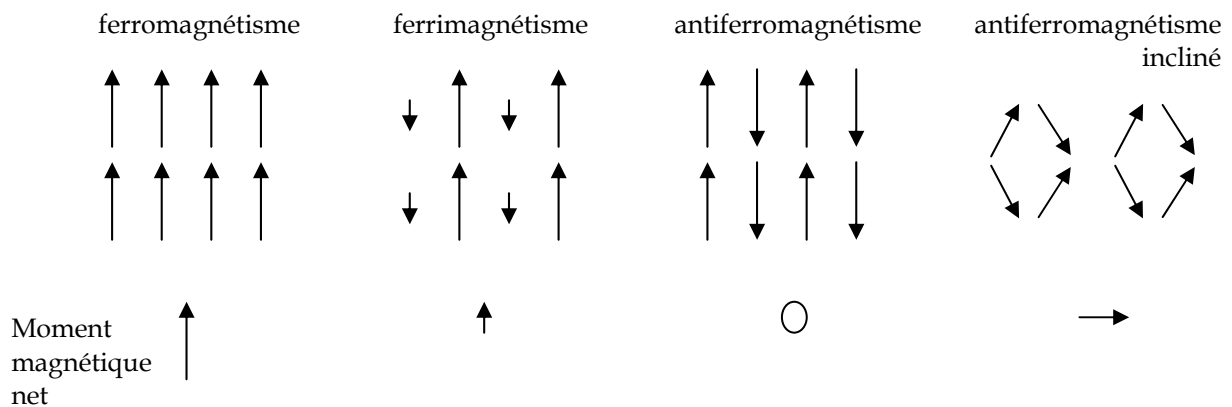


Fig.A5.3 Arrangement des moments de spin associés aux différents comportements magnétiques

2. Les minéraux magnétiques

Les propriétés magnétiques des sédiments marins ne dépendent pas uniquement de la nature des minéraux magnétiques primaires d'origine détritique, biogène ou de précipitation de la colonne d'eau, mais aussi des conditions diagenétiques qui déterminent l'altération des phases magnétiques primaires et la formation authigène des minéraux magnétiques secondaires.

Les principaux minéraux porteurs d'aimantation rémanente dans les sédiments marins sont : la **magnétite** (Fe_3O_4), la **titanomagnétite**, l'**hématite** ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), la **maghémite** ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), la **goethite** ($\alpha\text{-FeOOH}$) et des sulfures de fer comme la **pyrrhotite** (Fe_{1-x}S) et la **greigite** (Fe_3S_4). Parmi ces minéraux, la magnétite, la maghémite, l'hématite, la titanomagnétite et la goethite peuvent être des porteurs de l'aimantation primaire. Les minéraux authigènes, formés pendant la diagenèse précoce sont la pyrrhotite et la greigite mais aussi l'hématite ainsi que la magnétite, la

maghémite et la goethite, qui peut être un produit d'oxydation, surtout des sulfures de fer.

A. La magnétite (Fe_3O_4) et les titanomagnétites ($x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ $[1-x]\text{Fe}_3\text{O}_4$)

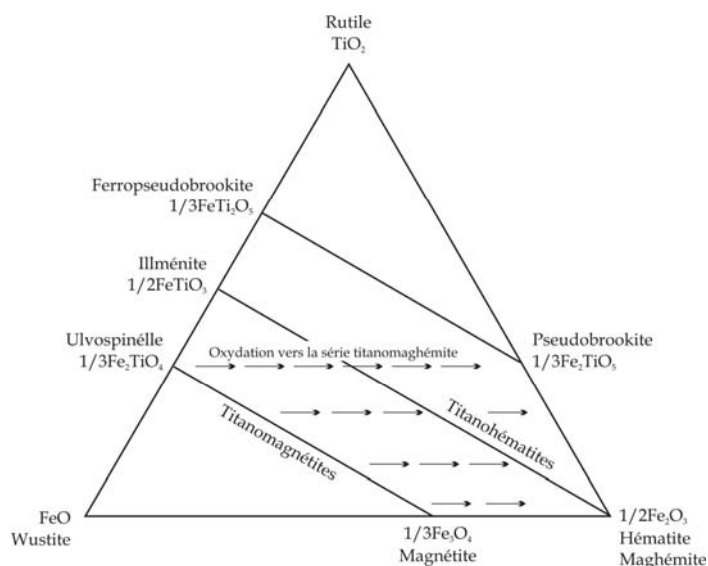


Fig.A5.4 Diagramme ternaire indiquant les minéraux magnétiques formés d'oxydes de fer, les solutions solides de titanomagnétite et titanohématite, et la tendance d'oxydation vers la titanomaghémite (d'après Opdyke et Channell, 1996).

La magnétite est un des termes finaux de la solution solide ulvospinelle - magnétite (**Fig.A5.4**) et le minéral magnétique le plus commun sur la Terre. Elle est cubique avec une structure de spinelle inverse. La température de Curie (Néel pour les corps antiferromagnétiques) varie plus au moins linéairement avec le contenu de Ti depuis - 150 °C pour l'ulvospinelle à 580°C pour la magnétite. En conséquence, l'ulvospinelle, antiferromagnétique, est paramagnétique à la

température ambiante. Les titanomagnétites sont ferrimagnétiques à la température ambiante (pour les valeurs de $x < 0,8$). La solution solide complète entre ulvospinelle et magnétite apparaît uniquement à des températures supérieures à 600°C, ainsi dans les roches ignées les lamelles d'exsolution sont communes. En général, l'exsolution n'est pas entre ulvospinelle et magnétite mais entre ilménite et magnétite à cause de l'oxydation de haute température (deuterique) de l'ulvospinelle en ilménite (Haggerty, 1967a, b cité dans Opdyke et Channell, 1996).

Les titanomagnétites sont communes dans les roches ignées et métamorphiques; en conséquence, elles font partie des composants détritiques importants dans les sédiments. Beaucoup de sédiments contiennent des grains de magnétite avec un faible contenu de titane, ce qui est peu commun dans les roches ignées. De telles magnétites sont considérés comme étant d'origine authigène et/ou biogène. Beaucoup d'organismes, y compris les bactéries et les mollusques, produisent de la magnétite : soit par la précipitation extracellulaire, soit en tant que partie intégrante de leur métabolisme (e.g. Blakemore, 1975 ; Kirschvink and Lowenstam, 1979 ; Blakemore et al. 1985 ; Frankel, 1987 ; Lovley *et al.*, 1987 ; Lovley,

1990 ; Bazylinski *et al.*, 1988 ; Chang et Kirschvink, 1989 ; Sparks *et al.*, 1990, cités dans Opdyke et Channell, 1996). La microscopie électronique des extraits magnétiques des sédiments lacustres (Snowball, 1994 cité dans Opdyke et Channell, 1996) et d'une large variété des sédiments marins (Vail *et al.*, 1987 ; McNeil, 1990, Yamazaki *et al.* 1991 cités dans Opdyke et Channell, 1996) a montré que la magnétite est souvent trouvée dans l'intervalle de granulation monodomaine, similaire à la taille des grains de magnétite produite par les bactéries vivantes. La taille des grains et le faible contenu en titane de cette phase magnétique sont tels qu'elle est un porteur important de l'aimantation rémanente stable.

B. L'hématite (α -Fe₂O₃) et la titanohématite (x FeTiO₃ [1- x]Fe₂O₃)

Les compositions minérales intermédiaires entre l'ilménite et l'hématite sont dénommées des titanohématites. Les hématites ont une symétrie rhomboïdale et la structure du corindon. Pour les titanohématites, la température de Néel varie avec le x , de -218°C pour l'ilménite à 675°C pour l'hématite. Les compositions correspondantes aux valeurs de x plus grandes que 0,8 sont paramagnétiques à la température ambiante. Les autres compositions sont ferrimagnétiques pour des valeurs de x situés dans l'intervalle 0,5-0,8 et antiferromagnétiques pour $0 < x < 0,5$. La solution solide complète se forme à plus de 1000°C et l'exsolution des 2 termes finaux est commune à l'exception des cas où $x < 0,1$ ou $x > 0,9$. Les titanohématites sont associés à des roches métamorphiques et plutoniques; l'hématite presque pure est abondante dans les roches métamorphiques, sédimentaires et ignées. L'hématite est très importante en tant que porteur de la rémanence dans les roches clastiques et aussi dans les sédiments chimiques. L'hématite peut apparaître dans les sédiments tels que le fer spéculaire détritique ou un pigment authigène qui se forme pendant la diagenèse. Les hématites sont **antiferromagnétiques**, le moment net faible étant dû à la faible inclinaison des moments de spin. L'aimantation de saturation est beaucoup plus petite que celle de la magnétite et la coercivité de rémanence est beaucoup plus élevée.

C. La maghémite (γ -Fe₂O₃) et la titanomaghémite (x FeTiO₃ [1- x]Fe₂O₃)

La maghémite possède la structure du spinelle de la magnétite et la composition chimique de l'hématite. La maghémite et la titanomaghémite sont des phases métastables qui se transforment respectivement en hématite et en magnétite à des températures plus hautes que 250°C. Par conséquent, la température de Curie est difficile à déterminer, étant probablement autour de 640°C. Les propriétés magnétiques sont similaires à celles de la magnétite, avec des aimantations de saturation légèrement plus basses mais avec des coercivités de rémanence

comparables. La maghémite est commune en tant que produit d'oxydation à basse température de la magnétite, dans les roches ignées et sédimentaires.

D. La goethite (α -FeOOH)

La goethite est le plus commun des oxyhydroxydes de fer. Elle est **antiferromagnétique** avec une température de Néel d'environ 120°C (Hedley, 1971 cité dans Opdyke et Channell, 1996). La goethite, lorsque son réseau cristallin est imparfait, présente une aimantation de saturation faible et une coercivité très haute, ce en quoi elle ressemble à l'hématite (Hedley, 1971 ; Rochette et Fillion, 1989, cités dans Opdyke et Channell, 1996). Elle se déshydrate en hématite à environs 300°C. La goethite est un produit important dans l'oxydation à température basse des sulfures de fer et un constituant des nodules manganeux et des argiles rouges de Pacifique où elle peut précipiter directement à partir de l'eau de mer. La lépidochrocite (γ -FeOOH) est moins commune que la goethite, a une température de Néel de -196°C et en conséquence, elle n'est pas un porteur important de la rémanence, mais elle se déshydrate en maghémite et peut donc contribuer indirectement à la rémanence magnétique.

E. La pyrrhotite (FeS_{1+x} , ou $x = 0-0,14$)

Fe_7S_8 , la *pyrrhotite* la plus magnétique est monoclinique et **ferrimagnétique**, avec une température de Curie d'environ 325°C. Fe_9S_{10} est moins important du point de vue magnétique, étant ferrimagnétique dans un intervalle de température très restreint : ~100-200°C. L'aimantation de saturation de Fe_7S_8 est environs dix fois plus grande que celle de l'hématite et environs la moitié de celle de la magnétite et de la maghémite (Clark, 1984, cité dans Opdyke and Channell, 1996). La coercivité de rémanence est en général plus grande que celle de la magnétite et de la maghémite (Dekkers, 1988). La pyrrhotite apparaît dans les roches ignées basiques (Soffel, 1977, 1981 cité dans Opdyke et Channell, 1996) et peut se former pendant la diagenèse des sédiments, dans certains milieux réducteurs (Kligfield et Channel, 1981 ; Freeman, 1986 cités dans Opdyke et Channell, 1996). La *pyrite* (FeS_2), le sulfure de fer le plus commun, est **paramagnétique**.

F. La greigite (Fe_3S_4)

La greigite est **ferrimagnétique** et porteuse d'une aimantation stable dans des sédiments lacustres (Snowball et Thompson, 1990 ; Snowball, 1991) et dans des sédiments clastiques marins déposés rapidement (Tric *et al.*, 1991a cité dans Opdyke et Channell, 1996; Roberts et Turner, 1993 ; Reynolds *et al.*, 1994). Elle est diagénétique, métastable et se transforme en pyrite, sauf dans des conditions

particulières qui empêchent cette transformation. Elle a une structure de spinelle, comme la magnétite, ainsi ses propriétés magnétiques sont similaires à celles de la magnétite. En conséquence, les coercivités de la greigite sont un peu plus basses que celles de la pyrrhotite.

La température de Curie de la greigite est d'environ 320°C, et les courbes thermomagnétiques sont caractérisées par l'augmentation du moment magnétique (et de la susceptibilité) quand elle s'oxyde en magnétite aux alentours de 400-500°C.

La **pyrite (FeS₂)**, le sulfure de fer le plus commun, est paramagnétique, tout comme la **sidérite**, un carbonate de fer (**FeCO₃**).

Annexe 6

Publications



Magnetic minerals as indicators of major environmental change in holocene black sea sediments: preliminary results

C. Strechie^{a,b}, F. André^b, A. Jelinowska^{b,*}, P. Tucholka^b, F. Guichard^c, G. Lericolais^d,
N. Panin^a

^a National Institute of Marine Geology and Geoecology - GeoEcoMar, Str. D. Onciul nr. 23-25, 70318 Bucuresti, Romania

^b Orsayterre UMR-CNRS 8616, Université Paris-Sud XI, Laboratoire de Géophysique, Bat.504, 91405 Orsay cedex, France

^c LSCE, Laboratoire mixte CEA-CNRS, Domaine du CNRS, Avenue de la Terrasse, Bât 12, 91198 Gif sur Yvette cedex, France

^d IFREMER - Centre de Brest, DROIGM - BP 70, 29280 Plouzane cedex, France

Abstract

Four of the 38 sediment cores, collected from the northwestern part of the Black Sea (French–Romanian BLASON Programme, 1998), were analysed in order to study the major hydrological and environmental change of the sea during the Holocene. This change was caused by the inflow of the marine Mediterranean waters into the freshwater basin of the Black Sea. Two cores from the northwestern shelf and two from the deep part of the sea, representing distinct sedimentary environments along the same profile, were chosen. Lacustrine sediments from deep-water cores and uppermost marine sediments in all studied cores are characterised by the presence of pyrite (FeS_2), which indicates anoxic, sulphate reducing conditions in sediment and in water column (as it is observed now in the Black Sea). Pyrite formation in this anoxic environment takes place below the oxic/anoxic limit, by reduction and sulphidation of iron. The transition from freshwater to marine conditions is marked in all studied cores by the presence of ferri-magnetic iron sulphide—greigite (Fe_3S_4). Greigite is an intermediate mineral in the pyritisation reactions during early diagenesis, which can be preserved in the sediment if pyritisation cannot be accomplished, due to a high Fe/S ratio. In shallow water cores from the shelf, where marine transgression is marked by a discontinuity, greigite is present below and above it. This suggests that the anoxic, sulphate reducing conditions, allowing preservation of greigite, started in the sediment after marine transgression. In cores from the deep part of the sea, the transgression is represented by a level of sediments with high organic matter content (sapropel). The greigite is present only in the lower part of this level and its formation is related to the arrival of marine water. The presence of pyrite in the upper part of the lacustrine sediments indicates that anoxic conditions probably prevailed here during marine transgression. These results show the sensitivity of magnetic parameters to major environmental change in the Black Sea, and allow a correlation between cores from different depths, by recognition of greigite in the sediments marking the marine transgression.

© 2002 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

Keywords: Black sea; Holocene; Greigite; Environmental change

1. Introduction

During the last glacial maximum around 18,000 years B.P., the global ocean water level was about 120 m below the present position (Fairbanks, 1989). At that time the Black Sea was a closed continental basin. Its water level was at about –150 m, ≈ 30 m lower than the global sea level (Winguth et al., 2000).

The last environmental transition from freshwater lake to marine basin in the Black Sea started with an increase in water salinity at about 9–7.5 kyr B.P. (Ross

et al., 1970; Ross and Degens, 1974; Deuser, 1974; Jones and Gagnon, 1994). This change is attributed to the inflow of the Mediterranean water to the Black Sea. During that time, the global ocean water level was at about 60–20 m below present position (Fairbanks, 1989). The change has been represented either as stepwise (i.e., Nevesskiy, 1958; Nevesskiy, 1967; Fedorov, 1971; Stanley and Blanpied, 1980; Glenn and Arthur, 1985; Lane-Serff et al., 1997; Aksu et al., 1999) with a two-layer flow pattern, consisting of the penetration of the marine Mediterranean waters in the Black Sea around 7–7.2 kyr B.P. (i.e., Stanley and Blanpied, 1980; Glenn and Arthur, 1985; Aksu et al., 1999; Görür et al., 2001), or as a catastrophic event at ≈ 7.5 kyr B.P., when the Mediterranean salt water abruptly flooded the Black

* Corresponding author. Tel.: +33-1-6915-4917; fax: +33-1-6915-4938.

E-mail address: alina@geol.u-psud.fr (A. Jelinowska).

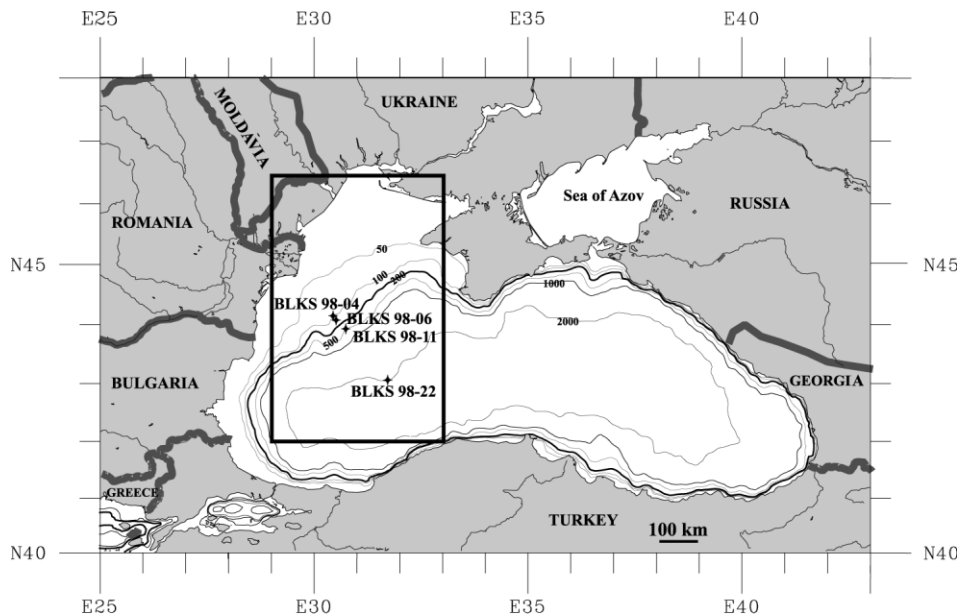


Fig. 1. Bathymetric map of the Black Sea showing the location of the cores.

Table 1
Geographic co-ordinates of the studied cores

Core number	Depth (m)	Length (cm)	Latitude N	Longitude E
BLKS 98-04	101	81	44° 12.02	30° 32.21
BLKS 98-06	135	265	44° 7.38	30° 42.98
BLKS 98-11	500	757	44° 3.02	30° 53.12
BLKS 98-22	2100	712	43° 2.27	32° 7.49

Sea basin in less than a year (Ryan et al., 1997a,b; Lericolais, 2001).

In order to study this major hydrological–environmental change of the Black Sea basin during the Holocene, 38 sediment cores were collected from its northwestern part as a part of the French–Romanian BLASON Programme (R/V *Le Suroit*, 1998). This paper presents the preliminary results of some magnetic property investigations made on sediments from four cores. These four cores were chosen from different depths (101, 135, 500 and 2100 m), in order to study various sedimentary environments along one profile (Fig. 1, Table 1). The length of the cores varies from 81 to 757 cm. Nevertheless, only the first meter of each core was used in order to observe the Holocene marine transition.

The transition from lacustrine to marine environment is marked in the Black Sea sediments either by a sedimentary discontinuity on the shelf or by the presence of a sapropel layer in the deeper basin.

2. Materials and methods

The cores, cut in 1.5 m sections and preserved in plastic tubes, were longitudinally sliced, photographed

and stored in a core repository at IFREMER (Brest) and LSCE (Gif sur Yvette). Parallel U-channels (transparent plastic tubes) and several discrete samples were taken from the sediment. Discrete samples were dried before analysis in a vacuum atmosphere of 10^{-1} bar for several days. The purpose of this operation was to limit oxidation and preserve fresh-sediment properties.

Low field magnetic susceptibility (k) was measured on U-channels with a Bartington MS-2 susceptibility meter. Remanent magnetisation measurements were made on U-channels with a horizontal 2G-Enterprises pass-through cryogenic magnetometer. On fully demagnetised cores an anhysteretic remanent magnetisation (ARM) was applied by superposition of a 60 μ T bias field on an alternating field that smoothly decreases from a peak of 100 mT. Magnetic hysteresis measurements were made on 40 discrete samples (~ 2.5 –28 mg of dry, bulk sediment) with an alternating gradient field magnetometer (Micromag, AGFM 2900). A peak applied field of 0.5–1 T was used for the hysteresis measurements. The measurements were corrected for the high field slope (χ_{HF}) (above 0.375 T), which represents the contribution of paramagnetic and diamagnetic minerals. After that, saturation magnetisation (M_s), saturation remanent magnetisation (M_{rs}) and coercivity (H_c) were determined from the hysteresis loop. Thermomagnetic Curie balance experiments were performed on 49 dried bulk sediment samples heated to 650 °C, at 20°/min, in air atmosphere and in magnetic fields of up to 0.3 T. X-ray diffraction (XRD) analyses were done on bulk sediment or on magnetic extracts obtained from aqueous suspensions of the sediment.

3. Description of the cores

The four sediment cores presented here have been described by Popescu and Floch (1999) (personal communication). A brief summary of the lithologies is given below and in Figs. 2 and 3.

The shallow water cores BLKS 98-04 and BLKS 98-06 were collected from depths of 101 and 135 m respectively (Fig. 2). The transition from lacustrine to marine conditions is recorded by a clearly marked discontinuity at about 28 cm depth in the BLKS 98-04 core and ~46 cm depth in BLKS 98-06. This separates the underlying lacustrine clayey homogeneous sediment from the marine clayey to silty shelly sediment.

In the Black Sea deep-water sediments (Fig. 3) three distinct lithostratigraphic units, previously reported by Ross and Degens (1974) and Hay et al. (1991), are identified. The lithostratigraphic units names defined by Hay et al. (1991) are used in this study. The uppermost unit (Unit I) in both deep-water cores BLKS 98-11 (500 m depth) and BLKS 98-22 (2100 m depth) (Fig. 3) is characterised by alternating light and dark microlaminations deposited since the first occurrence of *Emiliana huxleyi*, a coccolithophore which largely comprises the light bands. Unit II is a carbonate-poor, fine-grained sediment called “sapropel” because of the high organic

carbon content (e.g., Ross and Degens, 1974). This sapropel shows variation in organic matter content, with high values in the lower half and marked decrease in the upper half (e.g., Hay, 1988). In this study we find similar variation. Unit III consists of alternating light and dark lutites deposited under lacustrine conditions. For the deep-water cores, the lacustrine to marine transition is marked by the presence of the sapropel layer between 61 and 23 cm in the BLKS 98-11 core and between 25 and 6.5 cm in BLKS 98-22.

4. Results

4.1. Shallow-water sediment cores (BLKS 98-04, 101 m depth and BLKS 98-06, 135 m depth)

Bulk magnetic parameters k and ARM show high and variable values in the interval from the upper part of lacustrine to the lower part of marine sediments (Fig. 2). This is found between ~80 and ~19 cm depth in core BLKS 98-04 and between ~73 and ~22 cm depth in core BLKS 98-06. In the upper part of the marine sediments, from ~19 and ~22 cm, respectively to the top of both cores, k and ARM values are low and constant. Magnetic hysteresis parameters, such as M_s normalized for

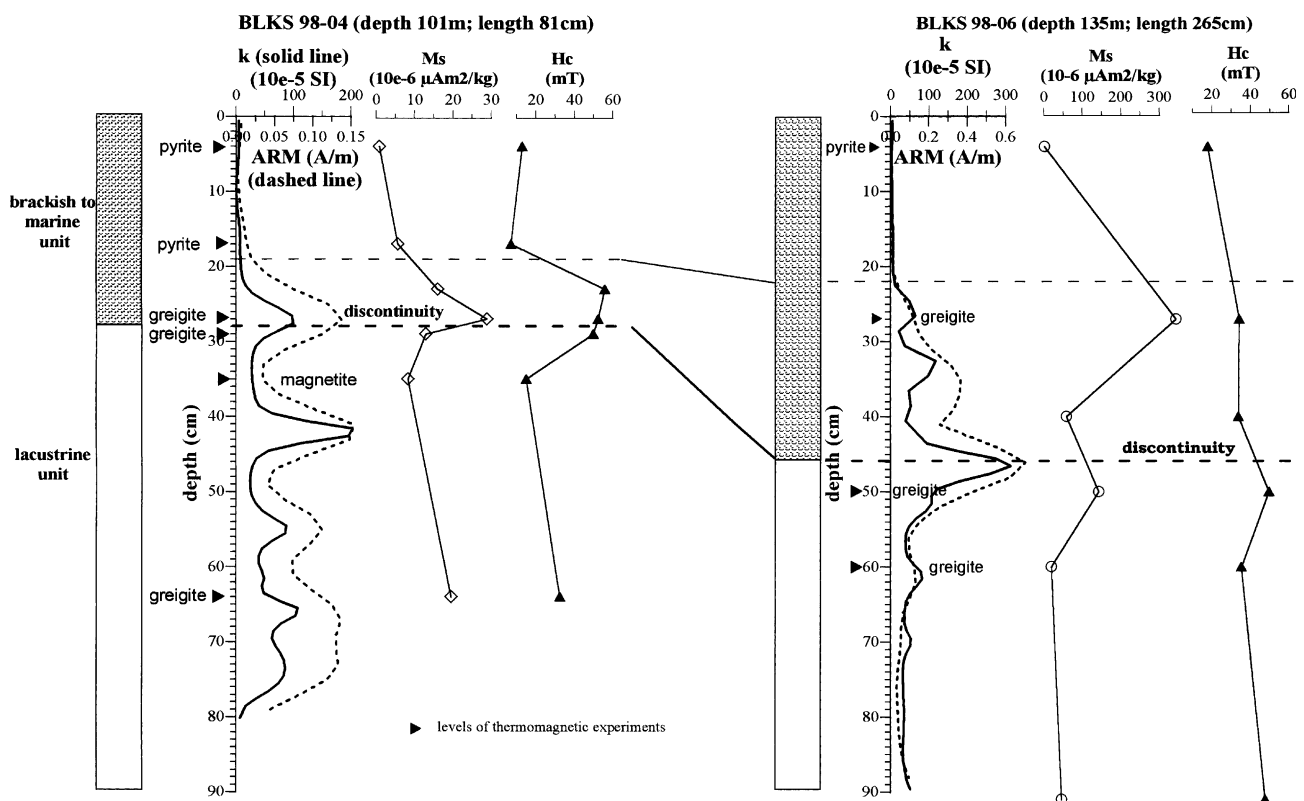


Fig. 2. Lithologic description and magnetic parameters for shallow cores BLKS 98-04 and BLKS 98-06.

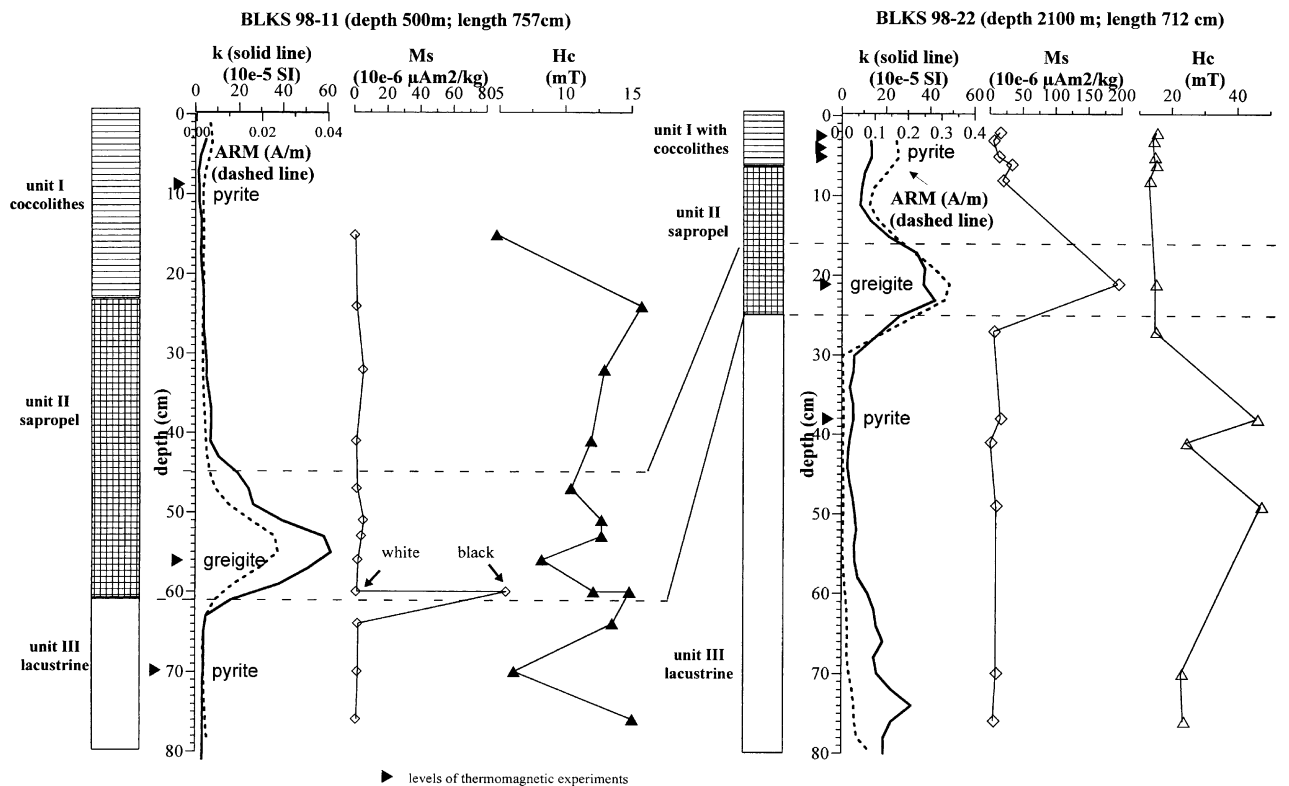


Fig. 3. Lithologic description and magnetic parameters for deep-water cores BLKS 98-11 and BLKS 98-22.

mass, which reflects the ferromagnetic particle content, show similar behaviour in both cores with an increase near the discontinuity (Fig. 2). Coercivity, which depends on the magnetic mineralogy and/or its grain size, is higher near the discontinuity level than in the marine part of sediment.

The thermomagnetic experiments in air atmosphere reveal a variation of the magnetic mineralogy, which is coherent with the above described evolution of bulk and hysteresis parameters (Fig. 4). The thermomagnetic behaviour of the uppermost part of the marine sediments (Fig. 4(a)) is dominated by a paramagnetic mineral. It undergoes a transformation which starts at 400 °C into a ferrimagnetic iron oxide and is demagnetised around 580 °C. This paramagnetic mineral was identified by XRD as pyrite (FeS_2) (Fig. 5(a)). In the sequence with high and variable bulk magnetic parameters two types of behaviour can be identified. For the levels with high values of k and ARM (i.e. at 64 cm in the core BLKS 98-04) we observe a mineral which undergoes a first demagnetisation at about 400 °C and, a second one around 580 °C (Fig. 4(b)). Such behaviour suggests the presence of greigite (Fe_3S_4), transformed into magnetite during the experiment. The presence of greigite is confirmed by X-ray diffraction spectra (Fig. 5(a)). In the levels with lower magnetic content, such as at 35 cm depth in the core BLKS 98-04, the magnetic fraction is dominated by magnetite

(Fe_3O_4) with its Curie temperature of 575–580 °C (Fig. 4(c)).

4.2. Deep-water sediment cores (BLKS 98-11, 500 m depth and BLKS 98-22, 2100 m depth)

The bulk magnetic properties (k and ARM—Fig. 3) of the sediment cores allow the separation of three characteristic intervals:

- the first one, with low k and ARM, corresponds to the lacustrine sequence—lithological unit III, and extends to the base of the sapropelic layer to: 61 cm in BLKS 98-11 and to 25 cm in BLKS 98-22;
- the second one, with high k and ARM, corresponds to the lower part of the sapropel layer (lower part of lithological unit II), and extends from about 61 to ~45 cm in BLKS 98-11 and from ~25 to ~16 cm in BLKS 98-22. The upper limits are approximate as the transition to the unit above is continuous;
- the third one, again with low k and ARM, corresponds to the upper part of sapropel (upper unit II) and the marine sediments (unit I).

In the core BLKS 98-22 the saturation magnetisation shows the same general trend, with an increase of the magnetic grain content in the lower part of sapropel.

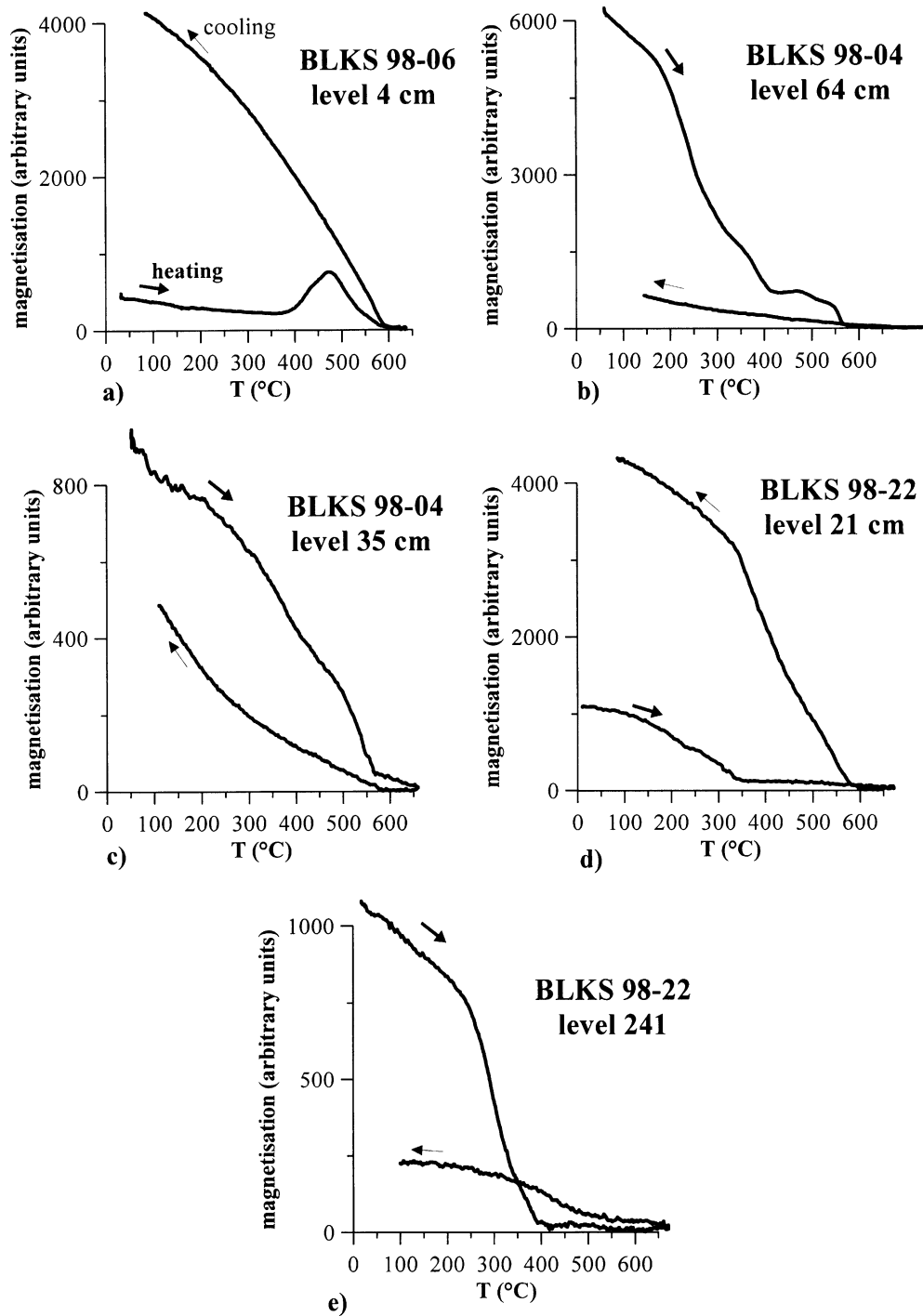


Fig. 4. Typical thermomagnetic behaviours for: (a) low k and ARM parts of sediments in all cores, example from core BLKS 98-06; (b) and (c) high and variable k and ARM parts of sediments in shallow water cores: (b)—example from high k and ARM depth, core BLKS 98-06, (c)—example from low k and ARM depth, core BLKS 98-04; (d) and (e) high k and ARM parts of sediments from deep water cores, example from BLKS 98-22. Experiments were done on dried bulk sediment samples, heated to 650 °C, at 20°/min, in air atmosphere and in magnetic field of up to 0.3 T. For the level 241 of the core BLKS 98-22 a magnetic extract from the sediment was used.

In the BLKS 98-11, several samples show low M_s values in the zone where k and ARM are high. The discrepancy probably arises from the different sample size for U-channel (4 cm integration volume) and very small samples used for hysteresis measurements. This may indicate a very inhomogeneous distribution of

magnetic mineral in the lower part of sapropel. Indeed the sediment here has very fine (<mm) black and white lamina difficult to separate. It was possible to measure separately black and white samples from 60 cm depth, and M_s for the black one shows a high magnetic grain content (Fig. 3).

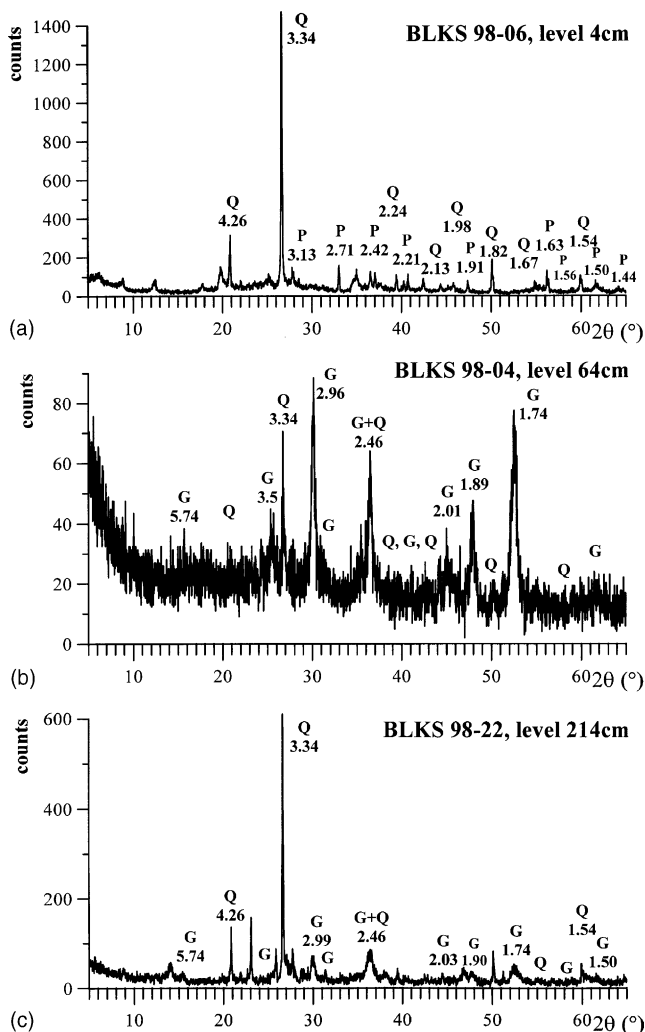


Fig. 5. XRD pattern for levels containing pyrite and greigite: (a) pyrite (P) identified in decarbonated sediment from level 4 cm in the core BLKS 98-06; (b) greigite (G) in the level 64 cm of the core BLKS 98-04; (c) greigite in the level 241 of the core BLKS 98-22; in all levels quartz (Q) was also identified.

Coercivity does not show changes in correlation with k and ARM in both deep water cores (Fig. 3).

Thermomagnetic experiments in the second interval (lower part of unit II with a high magnetic content) of the cores show the presence of a magnetic mineral (i.e. at levels 56 cm in the core BLKS 98-11 and 21 cm in the core BLKS 98-22), which is demagnetised at about 350 °C (Fig. 4(d)). We could not identify this mineral precisely, because of its attachment to the organic matter. Nevertheless, the similar behaviour during heating, with demagnetisation before 400 °C, was observed on magnetic extract from the lower part of the core BLKS 98-22 (241 cm depth) (Fig. 4(e)) and was identified by XRD as greigite (Fig. 5(c)). Therefore, we think that the magnetic mineral from the lower part of the sapropel is an iron sulphide similar to greigite.

In the marine part (unit I) and in the lacustrine interval (unit III) of sediment, the thermomagnetic curves

are dominated by a paramagnetic signal similar to that in Fig. 4(a), which was identified by X-ray diffraction as pyrite.

5. Discussions

The presence of iron sulphides such as pyrite and greigite in the studied Black Sea sediments mainly reflects early diagenetic processes. These iron sulphides are related to the organic matter degradation in anoxic sulphate reducing environment. This process occurs either in the water column or in the sediment (i.e., Berner, 1970a,b, 1974, 1978, 1981; Calvert and Karlin, 1991; Leventhal, 1983; Rickard et al., 1995; Wilkin and Arthur, 2001). According to Jones and Bowser (1978), greigite is an intermediate mineral which appears during pyritisation of an initially amorphous precipitate of FeS. Under certain conditions greigite is well preserved in sediments, e.g., when the Fe/S ratio is too high to continue the reaction towards pyrite.

The appearance of greigite marks the transition to marine sediments in all the studied cores. In cores from the shelf (BLKS 98-04, BLKS 98-06), it is present in sediments both below and just above the transition level shown by the discontinuity. Its presence may be related to postsedimentary early diagenesis after the arrival of marine water in the basin. The discontinuity was dated on a core of the same BLASON expedition (from 52 m water depth), as being around 7100 ± 100 years B.P. (André, 2000). In cores from the northern part of the Black Sea, Ryan et al. (1997a) determined an age of 7150 years B.P. for a similar discontinuity surface.

The magnetite present in the lacustrine part of the sequence may be of detrital origin. The top marine sediments contain pyrite. Its genesis might have taken place either in sediments, or, more probably, in the anoxic water column, as observed in the present Black Sea by Calvert et al. (1996), Wilkin et al. (1997), Lyons, 1997), Wilkin and Arthur (2001).

In deep water cores, magnetic mineral which we interpret as greigite is present only in the lower part of the sapropel layer and disappears gradually in the upper part. Therefore it may be assumed that its formation is related to the arrival of marine, salty water. The sapropel was deposited in two distinct phases (Hay, 1988), the first one having a larger concentration of organic matter. It is here that the highest susceptibility and ARM intensities are measured, and presence of greigite was found.

The underlying lacustrine and overlying marine sediments contain pyrite. Calvert et al. (1996) show that sulphur in the Black Sea sediments has different origins, according to the type of sediment. The pyrite in the marine unit is formed in the water column, and the pyrite in the lacustrine sediments is formed in the sedi-

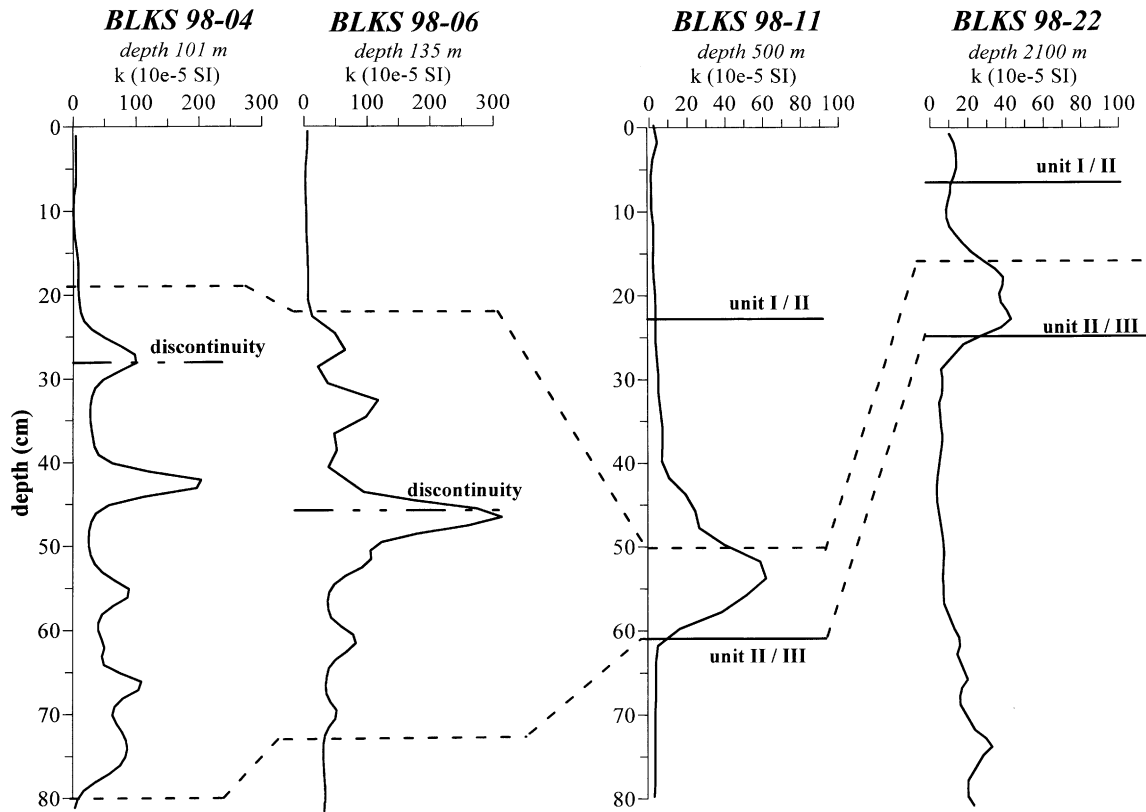


Fig. 6. Correlation between all four cores on the basis of magnetic susceptibility and of the intervals containing greigite.

ment. We think that the topmost layers from deep sea and shallow water cores, however, contain pyrite of similar origin, formed mainly in the water column.

6. Conclusions

Magnetic properties of the Black Sea Holocene sediments indicate a major change in magnetic mineral assemblages during the lacustrine to marine transition:

- increase of ferrimagnetic mineral content, which is visible in all four cores at the transition;
- dominance of greigite (identified with high concentrations in the shallow-water cores BLKS 98-04 and BLKS 98-06 and suggested in deep-water cores BLKS 98-11 and BLKS 98-22) in magnetic fraction at the transition lacustrine/marine.

The presence of greigite in the shallow water cores indicates an early diagenesis in an anoxic, sulphate-reducing sediment interval related to the transition to marine conditions. This may suggest that marine water invaded the northwestern Black Sea shelf, covering it and infiltrating downwards. This created the anoxic conditions necessary for sulphate-reduction.

In the lower part of the sapropel layer the greigite was formed under different conditions. Greigite is present

only within a narrow part of the sequence, above probably anoxic permanently submerged lacustrine sediments. Presence of pyrite in upper marine sediments in all studied cores suggests similar early diagenetic conditions at all depths of the basin, with high dissolved sulphate concentrations in anoxic water.

Changes in magnetic properties and especially the presence of the greigite in the sediments representing the transition lacustrine to marine, allow the correlation between cores from different depths (Fig. 6).

A better understanding of the significance of magnetic mineralogy to environmental changes could be useful for the study of older parts of the Black Sea sediments where similar magnetic mineral changes were observed. The magnetic parameter study alone cannot provide information regarding the duration of the last major environmental event in the Black Sea. This preliminary study will be completed with quantitative mineralogical analyses, radiocarbon dating of the discontinuity surface and of the sapropel layer, carbon and oxygen isotopes analysis that will provide a better basis for understanding the last major event in the Black Sea.

Acknowledgements

This is a part of the French–Romanian BLASON Programme in the north-western part of the Black Sea.

We would like to thank IFREMER-GENAVIR for making the core material available for this research and for their valuable support. A French Government PhD grant supports one author (CS). We thank J.-P. Valet from the Laboratoire de Paléomagnétisme of IPG—Paris, C. Kissel from Laboratoire de Paléomagnétisme et magnétisme environnemental and L. Vialettes from LSCE for their kind hospitality and for providing us the opportunity to use their measurement equipment for magnetism and XRD devices. Authors are grateful to Ann Hirt, Maja Haag and Erwin Appel for critical but constructive comments which highly improved the manuscript.

References

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N., Ya_ar, D., 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea—Black Sea drainage corridor. *Marine Geology* 153, 275–302.
- André, F., 2000. Vers une meilleure compréhension de la dernière transgression marine en Mer Noire (mission BLASON 1998). Rapport DEA, LSCE—Gif-sur-Yvette, Universités de Lille et Paris-Sud Orsay, France.
- Berner, R.A., 1970a. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science* 268, 1–23.
- Berner, R.A., 1970b. Pleistocene sea levels possibly indicated by buried black sediments in the Black Sea. *Nature* 227, 700.
- Berner, R.A., 1974. Iron sulphides in Pleistocene deep Black Sea sediments and their paleoceanographic significance. In: Degens, E.T., Ross, D.A. (Eds.), *The Black Sea—Geology, Chemistry, Biology*, vol. 20. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, pp. 523–531.
- Berner, R.A., 1978. Sulphate reduction and the rate of deposition of marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 37, 492–498.
- Berner, R.A., 1981. Authigenic mineral formation resulting from organic matter decomposition in modern sediments. *Fortschritte der Mineralogie* 59, 117–135.
- Calvert, S.E., Karlin, R.E., 1991. Relationships between sulphur, organic carbon, and iron in the modern sediments of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2483–2490.
- Calvert, S.E., Thode, H.G., Yeung, D., Karlin, R.E., 1996. A stable isotope study of pyrite formation in the Late Pleistocene and Holocene sediments of the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (7), 1261–1270.
- Deuser, W.G., 1974. Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene. *AAPG Memoir* 20, 133–136.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642.
- Fedorov, P.V., 1971. Postglacial transgression of the Black Sea. *International Geology Review* 4 (2), 160–164.
- Glenn, C.R., Arthur, M.A., 1985. Sedimentary and geochemical indicators of productivity and oxygen contents in modern and ancient basins: the Holocene Black Sea as the “type” anoxic basin. *Chemical Geology* 48, 325–354.
- Görür, N., Ça_ atay, N., Emre, O., Alpar, B., Sakiç, M., Islamoglu, Y., Algan, Ö, Erkal, T., Keçer, M., Akkok, R., Karlik, G., 2001. Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr B.P. a myth? *Marine Geology* 176, 65–73.
- Hay, B.J., 1988. Sediment accumulation in the central and western Black Sea over the past 5100 years. *Paleoceanography* 3 (4), 491–508.
- Hay, B.J., Arthur, M.A., Dean, W.E., Neff, E.D., Honjo, S., 1991. Sediment deposition in the Late Holocene abyssal Black Sea with climatic and chronological implications. *Deep-Sea Research* 38, S1211–S1235.
- Jones, B.F., Bowser, C.J., 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: Lerman, A. (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer, New York, pp. 179–227.
- Jones, G.A., Gagnon, A.R., 1994. Radiocarbon chronology of Black Sea sediments. *Deep-Sea Research I* 41 (3), 531–557.
- Lane-Serff, G.F., Rohling, E.J., Bryden, H.L., Charnock, H., 1997. Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation. *Paleoceanography* 12 (2), 164–174.
- Lericolais, G., 2001. La catastrophe du Bosphore. *Pour la Science* 284, 30–37.
- Leventhal, J.S., 1983. An interpretation of carbon and sulphur relationships in Black Sea sediments as indicators of environment of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 133–137.
- Lyons, T.W., 1997. Sulfur isotopic trends and pathways of iron sulfide formation in upper Holocene sediments of the anoxic Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (16), 3367–3382.
- Nevevskiy, Ye.N., 1958. The problem of the last Black Sea transgression. *An SSSR Inst. Okeanol. Trudy* 28.
- Nevevskiy, Ye.N., 1967. Sedimentation processes in the near-shore zone of the sea. *Izd-vo Nauka, Moscow*.
- Popescu, I., G. Floch, 1999. Description of the BLASON cores, manuscript.
- Rickard, D., Schoonen, M.A.A., Luther, G.W., 1995. Chemistry of iron sulphides in sedimentary environments. In: Vairavamurthy, M.A., Schoonen, M.A.A. (Eds.), *Geochemical transformations of sedimentary sulphur*. American Chemical Society, Washington, DC, pp. 168–193.
- Ross, D.A., Degens, E.T., 1974. Recent sediments of the Black Sea. In: Degens, E.T., Ross, D.A. (Eds.), *The Black Sea—Geology, Chemistry and Biology*. AAPG Memoir 20, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 253–292.
- Ross, D.A., Egon, T., MacIlvaine, J., 1970. Black Sea: recent sedimentary history. *Science* 170, 163–165.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakiç, M., Yuce, H., 1997a. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology* 138, 119–126.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakiç, M., Yuce, H., 1997b. An abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7.5 Kyr B.P.. *GeoEcoMarina* 2, 115–125.
- Stanley, D.J., Blanpied, C.B., 1980. Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature* 285, 537–541.
- Wilkin, R.T., Arthur, M.A., 2001. Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: evidence for Late Pleistocene to Holocene excursions of the O₂-H₂S redox transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (9), 1399–1416.
- Wilkin, R.T., Arthur, M.A., Dean, W.E., 1997. History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 517–525.
- Winguth, C., Wong, H.K., Panin, N., Dinu, C., Georgescu, P., Ungureanu, G., Krugliakov, V.V., Podshuveit, V., 2000. Upper quaternary water level history and sedimentation in the north-western Black Sea. *Marine Geology* 167, 127–146.



Late Quaternary Sea-level and Environmental Changes in the Black Sea: A Brief Review of Published Data

Nicolae Panin and Claudia Strehcie

General setting

The Black Sea is one of the largest enclosed seas in the world, covering an area of about $4.2 \times 10^5 \text{ km}^2$. The maximum depth is 2,212 m and the total volume of the water $534,000 \text{ km}^3$. Most of this water, below a depth of 150-200 m, is anoxic and contaminated with H_2S (about $423,000 \text{ km}^3$) (**Figure 1**).

The Bosphorus and Dardanelles Straits provide the sole connection between the Black and Mediterranean Seas. The Bosphorus is narrow (0.76-

3.6 km) and shallow (presently 32-34 m at the sill). It restricts the two-way water exchange between the very saline Mediterranean Sea (with a salinity of 38-39‰) and the more brackish Black Sea (about 17‰ at the surface and 22‰ at the bottom). The surface discharge of Black Sea water has been estimated at about $600 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($\sim 20,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), while the heavier Mediterranean undercurrent streams into the Black Sea, resupplying it with about half its outflow, $\sim 300 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($\sim 10,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Özsoy *et al.* 1995).

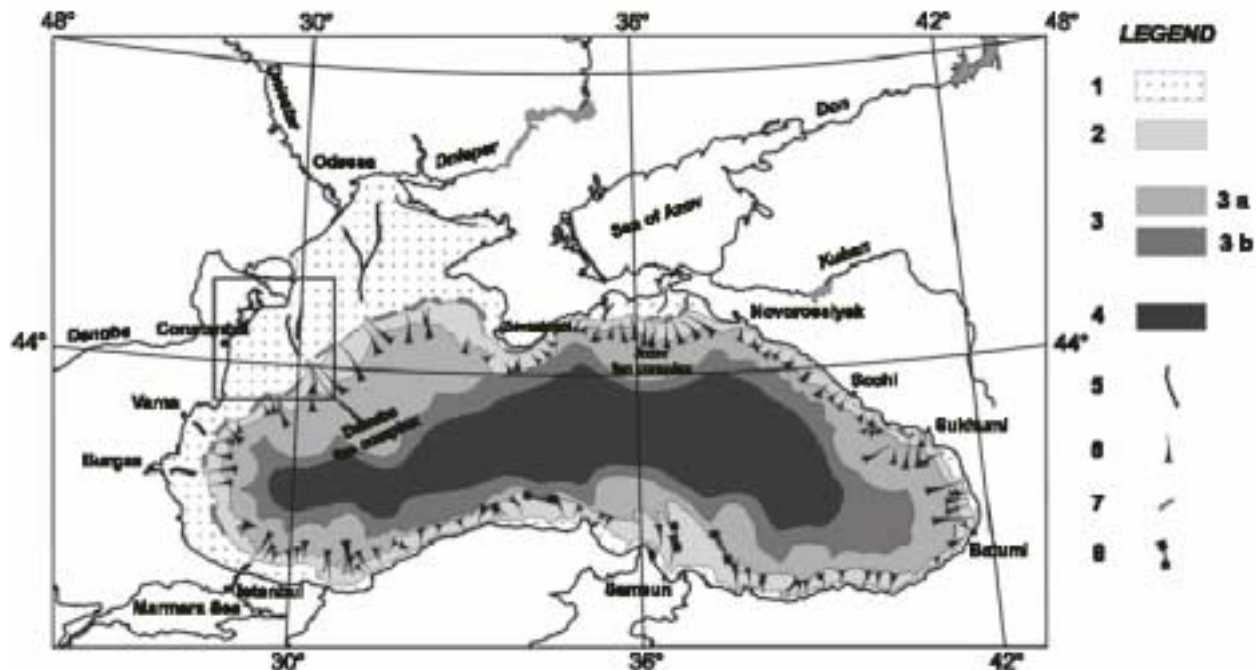


Figure 1: The Black Sea: main geomorphologic and sedimentogenetic provinces (after Panin *et al.* 1997).
(1) Continental shelf; (2) Continental slope; (3) Continental apron; (3a) superior; (3b) inferior;
(4) Deep zone; (5) Limits among provinces; (6) Main canyons; (7) Paleo-valleys; (8) Structural elements.

The Black Sea has a very large drainage basin, over 2 million km², and a very important fresh water inflow by river runoff, summing over 372 km³ yr⁻¹ (**Table 1**). From a geological point of view the Black Sea is a large marginal sea surrounded by a system of Alpine orogenic chains, including the Balkanides and Pontides to the southwest and south, the Caucasus to the east and northeast, Crimea to the north, and North Dobrogean orogene to the northwest, as well as by the adjacent platforms—East European, Scythian to the north, and Moesian to the west (Dinu *et al.* 2005).

The Black Sea basin represents a backarc basin that opened during the Early Cretaceous—the Early Paleogene northward subduction of the Neo-Tethys below the Balcanides–Pontides volcanic arc (Letouzey *et al.* 1977; Zonenshain and Le Pichon 1986; Nikishin *et al.* 2001). More detailed deep reflection seismic studies (Finetti *et al.* 1988) indicate two extensional sub-basins separated by a large continental uplifted block, the Andrusov or Mid-Black Sea Ridge (Finetti *et al.* 1988). The Western Black Sea Basin opened by a rifting phase

in Late Barremian–Early Albian, followed by a major subsidence and emplacement of oceanic crust in Cenomanian to Maastrichtian (Finetti *et al.* 1988; Görür 1988; Artyushkov 1992). The Eastern Black Sea Basin formed by Late Paleocene rifting, followed by Middle Eocene emplacement of oceanic crust (Robinson *et al.* 1996).

Evolution of the Black Sea investigation

Large-scale sea level changes and consequently drastic reshaping of land morphology and modifications of environmental settings occurred all along the Black Sea geologic history. Very spectacular changes are reported in the Quaternary being driven by the global glaciations and deglaciations, which responded mainly to Milankovitch cycles of 100 and 20 ka.

Changes in the behavior of Black Sea water level were influenced by the restricted connection with the Mediterranean Sea by the Bosphorus–Dardanelles straits (Bosphorus sill at ~34 m depth). When the general sea level lowered below the Bosphorous sill,

Rivers	Length (Km)	Drainage basin Area (Km ²)	Water discharge (Km ³ /yr.)	Sediment discharge (Mt/yr.)
I. North-Western Black Sea				
• Danube	2,860	817,000	190.7	51.70**
• Dniestr	1,360	72,100	9.8	2.50*
• Dniepr	2,285	503,000	52.6	2.12*
• Southern Bug	806	63,700	2.6	0.53*
<i>Sub-total I:</i>		<i>1,455,800</i>	<i>255.7</i>	<i>56.85</i>
II. Sea of Azov				
• Don	1,870	442,500	29.5	6.40*
• Kuban	870	57,900	13.4	8.40*
<i>Sub-total II:</i>		<i>500,400</i>	<i>42.9</i>	<i>14.80</i>
<i>III. Caucasian coast rivers</i>			<i>41.0*</i>	<i>29.00*</i>
<i>IV. Anatolian coast rivers</i>			<i>29.7</i>	<i>51.00*</i>
<i>V. Bulgarian coast rivers</i>			<i>3.0*</i>	<i>0.50*</i>
T O T A L :			372.3	152.15

Table 1. Fluvial water and sediment discharge into the Black Sea (*data from Balkas *et al.*, 1990; ** multiannual mean discharge before damming the River Danube after Bondar, 1991; Panin, 1996).

further variations of the Black Sea level and environmental changes followed specific regional conditions, without being necessarily related to changes in ocean levels.

One of the most important consequences of these lowstands was the interruption of Mediterranean inflow into the Black Sea, which, lacking any saline contribution, gradually became a giant brackish to freshwater lake

Quaternary environmental changes in the Black Sea have been studied in detail from different perspectives, including geomorphology (of the coastal, shelf, slope, and bathyal zones), sedimentology (sedimentary environment, sediment architecture, and geochemistry), faunal and floral assemblages, paleomagnetism, absolute age dating, ^{18/16}O ratio in the carbonates, and archaeology.

The environmental changes of the sea can be recognised and characterised through the sometimes contradictory features of the three main geomorphologic and sedimentary zones (Scherbakov 1978): (1) the coastal zone; (2) the continental shelf including the shelf break, and (3) the deep-sea zone.

First phase of scientific studies in the Black Sea

Andrusov was among the first scientists to carry out oceanographic and geologic investigations in the Black Sea (on gun-boats “Tchernomorvetz” in 1890, “Donetz” and “Zaporozhetz” in 1891). He carried out oceanographic studies, described the near-surface sediments and fauna assemblages within the sediments, first determined the greatest depth of the sea (2,244 m) and found that the deep water of the Black Sea (below 200 m) is contaminated by H₂S formed by decomposition of organic matter (1892, 1893). Later, in 1926, he established a set of paleogeographical maps of the Black Sea region.

In other riparian countries there were also investigations initiated by the end of the nineteenth century: e.g., in Romania, in 1898–1899, A. Cătuneanu drew a bathymetrical map of the Romanian coastal sea with information about bottom sediments. At the beginning of the twentieth century the Russian Hydrographical General Directorate began a systematic oceanographical assessment of

the Black Sea. Several extensive oceanographic studies were made in 1923–1928 by Shokalskiy (onboard the vessels “Ingul,” “Dunay,” and “Hydrographer”), and after 1928 by Snezhinskiy. Basic studies on the lithology and stratigraphy of the Upper Quaternary deposits, sedimentary processes and geological history of the Black Sea have been performed by Arkhangel'skiy (1927, 1928) and Arkhangel'skiy and Strakhov (1932, 1938). Arkhangel'skiy and Strakhov first established a chronology of the Black Sea sediments and Shokalskiy drew a general morphological map of the sea. During this period, oceanographic and geologic studies were also performed in Romania (Ciocârdel 1936–1937), Turkey, and Bulgaria (Petrbok 1925, 1926, 1927, 1935; Yaranov 1939, 1940; and Ivanov 1925, 1927). Studies on the Danube Delta were carried out by different researchers (Antipa 1915, 1941; Bratescu 1922, 1942; and Vâlsan 1934).

After the Second World War, intensive studies were carried out by the Institute of Oceanology (Academy of Sciences, USSR). Strakhov (1947, 1954, 1961, 1963) studied the sediments in cores over 11 m long, while Goncharov (1958) drew the first bathymetrical map of the entire sea using modern acoustic technology.

Important studies concerning the changes of the Black Sea water level in Quaternary were performed by a Romanian geographer, Brătescu, in 1942. The general oceanography and biology of the Black sea were studied by Antipa in 1941. Studies of the Danube Delta evolution connected with the Black Sea geological history continued (Lepsi 1942, etc.).

More detailed studies were performed in the 1950s and 1960s by Muratov (1951, 1967, etc.), Barkovskaya (1961), Nevesskiy (1961, 1967, etc.), Fedorov (1963), Nevesskaya (1958, 1965, 1970, etc.), Emelianov and Shimkus (1962), Bleahu (1963), and many others. Neprochnov (1958, 1960, 1962), Goncharov et al. (1960, 1972), Malovitskiy et al. (1966, 1969, 1972), Moskalenko et al. (1974) and others studied the deep structure of the Black Sea bottom and found that in the central part of the sea there are two areas (in the eastern and in the western parts) where the “ocean type crust” directly underlies very thick sedimentary series. Geological, geophysical and oceanographic studies have been

done in all riparian countries. These investigations were directed mainly to the mineral resources of the sea (especially to oil and gas perspectives). All the studies mentioned above led to a realistic perception of the geological evolution of the Black Sea and of the main changes in its environmental conditions, in the structure and functioning of ecosystems.

The following tables summarize the Quaternary evolutionary phases of the Black Sea and provide correlations with the Mediterranean and Central Alpine Europe. **Table 2**, reproduced from Fedorov (1978) with a few modifications, involves the Black Sea coastal and shelf zones. **Table 3**, slightly modified from Shcherbakov et al. (1979), provides stratigraphy and correlations between the Black Sea's inner and outer shelves and the bathyal zone. All tables reflect a "classic" view of Black Sea development.

The second phase of scientific studies in the Black Sea

Starting with late 1960s, the Black Sea was opened to international co-operative studies. One of the first international oceanographic expeditions was the 1969 R/V "Atlantis II" cruise that made it possible for Degens and Ross (1970) to notice dramatic changes in organic carbon and nitrogen values along the core taken from the deep part of the sea. They linked these changes to modifications of the physical and chemical conditions of the Black Sea and found (considering the $\delta^{13}\text{C}$ ratio) that before 7,000 yrs BP, the earliest organic matter was composed of fresh water organisms and, in contrast, the organic matter deposited during the last 3,000 yrs was typically marine. They also furnished the first radiocarbon dating of the recent sediments: $2,900 \pm 140$ and $7,140 \pm 180$ yrs BP.

Deuser (1972) showed that the Black Sea, between 17,000 and 9,000 yrs BP, was a fresh or brackish basin (by measuring $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ ratios in the carbonates and organic matter in the sediments). For Deuser, the shift in the $\delta^{18}\text{O}$ of the carbonate around 9,000 yrs BP suggests a rather sudden increase of the Black Sea salinity at 9,000–8,000 yrs BP. From 9,000 to 3,000 yrs BP a radical change in the sedimentary regime occurred, as well as a gradual increase in salinity.

At c. 3,000 yrs BP, present conditions were reached in the Black Sea basin. Consequently one can suppose that around 9,000 yrs BP the first influx of salted water from the Mediterranean Sea began (after the Last Glacial Maximum occurred) and the setting of anoxic conditions were initiated at the Black Sea bottom.

Ross and Degens (1974) have described the succession of the upper sediment layers in the deep basin calling these layers:

- Unit 1** – coccolith ooze (0-3,000 yrs BP):
micro laminated carbonated sediment with *Emiliana huxleyi*;
- Unit 2** – sapropel beds (3,000-7,000 yrs BP): micro laminated sediment very rich in organic matter (sapropel);
- Unit 3** – banded lutite (7,000-25,000 yrs BP):
banded lutites \pm turbidites.

These units correspond approximately to Arkhangel'skiy and Strakhov's (1938) stratigraphic units: (1) recent deposits (New Black Sea beds); (2) Old Black Sea beds; and (3) Neoeuxinian deposits.

Ross and Degens found that 22,000 yrs ago in the Black Sea there were freshwater conditions with oxygenate water column. The water level 25,000 yrs BP was ~ 30 m below the present sea level.

Between 9,000 and 7,000 yrs BP, occasional marine water spills through the Bosphorus towards the Black Sea changed the oxygenated environment of fresh water into a stagnant marine environment. At around 7,000 yrs BP in the deep basin (at $\sim 2,000$ m) the H_2S zone started to form and the deposition of Unit 2 began.

Manheim and Chan (1974) studied the interstitial water in the Black Sea sediments and found that considerable salinity gradients occur in these interstitial waters in many cores from the Black Sea. Between 20,000 and 8,000 yrs BP the salinity in the Black Sea was roughly constant at 3.5 ‰; the density stratification was probably absent in the water column and the bottom waters were probably aerated.

Stanley and Blanpied (1980) studied the Sea of

Table 2 - Stratigraphy and correlations of Upper Quaternary phases for the coastal and inner shelf zones (after Fedorov, 1978, with insignificant adaptations).

General scale	Europe	European Russia	Black Sea region					
			General stratigraphic scale	W and NW Black Sea	Northern Black Sea Crimea, Kertch, Taman	Eastern Black Sea Caucasus		
Holocene	Flandrian	Holocene	Black Sea Horizon	Nyphean	Terrace at 2 m; sands with <i>Cardium edule</i> L. etc.	Terrace at 2 m; Sands with <i>Cardium edule</i> L. etc.	Terrace at 2 m; sands with <i>Cardium edule</i> L. etc.	
				Phanagorian	Regression to - 6 - 8 m. Archeological layers V-I c. BC	Regression to - 6 - 8 m. Archeological layers V-I c. BC	Regression to - 6 - 8 m. Archeological layers V-I c. BC	
				New Black Sea	Terrace at +4 +5 m; sands and shells with <i>Cardium edule</i> L., <i>Chlamys</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Mytilus</i>	Terrace at +4 +5 m; sands and shells with <i>Cardium edule</i> L., <i>Chlamys</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Mytilus</i>	Terrace at +4 +5 m; sands and shells with <i>Cardium edule</i> L., <i>Chlamys</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Mytilus</i>	
				Old Black Sea	Clayey sands with <i>Cardium edule</i> L. etc. at -10 -20 m water depth on shelf	Clayey sands with <i>Cardium edule</i> L. etc. at -10 -20 m water depth on shelf	Clayey sands with <i>Cardium edule</i> L. etc. at -10 -20 m water depth on shelf	
Pleistocene	Upper	Grimaldian - Würm (regression to -100 -130 m)	Neoeuxinian	Late Neoeuxinian	Würmian loess ; clays with <i>Monodacna caspia</i> Eichw., <i>Dreisssea polymorpha</i> Pall., at -20 -30 m water depth on shelf	Clays with <i>Monodacna caspia</i> Eichw., <i>Dreisssea polymorpha</i> Pall., at -20 -30 m water depth on shelf	Clays with <i>Monodacna caspia</i> Eichw., <i>Dreisssea polymorpha</i> Pall., at -20 -30 m water depth on shelf	
				Early Neoeuxinian (Postkarangatian)	Regression to -60 - 80 (-130) m. Würmian loess. Deepening of the valleys incisions	Loesslike deposits; alluvial-deltaic sands, deepening of Kertch strait.	Regression ; deepening of the valleys incisions to -60 -80 m.	
				Karangatian	Upper Karangatian	Terrace at +15 +16 m Shells and sands with <i>Cardium tuberculatum</i> L., <i>Paphia senescens</i> (Coc.), <i>Aporrhais pespelicani</i> L. etc. At the base clays with <i>Paphia senescens</i> (Coc.), <i>Cerithium vulgatum</i> Burg. etc.	Terrace at +8 +12 m (4-8 m Taman) Shells and clays with <i>Cardium tuberculatum</i> L., <i>Paphia senescens</i> (Coc.), <i>Aporrhais pespelicani</i> L. etc. At the base clays with <i>Paphia senescens</i> (Coc.), <i>Cerithium vulgatum</i> Burg. etc.	Terrace at +12 +15 m (Pshady valley), +25 +30 m (in Sochi region); Shells with <i>Cardium tuberculatum</i> L., <i>Paphia senescens</i> (Coc.), <i>Aporrhais pespelicani</i> L., <i>Cerithium vulgatum</i> Burg. etc.
	Lower Karangatian							
	Middle	Regression (Riss II ?) Deepening of Bosphorus to - 100 m	Moskavian	Upper Euxinian-Uzunlarian	Regression	Regression. Clayey loess-like deposits.	Clayey deposits with <i>Limnea</i> , <i>Planorbis</i> ; pebbles with <i>Viviparus</i>	Regression. Alluvial pebbles, terminal moraine at Amtkheli.
					Uzunlarian	Terrace at +35 +40 m (Bulgaria) Upper Babel layers, sands with <i>Didacna nalivkini</i> Wass. etc., Uppermost lagoonal clays	Clayey sands with <i>Cardium edule</i> L., <i>Didacna nalivkini</i> Wass. etc.	Terrace at +25 +30 m (Pshady) and +35 +37m (Pshady valley); pebbles, sands with <i>Cardium edule</i> L., <i>Mastra stultorum</i> L., <i>Scrobiculata</i>
		Regression (Riss I ?)	Dneprian	Lower Euxinian-Uzunlarian	Late Paleoeuxinian	Regression	Sands and clays with <i>Didacna nalivkini</i> Wass., <i>D.pontocaspia</i> Pavl., <i>Viviparus</i>	Terrace at 40-43 m (Pshady valley); Sands, conglom., limestones with <i>D.nalivkini</i> Wass., <i>D. subpiramidata</i> Prav., at the base <i>Balanus</i>
					Regression	Regression	Regression	Regression, Dilluvium
		Paleotyrrenian (Tyrrenian I-a) (terrace at 18-30 m)	Lykhvinian		Paleouzunlarian	Sands, clays with <i>Didacna pallasi</i> Prav., <i>D.nalivkini</i> Wass. Lower Babel layers. Lagoonal clays with <i>Didacna pseudoerassa</i> Pavl. etc.	Continental deposits within the Mandzhil terrace	Terrace at +45 +50 m (at Ashe, Makopse, Magri); pebbles with <i>C.edule</i> , <i>Paphia</i> sp., <i>Chione gallina</i>
					Early Paleoeuxinian			Terrace at +60 +65 m (Dzhubgy); sands, pebbles with <i>Didacna baericrassa</i> Pavl., <i>D.pallasi</i> Prav., <i>C.edule</i> L.
	Lower	Mindel (Roman regression)	Okan	Regression		Alluvial sands with <i>Viviparus</i> and Tyraspol complex of mammals	Top deposits with <i>Archidiscodon</i> sp.	Regression
				Cromerian	Dnestrian	Tchaudian	Upper Tchaudian	Shells, sands with <i>Didacna pseudoerassa</i> Pavl., <i>D. tschaudae</i> Andrus., <i>D.rudis</i> Nal.; Terrace « Large tables » (Bolshye stoly)
Lower Tchaudian		Clayey continental deposits Sands with <i>Didacna baericrassa</i> , <i>D.pavula</i> , <i>V.pseudoachatinoidea</i> , <i>Fagotia esperi</i>	Sandy-clayey deposits of Guria with <i>D. tschaudae</i> , <i>D. tschaudae guriana</i> Livent., <i>D.erassa guriensis</i> Newesk., <i>D. pleistopleura</i> (Davit), <i>D.pseudoerassa</i>					
Günz (regression)			Gurian - Tchaudian	Regression	Sands and clays with <i>Archidiscodon meridionalis</i> Nest. (late) within Nogaysk outcrop	Continental deposits with Taman complex of mammalian fauna	Deposits with Gurian-Tschaudian fauna	Break
				Gurian		Gurian deposits	Clays with <i>Didacna digressa</i> Livent. etc.	

Table 3- Stratigraphy and correlations of Upper Quaternary phases for shelf and bathyal zones (After Scherbakov *et al.*, 1979, with slight adaptations)

Northern Europe			B L A C K S E A																																																																					
Stratigraphic subdivisions			Bathymetric zone 0-50 m		Bathymetric zone 50-200 m			Bathyal zone - northern part		Bathyal zone - southern part																																																														
			Layers	Molluscs	Horizon	Molluscs	Diatomaea	Horizon	Diatoms, molluscs	Horizon	Nannopl.dinoflagelates	Age																																																												
H o l o c e n e	Upper	Subatlantic	Dzhemetinian	<i>Divaricella divaricata</i> <i>Gafrarium minimum</i> <i>Pitar rudis</i> <i>Cardium papillosum</i>	Phaseolinus muds	<i>Modiolus</i> <i>phaseolinus</i>	<i>Coscinodiscus radiatus</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Actinocyclus ehrenbergii</i> <i>Cyclotella kutzingiana</i> <i>Cyclotella aceolata</i>	Cocolith ooze	<i>Coscinodiscus radiatus</i> <i>Endictia oceanica</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Asteromphalus robustus</i> <i>Rhizosolenia calcar avis</i>	Cocolith ooze Unit 1	<i>Emiliana huxlei</i> <i>Lingulodinium sp.</i> <i>Peridinium sp.</i>																																																													
		- 2,800		Kalamitian		<i>Chione gallina</i> <i>Spisula subtruncata</i> <i>Mytilus galloprovincialis</i>						Mytilus muds	<i>Mytilus galloprovincialis</i> <i>Cardium edule</i>	<i>Coscinodiscus radiatus</i> <i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Asteromphalus robustus</i>	Sapropel-like muds	Sapropel muds Unit 2	<i>Braarudosphaera bigelovi</i> <i>Peridinium trochoideum</i>																																																							
	Middle	Atlantic	Bugazian- Viteazian		<i>Cardium edule</i> <i>Abra ovata</i> <i>Corbula mediterranea</i> <i>Mytilaster lineatus</i> <i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	6,800 ± 140	<i>Mytilus galloprovincialis</i> <i>Cardium edule</i> <i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	<i>Thalassiosira excentrica</i> <i>Stephanodiscus astraera</i> <i>Synedra bucus</i> <i>Navicula palpebralis var. semiplena</i>	Terrigenous- biogenic muds	Terrigenous- biogenic muds Unit 3	Terrigenous- biogenic muds Unit 3																																																													
	- 7,800	Lower		Boreal	<i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena polymorpha</i>		8,550 ± 130	<i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena rostriformis bugensis</i>					<i>Stephanodiscus astraera</i> <i>Melosira arenaria</i> <i>Diploneis dombitensis</i>	Hydrotrilitic muds	<i>Stephanodiscus astraera</i>	Nannofossil-rich terrigenous mud	Reworked Cretaceous. Paleogen, Neoge Cocoliths	7,090± 180 8,600± 200																																																						
U p p e r P l e i s t o c e n e	Würm (Valdai)		Upper Ostashkovian glaciation	Neoeuxin	<i>Dreissena polymorpha</i> <i>Viviparus fasciatus</i> <i>Unio sp.</i>	13,500±1,500	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>		Terrigenous brown « oxydated » muds		Fragments and young forms of : <i>Dreissena rostriformis</i> <i>Monodacna caspia</i>	Clayey muds	Tectatodinium spirifrites																																																											
		- 9,400												Karkinitian	<i>Dreissena polymorpha</i> <i>Cardium edule</i>	17,760 ± 200	<i>Dreissena rostriformis distincta</i>		<i>Micromelania caspia</i>	Lacustrian phase																																																				
		- 10,200													Tarkhankutian	<i>Cardium edule</i> <i>Abra ovata</i> <i>Dreissena polymorpha</i>	~ 22,000			<i>Cardium edule</i>	Marine phase																																																			
		- 12,200														Surozhian							~ 25,000																																																	
		Younger Dryas																											Regression																																											
		Allerød																																			Post- Karangatian																																			
		Lower Dryass																																											Karangatian																											
		Bølling																																																			Pre- Karangatian																			
		Gothiglacial																																																											Abbreviations : M-S.ig. = Mologo-Sheksnian interglacial K.g. = Kalininian glacial											
		Pomeranian																																																																						
Frankfurtian																																																																								
Brandenburgian																																																																								
- 25,000																																																																								
Paudorf																																																																								
Arcy																																																																								
Gotweig																																																																								
- 40,000																																																																								
- ~ 65,000																																																																								
Eemian																																																																								
- ~125,000																																																																								

Marmara and came to the following conclusions:

(a) The maximum eustatic lowstand occurred before 12,000 yrs BP when the Black Sea, the Marmara and the Mediterranean were totally separated; (b) from 12,000 to 9,500 yrs BP, Black Sea fresh water spilled into Marmara and Aegean seas. The Black Sea received a maximum quantity of melt-water from the rivers and possibly from the Caspian Sea; (c) from 9,500 to 7,000 yrs BP minor amounts of salt water from the Mediterranean spilled into the Black Sea; the freshwater outflow from the Black Sea led to the formation of Sapropel 1 into the Eastern Mediterranean; (d) between 7,000 to 3,000 yrs BP: the two way flow from and into the Black Sea was established and the sapropel started to form in the Black Sea, where the bottom waters became anoxic and contaminated with H₂S; (e) from 3,000 yrs BP to the Present the two way flow from and into the Black Sea continued and the present day conditions were consolidated in the Black Sea.

There are a very large number of publications that have contributed to an understanding of the Black Sea geological and environmental evolution during the Quaternary. We selected a few of them in order to highlight the most important steps in the progress of our knowledge until the late 1990s when new and revolutionary hypotheses were presented.

Late Quaternary Environmental Changes in the Black Sea

The following overview of Late Pleistocene and Holocene environmental changes in the Black Sea is based on sources in the literature mainly already discussed above.

Riss-Würm interglacial – Karangatian phase

The Riss-Würm interglacial (Mikulinian) corresponds to the Karangatian phase in the Black Sea. The Karangatian phase lasted about 60 ky (from ~125 to ~65 ky BP). Eustatic rise in sea level allowed saline Mediterranean water to penetrate the Pontic basin through the Bosphorus and Dardanelles and consequently the Karangatian basin had marine conditions. Connections with the Caspian Sea through the Manych Depression existed as well. The Karangatian sea level exceeded that of the present day by 8 to 12 m (Fedorov 1978; Ostrovsky

et al. 1977; Chepalyga 1984). Marine terraces of this age have been found around the Black Sea basin at elevations of 4-8 m on the Taman Peninsula and 30-35 m along the Caucasus coast depending on the neotectonic uplift (Fedorov 1978; Ostrovsky *et al.* 1977). The salinity during the Karangatian phase ranged from 30 to 37‰ (Nevesskaya 1970) (**Figure 2**). Anoxic deep water with hydrogen sulphide and sapropel deposits formed during the Karangatian phase (Neprochnov 1980; Chepalyga 1984).

Lower Würm glacial - Post-Karangatian

The Karangatian highstand was succeeded by the Lower Würm glaciation (Early Valdai, Kalininian), which lowered sea level significantly to between -100 and -110 m (Ostrovsky *et al.* 1977; Chepalyga 1984). This post-Karangatian phase (Early Neoeuxinian according to Fedorov, 1978) interrupted the Mediterranean connection again and transformed the sea back to a brackish, semi-fresh condition, completely oxygenated, and with a salinity of 5-10‰. The characteristic fauna was once more of Caspian type.

Middle Würm interstade – Surozhian

In the Middle Würm (Middle Valdai, Mologo-Sheksnian interstade, Bryansk interstade), sea level rose to a level very close to that of the present day (between -10 and 0 m). This phase in the Black Sea is called Surozhian phase and it occurred between c. 40 and 25 ky BP (Popov 1975) and brought saline waters into the Pontic basin accompanied by marine endemic fauna with Mediterranean associations.

According to Ostrovsky *et al.* (1977) salinity was comparable to that of the present Black Sea as well as the previous Karangatian highstand during its maximum transgression. Neprochnov (1980) suggests that the deep waters of the Surozhian basin achieved a high hydrogen sulphide concentration, with sapropel and pyrite formation.

Deposits with Surozhian fauna outcrop in marine terraces along the Caucasian coast at +15 to +20 m. Elsewhere, they occur at lower elevations: the Kerch strait, Karkinit Bay and peninsula, offshore on the Gallitzin Rise, in the Shagan lagoon (Shnyukov and Trashchuk 1976; Trashchuk and Boltivets 1978), and in the Danube Delta (Panin *et al.* 1983).

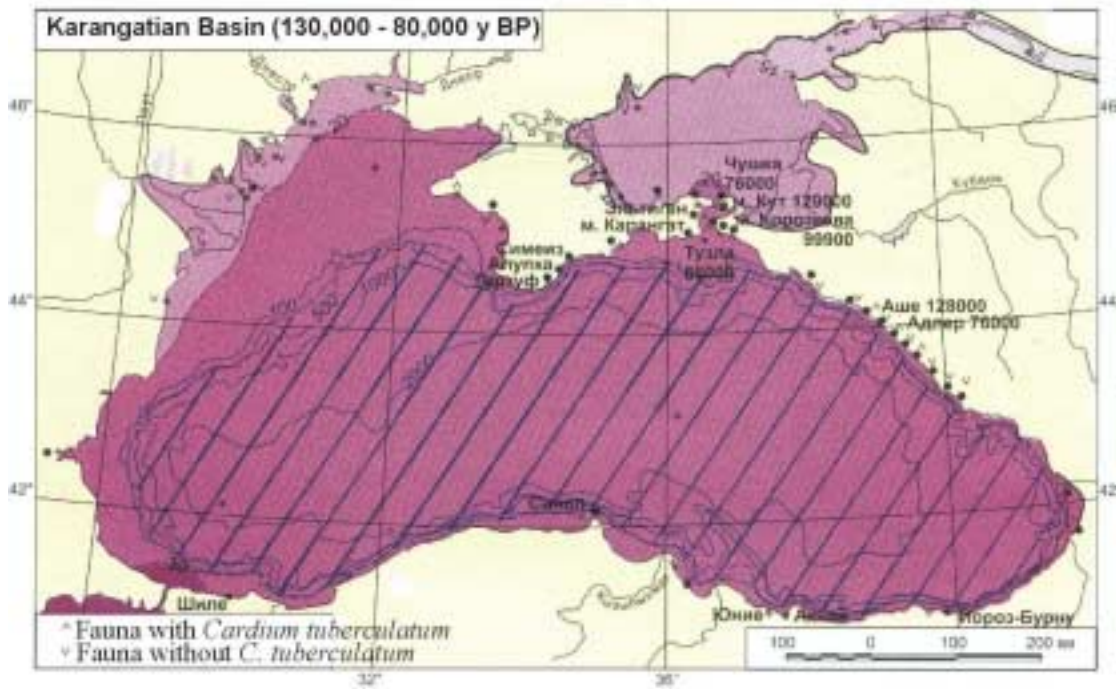


Figure 2: The extension of the Karangatian Basin (~ 125–65 ky BP). The water level was at ~ +8 - +12 m and the salinity between 20 and 30 ‰ (Velichko 2002).

On the southern Romanian coast, a Surozhian wave-cut cliff or bench was identified at 12-38 m depth. Locally, four different terraces appear within this depth interval at about -14, -22, -28, and -38 m. These erosional, wave-cut features are overlain by several prograding wedges that developed during the sea-level fall after the Surozhian highstand (Panin and Popescu 2005).

Upper Würm glacial – Neoeuxinian

The beginning of the subsequent regression at about 25 ky BP is represented by the Tarkhankut layers, which still contain marine fauna, and the Karkinit horizon, which reveals brackish fauna and few late marine remnants.

The Upper Würm glaciation (Late Valdai, Ostashkovian) corresponds to the Neoeuxinian phase of the Black Sea. This extreme lowstand witnessed a dramatic water-level drawdown to depths variously estimated by researchers: -110 to -130 m (Ostrovsky et al. 1977), -90 to -110 m (Chepalyga 1984), around -140 m (Ryan et al. 1997), and -100 to -110 m

(Demirbag et al. 1999; and Görür et al. 2001). The shoreline receded far from its present position, especially in the northwest, where much of the wide continental shelf was exposed. Tributary rivers, especially the Paleo-Danube and the Paleo-Dnieper, incised sharply into the newly exposed areas, cutting to a depth of 90 m on the outer shelf. During the last glacial maximum (~19 to ~16 ky BP), the Neoeuxinian basin was probably completely isolated from the Mediterranean Sea. Water became brackish, then fresh—3-7‰ salinity or less according to Neveeskaya (1965)—well-oxygenated, and free of H₂S (**Figure 3**). The faunal record contains species of brackish to freshwater type, and in the bathyal zone, the microflora consisted of cold-water diatoms dominated by a depleted freshwater complex of *Stephanodiscus astraea* (Zhuze and Mukhina 1980).

At about 16-15 ky BP, post-glacial warming and ice cap melting began. The supply of meltwater from the glaciers to the Pontic basin was direct and plentiful (via the Dnieper, Dniester, and Danube

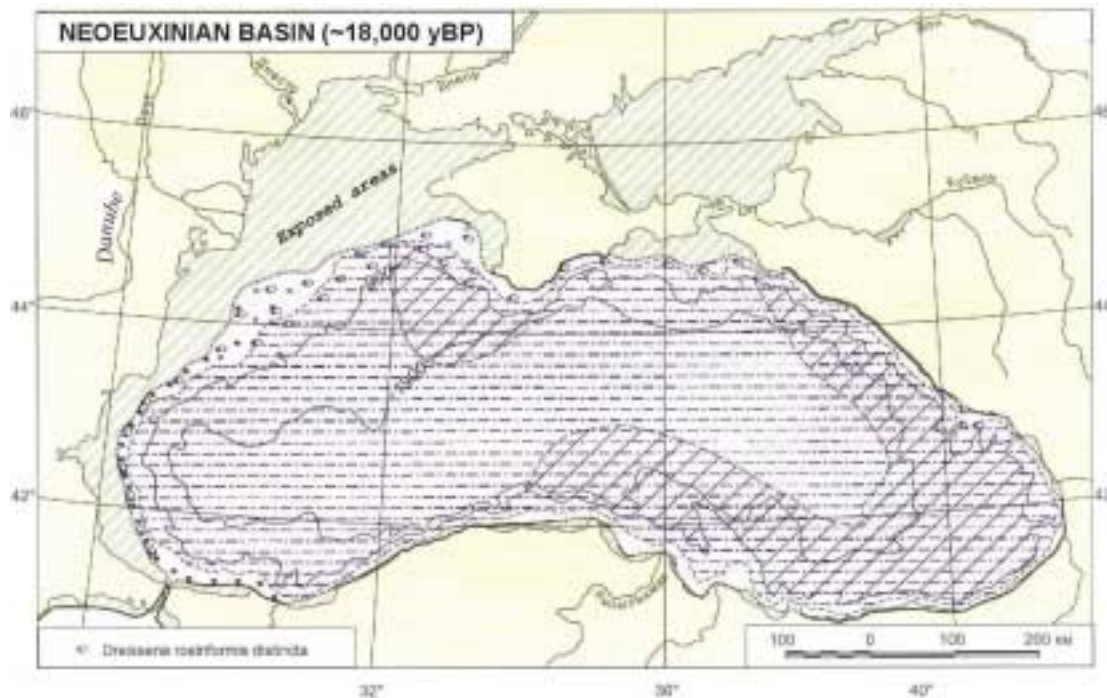


Figure 3: The extension of the Neoeuxinian Basin during the Last Glacial Maximum; the water level was at ~ -100 m and consequently the continental shelf was exposed (Velichko 2002).

Rivers), and as a consequence, the Neoeuxinian water level rose very quickly, reaching and surpassing the Bosphorus sill level by ~ 12 ky BP. It is now generally believed that, during this phase, there was substantial freshwater outflow from the Neoeuxinian lake into the Aegean Sea through the Bosphorus and Dardanelles Straits. This fresh water discharge has been estimated at about $190 \text{ km}^3/\text{year}$ (Kvasov 1975).

The Neoeuxinian lowstand is marked on the distal edge of the Romanian shelf by a wave-cut terrace that can be followed for about 100 km along the shelf edge at depths between 98 and 115 m (**Figures 3 and 4**). This terrace was cut into prograding deposits that are interpreted as a shelf-perched lowstand wedge formed during a forced regression (Posamentier et al. 1992; Berné et al. 1998).

Our preliminary results indicate that the Neoeuxinian shoreline formed a gulf landward of the Viteaz Canyon. Fluvial incisions on the continental

shelf suggest that a large amount of sediment was transported into this gulf, probably controlling the development of the Viteaz Canyon (Winguth *et al.* 2000; Popescu et al. 2001, 2004).

Holocene

When the Mediterranean and Black Seas reached the same level (close to the present-day situation) between 9 and 7.5 ky BP, a two-way water exchange was established, and the transformation of the Neoeuxinian lake back into an anoxic brackish sea began. The maximum rise in the Black Sea (3-5 m above current level) occurred 4-3.5 ky ago during the Sub-boreal (Fedorov 1978). At this time, the so-called “Old Black Sea” terrace was formed. A rapid lowering of the water level to -5 to -8 m followed, and this phase corresponds to Fedorov’s “Phanagorian regression,” coeval with the first Greek colonization of the Black Sea coast. A new, short-lived ingression of the sea to a stand of +1 to +3 m then occurred; this transgression has been called the “Nymphaean” by Fedorov (1978), the

“Istrian” by Bleahu (1963), and the “Dzhemetinian” by Neveeskaya (1965).

By about the 10th century AD, the level of the Black Sea experienced a decline of 1-2 m, then a slow rise, which continues today. Based on studies of the

Caucasian coastal zone, Ostrovsky et al. (1977) reconstructed a much more complicated pattern of water-level fluctuations for the Black Sea. In our opinion, however, data from other areas of the Black Sea are not consistent with their results.

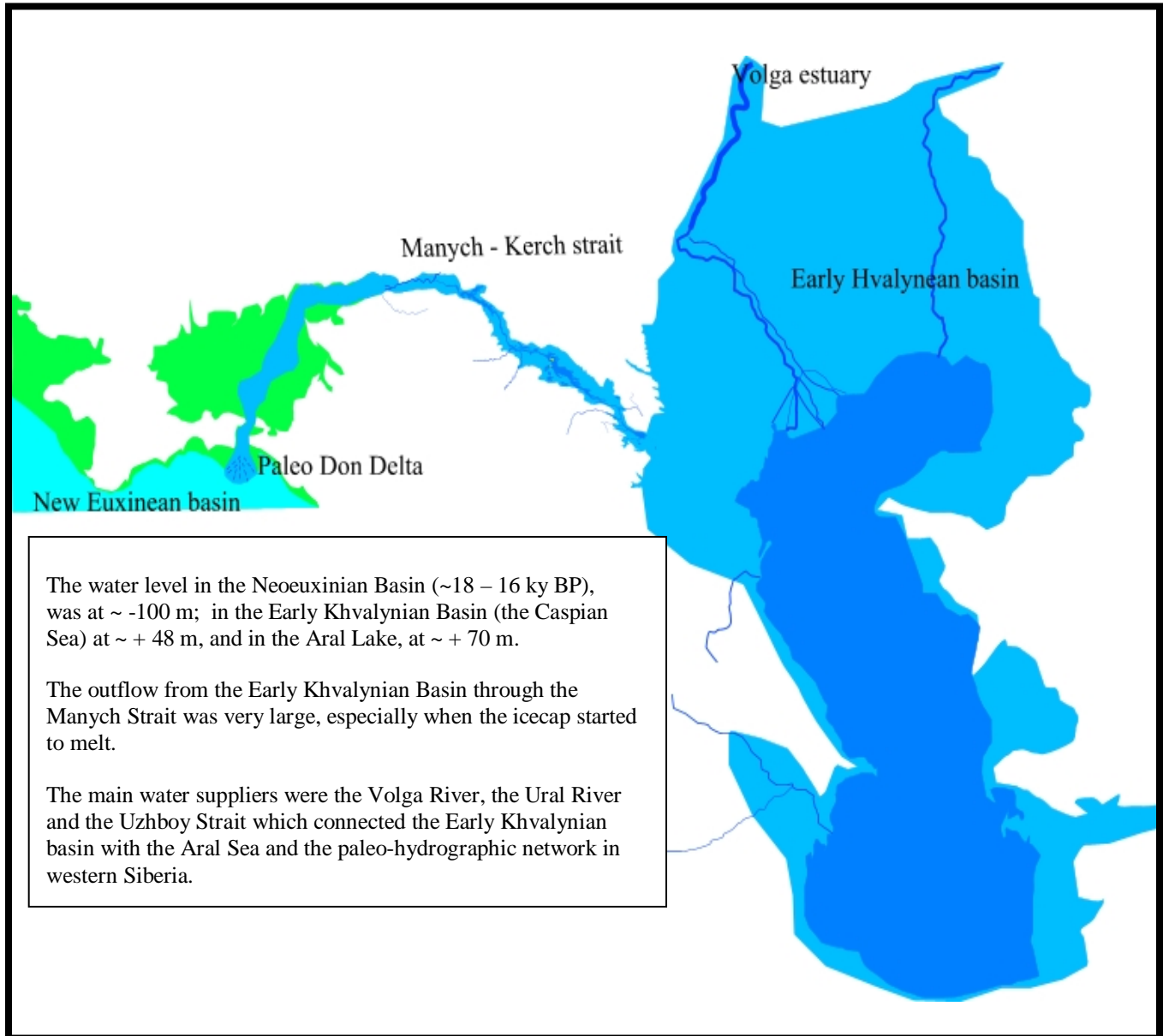


Figure 4: The extension of the Caspian Sea—the Early Khvalynian Basin (~18 – 16 ky BP)—and the location of the Manych –Kerch couloir allowing a large outflow from the Caspian towards the Black Sea, the Neoeuxinian Basin (after Chepalyga, 2003).

The third, present-day phase of scientific studies in the Black Sea

We can now consider the present-day phase of Black Sea studies since the revolutionary hypothesis of Ryan and Pittman was proposed in 1997. This new hypothesis sustained that a rapid and catastrophic marine flooding of the Black Sea by Mediterranean

water took place at about 7.5 ky BP (Ryan et al. 1997a, b). According to the authors, the level of the Black Sea was high enough during initial deglaciation for allowing fresh Pontic water to enter the Aegean Sea. By about 12 ky BP, retreat of the ice sheet led to a temporary redirecting of meltwater into the North Sea. Deprived of this incoming meltwater during the cool Younger Dryas beginning

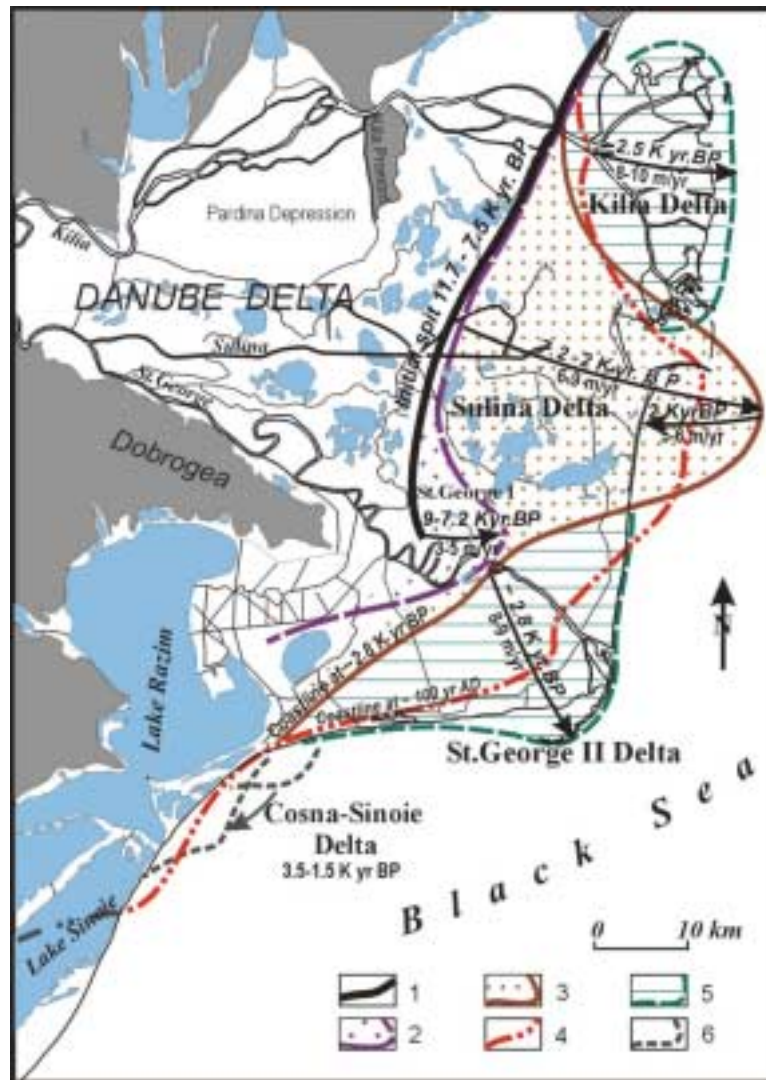


Figure 5: Evolution of the Danube Delta during the Holocene and corresponding coastline changes (after Panin 1997). (1) Initial formation of the Letea-Caraorman spit at 11.7-7.5 ky BP; (2) St. George I Delta, 9.0-7.2 ky BP; (3) Sulina Delta, 7.2-2.0 ky BP; (4) coastline at 100 AD; (5) St. George II and Kilia Deltas, ~2.8 ky BP to the present; and (6) Cosna-Sinoie Delta, 3.5-1.5 ky BP.

~11 ky BP, and under the influences of a drier and windier climate that lasted until 9 ky BP, the Black Sea experienced a new regression to -156 m. At the same time, Mediterranean sea level continued to rise in step with the global ocean. This progressive increase finally reached the height of the Bosphorus sill by 7.15 ky BP and broke through, generating a massive torrent of salt water into the Black Sea basin. In the opinion of Ryan and Pitman (1998:234), the input rate was 200 times greater than the falls at Niagara and produced a surge in the level of the Black Sea approaching 30 to 60 cm per day that filled up the basin in a few years.

Later (Ryan et al. 2003) the flooding moment was shifted to 8,400 y BP based on $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measurements.

The flood hypothesis has strong arguments, the most important of them being: (1) the presence of an unconformity between the lacustrine and marine

deposits (on the northern shelf); (2) ^{14}C dating of the fauna found above this unconformity gave a mean values of 7,150-7,500 yrs BP; (3) below the unconformity, ^{14}C data on shells of Caspian freshwater mollusks *Dreissena rostriformis* extend from 14,700 \pm 65 to 10,400 \pm 55 yrs BP.

A deeper Bosphorus sill (~ - 80-85 m), however, might have led to an earlier reconnection with the Mediterranean and a different scenario of Black and Mediterranean Seas water mixing (Major et al. 2002; Ryan et al. 2003). In this scenario the Black Sea water level changes in accordance with the level of the Sea of Marmara, and the Black Sea outflow would remain almost continuous. In the second scenario, with a shallower sill (<-35 m), the Black Sea water level change would depend of the regional water budget being decoupled from the world sea level. This hypothesis is still debated, however.

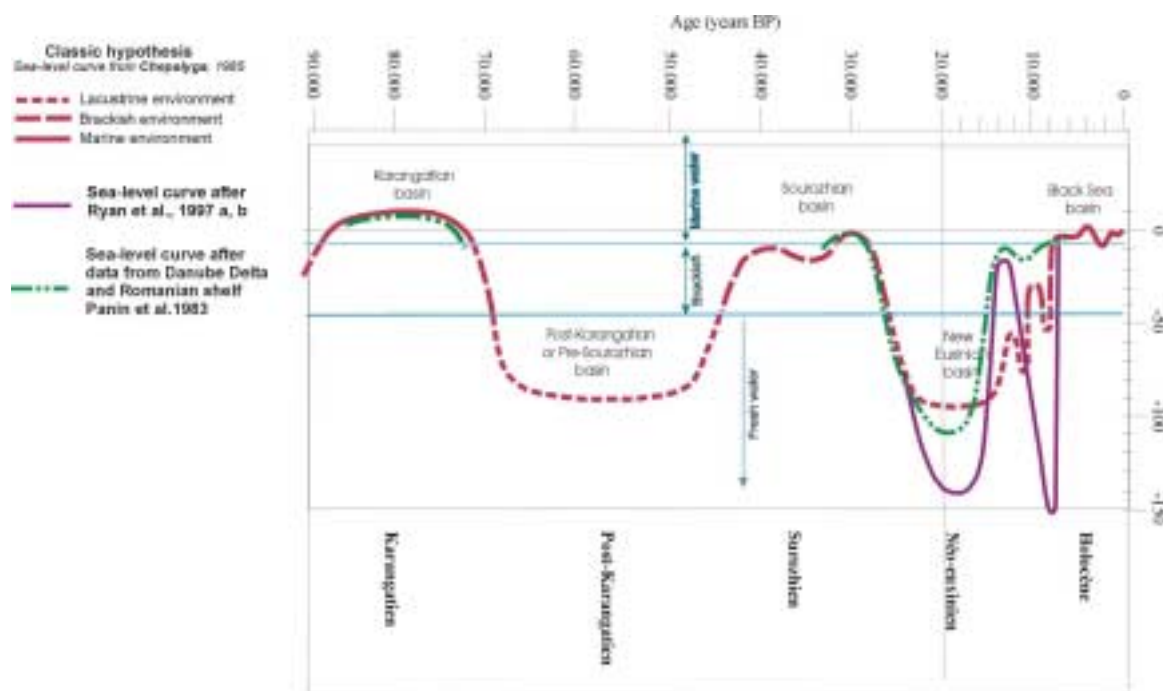


Figure 6: Black Sea level variation according to different authors.

Recent studies conducted on the southern coast of the Black Sea, in the Bosphorus Strait and in the Marmara Sea have led several scientists to propose that the Black Sea was flowing into the Marmara Sea between 9.5 and 7.2 ky BP.

According to Aksu et al. (1999, 2002a, b), there is evidence for a persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean, and for a progressive reconnection over the past 12,000 yrs. This outflow into the Marmara is shown by a westward oriented climbing delta on the middle shelf south of the Bosphorus exit, active only from ~10-9,000 yrs BP. At 10-11 ky BP low surface salinities have been recorded in the Marmara Sea and northern Aegean Sea and there is evidence of a sapropel layer forming in the Marmara by 7 ky BP.

The sedimentary evolution of the Danube Delta seems to give strong evidence that argues against both a -156 m lowstand in the Black Sea during the early Holocene and a subsequent catastrophic flooding of the Pontic basin. The main stages of deltaic growth during the Holocene have been identified and dated by corroborating studies in geomorphology, geochemistry, mineralogy, structural and textural analysis, faunal analysis, and ¹⁴C dating (Panin et al. 1983; Panin 1983, 1989, 1997, 1999). The phases are identified geographically in **Figure 5**. If the ¹⁴C dating is correct, this model suggests a highstand (very close to present day level) by 11.7 ky BP, when the deltaic coastline was represented by the "Letea-Caraorman spit," now located about 25-30 km west of the present shore. From this point onward, no catastrophic event, including a sea-level drop to -156 m, can be recognized within the delta's sedimentary record. The subsequent phases of deltaic growth are fully continuous, and no gaps have been found between the successive stages of lobe progradation (**Figure 6**). New data collected during recent German-Romanian and French-Romanian BLASON projects as well as within the European project ASSEMBLAGE seem to support, at least in part, a reconnection of the two seas after 9 ky BP.

The present review reveals that more extensive studies are needed to fill the remaining gaps in our knowledge before the uncertainties about Late Pleistocene and Holocene sea-level changes and

related coastline migration in the Black Sea can be eliminated and the ideas contained within the existing hypotheses can be decisively evaluated.

References

- Andrusov, N.I. 1890. "Preliminary report concerning the participation in the 1980 Black Sea deep water expedition." *Comm. Russian Geographical Soc.* 26, 2-5: 398-409 (in Russian).
- Andrusov, N.I. 1892. "Some results of the expedition of 'Tchernomor'et'z': About the genesis of the hydrogen sulphide in the Black Sea waters." *Comm. Russian Geographical Soc.* 28, 5: 89-94 (in Russian).
- _____. 1926. "Paleogeographical maps of the Black Sea region in the Upper Pliocene, Pontic, Tchaudian and in the Euxinian Lake epoch." *Bull. MOIP, Sect. Geology* 4, 3-4: 35-46 (in Russian).
- Antipa, Gr. 1915. "Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas." *Anuarul Institutului Geologic al României* VII, 1: 88. Bucuresti.
- _____. 1941. *Marea Neagră. Vol. 1: Oceanografia, bionomia si biologia generală a Mării Negre (La Mer Noire. Vol.1: Océanographie, bionomie et biologie générale de la Mer Noire)*. Publicatia Fondului Vasile Adamachi, T.X, LV: 313. Acad. Română, Bucuresti.
- Arkhangelskiy, A. D. 1927. "On the Black sea sediments and their importance in the knowledge of sedimentary deposits." *Bull MOIP, Sect. Geology* 5, 3-4: 199-264 (in Russian).
- _____. 1928. "The Black Sea map and cross-sections in the sediments of the sea." *Bull MOIP, Sect. Geology* 6, 1: 77-108 (in Russian).
- Arkhangelskiy, A.D., and N. M. Strakhov. 1932. "The geological structure of the Black Sea." *Bull MOIP, Sect. Geology* 10, 1: 3-104 (in Russian).
- _____. 1938. *The geological structure of the Black Sea and its evolution*. Moscow-Leningrad: Ed. Acad. Sc. USSR (in Russian).
- Artyushkov, E.V. 1992. "Role of crustal stretching on subsidence of continental crust." *Tectonophysics*, 215, 187-207.
- Balkas, T., G. Dechev, R. Mihnea, O. Serbanescu, and U. Unliuta. 1990. "State of marine environment in the Black Sea region." *UNEP Regional Seas Report and Studies* 124, UNEP.
- Barkovskaya, M.G. 1961. "Regularities in the distribution of bottom sediments on the shelf of the Soviet shores of the Black Sea." *Trudy Inst. Oceanology Acad. Sc. USSR* 53, 123-148 (in Russian).

- Berné, S., G. Lericolais, T. Marsset, J.-F. Bourillet, and M. De Batist. 1998. "Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France." *Journal of Sedimentary Research* 68: 4, 540-555.
- Bleahu, M. 1963. "Observatii asupra evolutiei zonei Histria în ultimile trei milenii." *Probleme Geogr.* IX: 45-56. Bucuresti (in Romanian).
- Bondar, C., I. State, D. Cernea, and E. Harabagiu. 1991. "Water flow and sediment transport o the Danube at its outlet into the Black Sea." *Meteorology and Hydrology* 21: 21-25. Bucharest.
- Brătescu, C. 1922. Delta Dunării (geneza si evolutia ei morfologică). *Bul. Soc. Rom. Geogr.* 41 (in Romanian).
- _____. 1942. "Oscilatiile de nivel ale apelor si bazinului Mării Negre în Cuaternar." *Bul. Soc. Rom. Geogr.* 61: 1-112 (in Romanian).
- Chepalyga, A. L. 1984. "Inland Sea Basins." In: *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, A. A. Velichko, ed., 229-247. Minneapolis: University of Minnesota Press.
- _____. 2003. "Late glacial Great Flood in the Black Sea and Caspian Sea." GSA Annual Meeting and Exposition, November 2-5, 2003, Seattle, USA, p. 460.
- _____. 2006. "Late Glacial great flood in the Ponto-Caspian basin." In *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*. Edited by V. Yanko-Hombach, A. S. Gilbert, N. Panin, and P. M. Dolukhanov. Springer, in press.
- Ciocârdel, R. 1937. "Influence des vents sur l'évolution du Delta du Danube." *C. R. Acad. Sc. Roum.* 1, 5-6 : 422-425.
- _____. 1937. "La circulation générale des eaux de la Mer Noire." *Bull. Soc. Rom. Geogr.* 56 : 216-229.
- Demirbag, E., E. Gökasan, F. Y. Oktay, M. Simsek, and H. Yuce. 1999. "The last sea level changes in the Black Sea: evidence from the seismic data." *Marine Geology* 157: 249-265.
- Deuser, W. G. 1972. "Late Pleistocene and Holocene history of the Black Sea as indicated by stable-isotope studies." *Jour. Geophys. Res.* 77: 6, 1071-1077.
- Dinu, C., H. K. Wong, D. Tambrea, and L. Matenco. 2005. "Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf." In *Tectonophysics* Amsterdam: The Netherlands.
- Emelianov, E. M., and K. M. Shimkus. 1962. "To the problem of variability of deep-water sediments in the Black Sea." *Okeanologiya Acad. Sc. USSR* 2, 6, 1041-1049 (in Russian).
- Fedorov, P. V. 1978. "The Pleistocene of the Ponto-Caspian Region." *Trudy Geol. Inst. Acad. Sc. USSR* 168. Moscow: Nauka, Moscow (in Russian).
- Finetti, I., G. Bricchi, A. Del Ben, M. Papin, and Z. Xuan. 1988. "Geophysical study of the Black Sea area." *Bull. Geofis. Teor. Appl.* 30: 117-118, 197-234.
- Goncharov V. P. 1958. "New data on the Black Sea bottom relief." *Dokl. Acad. Sc USSR* 121: 5, 830-833 (in Russian).
- Görür, N., 1988. "Timing of opening of the Black Sea basin." *Tectonophysics* 147: 242- 262.
- Görür N., M. N. C., O. Emre, B. Alpar, M. Sakinç, Y. Islamoglu, Algan, O. Erkal, M. Keçer, R. Akkok, and G. Karlik. 2001. "Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth?" *Marine Geology* 176: 65-73.
- Ivanov, S. N. 1927. "Surface currents in the Black Sea." *Morski sgovor.* 4: 4, 8-10 (in Bulgarian).
- _____. 1927. "Underwater currents in the Black Sea" *Morski sgovor.* 4: 5, 7-10 (in Bulgarian).
- Kvasov, D. D. 1975. *The Late Quaternary History of the Large Lakes and Inland Seas of the Eastern Europe*, 278. Moscow: Nauka (in Russian).
- Lepsi, I. 1942. "Materiale pentru studiul Deltei Dunării. Partea I-a." *Buletinul Muzeului Regional Bassarabia* 10: 94-325. Chisinău (in Romanian).
- Letouzey, J., B. Biju-Duval, A. Dorkel, R. Gonnard, K. Krischev, L. Montadert, and O. Sungurlu. 1977. "The Black Sea: a marginal basin: geophysical and geological data." In *Structural History of the Mediterranean Basins*. B. Biju-Duval, and L. Montadert, eds., 363- 376. Paris: L. Editions Technip.
- Major, C., W. Ryan, G. Lericolais, and I. Hajdas. 2002. "Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition." *Marine Geology* 190, 1-2: 19-34.
- Malovitskiy Ya. P., and Yu. P. Neprochnov. 1966. "Comparison of the seismic and gravimetric data on the crustal structure of the Black sea basin." In *Structure of the Black Sea Basin*. V.A. Magnitskiy, et al., eds., 5-16. Moscow: Nauka.
- Malovitskiy Ya. P., Yu. P., Neprochnov, I. A. Garkalenko, E. A. Starskinov, K.G. Milashina, Ya. Momornaiam, L.N. Ryunov, B.V. Klolopov, and V. V. Sedov. 1969. "Structure of the Earth's crust in the western part of the Black Sea." *Dokl. Acad. Sc. USSR* 186: 4, 905-907 (in Russian).
- Malovitskiy Ya. P., and Yu. P. Neprochnov, eds. 1972. *Structure of the western part of the Black Sea depression*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Manheim, F. T., and K. M. Chan. 1974. "Interstitial waters of the Black Sea Sediments." In *The Black Sea: Geology, Chemistry, and Biology*. E.T Degens, and D.A. Ross, eds. AAPG Memoir 20: 155-182.
- Moskalenko V. N., and Ya. P. Malovitskiy. 1974. "Results of deep seismic investigations on a trans-meridional cross-section through the Sea of Azov

- and the Black Sea." *Izv. Acad. Sc. USSR* 9: 23-31 (in Russian).
- Muratov, M.V. 1951. "History of the Black Sea basin in relation to the development of surrounding areas." *Bull. MOIP, Section Geology*, NS 26: 1, 7-34 (in Russian).
- Muratov, M.V., and Yu. P. Neprochnov, 1967. "Structure of the Black Sea depression and its origin." *Bull. MOIP, Section Geol.* 42: 5, 40-49 (in Russian).
- Neprochnov, Yu. P. 1958. "The results of seismic investigation in the Black sea in the neighborhood of Anapa." *Dokl. Acad. Sc. USSR* 121: 6, 1001-1004 (in Russian).
- _____. 1960. "The deep structure of Earth crust bellow the Black Sea based on seismic data." *Bull. MOIP., Section Geol.* 35: 4, 30-36 (in Russian).
- _____. 1980. *Geological history of the Black Sea reconstructed from deep-sea drilling data*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Neveeskaya, L. A. 1965. *Late Quaternary Molluscs of the Black Sea, their Systematics and Ecology*. Trudy Inst. Paleontology, Acad. Sc., T. 105. Moscow: Nauka (in Russian).
- _____. 1970. "On the classification of enclosed and semi-enclosed basins based on their fauna characteristics." In *Modern Problems of the Paleontology*, D. B. Obruchev and V. N. Shimanskiy., eds., 258-278. Moscow: Nauka (in Russian).
- Neveeskii, E. N. 1961. "Postglacial transgressions of the Black Sea." *Dokl. Acad. Sc. USSR* 137: 3, 667-670 (in Russian).
- _____. 1967. *Processes of sediment formation in the near-shore zone of the sea*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Nikishin, A. M., P.A. Ziegler, D.I. Panov, B.P. Nazarevich, M. F. Brunet, R.A. Stephenson, S.N. Bolotov, M.V. Korotaev, and P.L. Tikhomirov. 2001. "Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain." In *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. H. K. Ziegler, W. Cavazza, A. F. Robertson, and S. Crasquin, eds. Peri-Tethys Memoir 6: 295-346. Paris: Mem. Mus. Natl. Hist.
- Ostrovskiy, A. B., Ya. A. Izmailov, and A. P. Shcheglov. 1977. "New data on stratigraphy and geochronology of Pleistocene marine terraces of the Caucasian Black Sea coast and of the Kerch-Taman region." In *Paleogeography and the Deposits of Southern Seas of the USSR*, 61-68. Moscow: Nauka.(in Russian).
- Özsoy, E., M. A. Latif, S. Tuğrul, and Ü. Ünlüata. 1995. "Exchanges with the Mediterranean, fluxes and boundary mixing processes in the Black Sea." In *Mediterranean Tributary Seas* F. Briand, ed. Bulletin de l'Institut Océanographique Monaco, Special No. 15, CIESM Science Series 1: 1-25.
- Panin N. 1983. "Black Sea coastline changes in the last 10,000 years. A new attempt at identifying the Danube mouth as described by the ancients." *Dacia*, N.S., XXVII: 1-2, 175-184. Bucuresti.
- _____. 1989. "Danube Delta Genesis, evolution, sedimentology." *Rev. Roumaine Géol. Géophys. Géogr., Serie Géographie* 33, 25-36. Bucuresti.
- _____. 1996. Danube Delta. "Genesis, evolution geological setting and sedimentology." *Geo-Eco-Marina* 1: 7-23, Bucharest.
- _____. 1999. *Danube Delta, Geology, Sedimentology, Evolution*. Paris : Association des Sédimentologues Français, Maison de la Géologie.
- Panin, N., S. Panin, N. Herz, and J. E. Noakes. 1983. "Radiocarbon dating of Danube Delta deposits." *Quaternary Research* 19: 249-255. Washington.
- Popescu, I., G. Lericolais, N. Panin, H. K. Wong, and L. Droz. 2001. "Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea." *Marine Geology* 179: 25-37.
- Popov, G. I. 1975. *The Pleistocene of the Black Sea. Caspian straits*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Posamentier, H. W., G. P. Allen, D. P. James, and M. Tesson. 1992. "Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance." *AAPG Bull.* 76: 1687-1709.
- Robinson, A.G., J. H. Rudat, C. J. Banks, and R.L.F. Wiles. 1996. "Petroleum geology of the Black Sea. Mar." *Pet. Geol.* 13: 195-223.
- Ross, D. A., and E.T. Degens. 1974. "Recent sediments of the Black Sea." In *The Black Sea: Geology, Chemistry, and Biology*, E. T. Degens, and D. A. Ross, eds. AAPG Memoir 20: 183-199.
- Ryan, W. B. F., W.C. Pitman, C.O. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G. A. Jones, P. Dimitrov, N. Gorur, M. Sakiñ, and H. Yuce. 1997. "An abrupt drowning of the Black Sea shelf." *Marine Geology* 138: 119-126.
- Ryan, W. B. F., W. C. Pitman, C. O. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G. A. Jones, P. Dimitrov, N. Gorur, M. Sakiñ, and H. I. Seyir. 1997. "An abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7,5 kyr BP." *Geo-Eco-Marina* 2: 115-126.
- Ryan, W. B. F., C.O. Major, G. Lericolais, and S. L. Goldstein. 2003. "Catastrophic flooding of the Black Sea." *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 525-554.
- Shcherbakov, F.A., P. N. Kuprin, L. I. Potapova, A. S. Polyakov, E. K. Zabelina, and V. M. Sorokin 1978. *Sedimentation on the continental shelf of the Black Sea*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Shcherbakov, F.A., E. V. Koreneva, and E. K. Zabelina. 1979. "Late Quaternary Stratigraphy of the Black Sea." In *Late Quaternary History and sedimentogenesis of Marginal and Inland seas*. Moscow: Nauka (in Russian).

- Shokalskyi, Yu. M. 1928. "General description of the Black Sea relief on the base of research carried out by oceanographic expeditions in 1924-1927." *Proceed. 2-nd Congress of Hydrology of USSR*, 337-340. Leningrad (in Russian).
- Shnyukov, E. F., and N. N. Trashchuk. 1976. "Karangatian deposits on the southeastern slope of the Kerch Peninsula." *Dokl. Acad. Sc. Ukrainian SSR*, Ser. B, 12: 1077-1080 (in Russian).
- Stanley D. J., and Ch. Blanpied. 1980. "Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and Black Sea." *Nature* 285: 537-541.
- _____. 1981. "The Sea of Marmara, late Quaternary lithofacies and palaeoceanographic exchange between eastern Mediterranean and the Black Sea." *Marine geology and geophysics. Rapp. 27th Congress of CIESM* 27: 8, 57.
- Strakhov, N. M. 1954. "Sedimentogenesis in the Black Sea." In *Genesis of sediments in modern basins*, 81-136. Moscow: Academy of Sc. USSR (in Russian).
- _____. 1963. "Some characteristics of diagenesis of the Black Sea deposits." *Lithology and mineral resources* 1: 3-21 (in Russian).
- Trashchuk, N. N., and V. A. Bolivets. 1978. "New area of occurrence of Karangatian deposits on the northwestern Black Sea coasts." *Dokl. Acad. Sc. Ukrainian SSR*, Ser. B, 8: 699-702 (in Russian).
- Yaranov, D. 1939. "Correlation of the Quaternary of the Balcan peninsula, the Black Sea, of the Mediterranean Sea and of the Atlantic coasts of the Euro-African bloc." *God. SU*. 35: 187-204.
- Zonenshain, L. P., and X. Le Pichon. 1986. "Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins." *Tectonophysics* 123: 181-212.
- Zhuze, A. P., and V. V. Mukhina. 1980. "Stratigraphy of the Upper Cenozoic sediments." In *The Geologic History of the Black Sea based on Results of Deep-ocean Drilling*, 62-64. Moscow: Nauka (in Russian).
- Wong, H. K., N. Panin, C. Dinu, P. Georgescu, and C. Rahn. 1994. "Morphology and post-Chaudian (Late Pleistocene) evolution of the submarine Danube fan complex." *Terra Nova* 6, 5: 502-511.
- Winguth, C., H. K. Wong, N. Panin, C. Dinu, P. Georgescu, G. Ungureanu, V. V. Krugliakov, and V., Podshuveit. 2000. "Upper Quaternary sea level history and sedimentation in the northwestern Black Sea." *Marine Geology* 167, 1-2: 127-146.

Nicolae Panin is a specialist in Marine Geology and Sedimentology who earned his Ph.D. at the University of Paris VI in 1974. His research on the Danube Delta and the Black Sea focuses on coastline changes during Upper Pleistocene and Holocene. Prof. Panin is Director General and Corresponding Member of the Romanian Academy, and is President of the Romanian Committee of IAPSO (International Association of Physical Sciences of the Oceans). Honors for his work include "Officier of Palmes Académiques"; Cavalier of Romanian Order "Honest Service"; and the "Grigore Cobalcescu" prize of the Romanian Academy. He is a board member of the Romanian Society of Geologists, and is an active member of the National IGBP Committee in Romania; the National focal point for LOICZ Core Project; the National Committee of Geophysics and Geodesy; the Romanian Ecological Society, and the National Committee for the Coastal Zone. He is the author of more than eighty-five publications and one hundred fifty geological studies and reports.

Claudia Strehie is a geologist at the National Institute of Marine Geology and Geo-ecology *GEOECOMAR* in Bucharest, Romania, and is a Ph.D. student at Université de Paris-Sud XI, Orsay, France. Her Ph.D. thesis focuses on the north-western Black Sea and deals with organic matter in sediments, magnetic mineralogy and environmental changes during the last 30 k yr. She is the author of six scientific papers.