



HAL
open science

Masses d'eau des Mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme

F. Lacan

► **To cite this version:**

F. Lacan. Masses d'eau des Mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2002. Français. NNT : . tel-00118162

HAL Id: tel-00118162

<https://theses.hal.science/tel-00118162>

Submitted on 4 Dec 2006

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.

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

Ecole doctorale des Sciences de l'Univers
de l'Environnement et de l'Espace

THÈSE

Présentée par

François LACAN

En vue de l'obtention du grade de
Docteur de l'Université Toulouse III

Discipline: Géochimie marine et hydrologie

**MASSES D'EAU DES MERS NORDIQUES ET DE
L'ATLANTIQUE SUBARCTIQUE TRACÉES
PAR LES ISOTOPES DU NÉODYME**

Soutenue le 11 Décembre 2002, devant le jury composé de :

Robert Delmas	Président	Professeur à l'Université Toulouse III
Bruno Hamelin	Rapporteur	Professeur à l'Université Aix-Marseille III
Michel Arhan	Rapporteur	Chercheur à l'IFREMER
Jean-Claude Gascard	Examineur	Directeur de recherche CNRS, LODYC
Roger François	Examineur	Associate Scientist, WHOI (USA)
Catherine Jeandel	Directrice de Thèse	Directrice de recherche CNRS, LEGOS

Travaux réalisés au
Laboratoire d' Études en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse.

Remerciements

A l'heure où j'écris ces lignes, cela fait presque quatre ans que je suis arrivé au LEGOS. Bien que durant cette période ma charge de travail ait été très importante, je me suis levé tous les matins heureux de venir travailler. Je dois cela à un grand nombre de personnes.

Je remercie tout d'abord ma directrice, Catherine Jeandel, pour sa générosité, sa confiance, sa compétence, son dévouement, sa patience et sa sympathie. Elle m'a formé à la recherche en me donnant plus que ce que je pouvais espérer et cela dans un contexte particulièrement difficile.

Je remercie Christian Le Provost, directeur du LEGOS, de m'avoir accueilli dans ce laboratoire, et à travers sa fonction, tous les organismes qui ont rendu ce projet possible : le Ministère de la Jeunesse, de l'Éducation Nationale et de la Recherche, le CNRS, le CNES, l'IRD, l'Université Toulouse III et l'IFRTP.

Un grand merci à l'équipe de géochimie marine. Je remercie en particulier Marc Souhaut, le technicien, pour sa conscience professionnelle et son dévouement exemplaires, mais aussi Matthieu Roy-Barman, Laurent Coppola, Frédéric Candaudap, Bénédicte Minster, Catherine Pradoux, Kazuyo Tachikawa, Delphine Yeghicheyan, Roseana Arraes, Erika Sternberg, Pierre Mazzega et Véronique Athias. Je remercie aussi le personnel du LMTG, tout d'abord Pierre Brunet, technicien en charge du TIMS, pour sa compétence et sa gentillesse, mais aussi Mireille Polvé, Rémi Freyrier et Michel Valladon.

Toutes ces personnes m'ont aidé de près ou de loin à réaliser mon travail, je les remercie de leur aide et de m'avoir supporté.

Je remercie les membres de mon jury, Robert Delmas, Bruno Hamelin, Michel Arhan, Jean-Claude Gascard et Roger François, ainsi que Gilles Reverdin. Leurs commentaires m'ont permis d'améliorer ce travail et de prendre du recul.

Je remercie l'ensemble du personnel du LEGOS et plus particulièrement Gaëtan Vinay, Sophie Cravatte, Cécile Cabanes, Laurent Testut, Martine Ména, Nadine Lacroux, Danièle Thouron, Andres Vega, Raphaël Garcia, Pascal Faucher, Fabien Durand, Sylvain Mangiarotti, Rodrigo Abarca Del Rio, Nadia Ayoub, Frédérique Remy, Philippe Techné, Lionel Gourdeau, Vincent Toumazou et tout ceux que j'oublie... Merci aussi aux joueurs de Pala.

Je remercie ma famille et mes amis parisiens qui ont supporté mon absence.

Je remercie Paula Saavedra et Pauli, pour le bonheur qu'elles m'ont apporté.

Table des matières

Liste des figures	3
Liste des tableaux	6
1 Introduction	9
1.1 L'océan Atl. nord et le climat terrestre	11
1.2 Le néodyme et l'océan	14
1.2.1 ε_{Nd} : traceur des trajectoires et des mélanges de masses d'eau	14
1.2.2 ε_{Nd} : traceur des échanges de matière aux marges océa- niques	17
1.2.3 ε_{Nd} : traceur des paléo-circulations et paléo-érosions . .	18
1.3 Le néodyme et l'Eau Profonde Nord Atlantique	19
2 Hydrologie et contexte géologique	21
2.1 Préambule	23
2.2 Le nord de l'océan Atlantique nord	25
2.3 Les mers Nordiques	30
2.3.1 Principales structures hydrodynamiques	30
2.3.2 Masses d'eau de surface et de subsurface	30
2.3.3 Masses d'eau intermédiaires	35
2.3.4 Masses d'eau profondes	37
2.3.5 Le débordement du détroit du Danemark	38
2.3.6 Le débordement de l'intervalle Islande-Ecosse	39
2.4 La région subpolaire nord atlantique	40
2.4.1 Principales structures hydrodynamiques	40
2.4.2 Masses d'eau de surface et de subsurface	43
2.4.3 Masses d'eau intermédiaires	43
2.4.4 Masses d'eau profondes	45
2.4.5 Formation de la NADW	48
2.5 Contexte géologique	50

3	La mesure	55
3.1	Echantillonnage	57
3.2	Conditions de propreté	59
3.3	Concentrations en terres rares	62
3.3.1	Filtration	62
3.3.2	Séparation chimique	62
3.3.3	Mesure au spectromètre de masse quadripolaire à torche à plasma (ICP-MS)	65
3.3.4	Validation	69
3.3.5	Améliorations apportées à la mesure durant ce travail .	75
3.4	Composition isotopique de néodyme	76
3.4.1	Préconcentration sur cartouches	76
3.4.2	Colonnes cationiques	79
3.4.3	Colonnes HDEHP	80
3.4.4	Mesure au Spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS)	81
3.4.5	Validation	82
3.4.6	Améliorations apportées à la mesure durant ce travail .	86
3.5	Démarche qualité	87
4	Sélection de résultats illustratifs	89
4.1	Comparaison aux données historiques	91
4.2	Eau Subarctique Intermédiaire	101
4.3	Eaux profondes des mers Nordiques	107
4.3.1	East Greenland Current	107
4.3.2	Mer de Norvège	110
4.4	Fjord Nansen	117
4.4.1	Résultats	117
4.4.2	Discussion	117
4.5	Apports d'eaux douces des côtes du Labrador	126
5	Eau Profonde Nord Atlantique	129
5.1	Introduction	131
5.2	Eaux atlantiques de surface	134
5.2.1	Eaux atlantiques de surface, en amont de la ride Groenland-Ecosse	134
5.2.2	Eaux de surface, dans le Courant Atlantique Norvégien	139
5.3	Eaux intermédiaires	142
5.4	Eaux de débordement	144
5.4.1	DSOW	144
5.4.2	ISOW	146

5.5	North West Atlantic Bottom Water	149
5.6	North East Atlantic Deep Water	155
5.7	Labrador Sea Water	165
5.8	Résumé et conclusion	170
6	Le néodyme : quel traceur ?	173
6.1	Acquisition de la signature des masses d'eau	175
6.1.1	Remobilisation de sédiments d'origine basaltique	176
6.1.2	Remobilisation de sédiments d'origine granitique	178
6.1.3	Processus impliqués dans les interactions sédiment / océan	179
6.1.4	Résumé	180
6.2	Conservativité de ε_{Nd}	181
6.3	Spécificité du traceur ε_{Nd}	186
6.3.1	Pourquoi ε_{Nd} ?	186
6.3.2	Complémentarités	187
6.4	Application à la paléocéanographie	190
6.4.1	Composition actuelle de la NADW	190
6.4.2	Variations éventuelles de la signature de la NADW	193
	Conclusion	199
	Perspectives	203
	Annexes	207
	A Programme de traitement des données ICP-MS	209
	B Spectres de REE	213
	C Résultats	217
	C.1 Compositions isotopiques de néodyme	219
	C.2 Concentrations de Terres Rares	229
	D Lacan and Jeandel 2001	239
	E Lacan and Jeandel 2003	257
	F "Nouveau chapitre de thèse"	271
	Bibliographie	283

Table des figures

1.1	La circulation thermohaline	12
1.2	Profils d' ε_{Nd} à 6 stations du nord au sud de l'océan Atlantique	15
1.3	Évolution de la C.I. de Nd d'un réservoir géochimique	16
2.1	Structures topographiques et principaux bassins de la zone d'étude	26
2.2	Circulation générale du nord de l'océan Atlantique nord	27
2.3	Circulation générale des mers Nordiques	31
2.4	Circulation de surface des mers Nordiques	32
2.5	Diagramme Θ/S des eaux de surface et subsurface des mers Nordiques	34
2.6	Diagramme Θ/S des eaux intermédiaires et profondes des mers Nordiques	36
2.7	Circulation de surface de la région subpolaire nord atlantique	41
2.8	Circulation profonde de la région subpolaire nord atlantique	42
2.9	Diagramme Θ/S des eaux de surface et subsurface de l'Atlantique Subarctique	44
2.10	Diagramme Θ/S des eaux intermédiaires et profondes de l'Atlantique Subarctique	46
2.11	Carte géologique la zone d'étude	51
2.12	Formations basaltiques de la zone d'étude	52
3.1	Sites d'échantillonnage de la campagne Signature/Gins	58
3.2	Protocole de mesure des concentrations en REE	63
3.3	Variation de sensibilité de l'ICP-MS	74
3.4	Protocole de mesure de la C.I. de Nd	77
3.5	Séparation chimique du Nd	78
3.6	Calibration "Rennes" / "La Jolla"	84
3.7	Rapport $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$ du standard "Rennes"	85
4.1	Carte des données historiques	92
4.2	Indice NAO hivernal de 1864 à 2002	93
4.3	Variations des températures de 1860 à 2000	94
4.4	Diagramme $\Theta - S$, mer du Groenland, 1982-1993.	95

4.5	Diagrammes Θ -S des stations 6 et 12	102
4.6	Ensemble des C.I. de Nd de la campagne Signature/GINS	103
4.7	Spectres de REE des échantillons de SAIW	105
4.8	Cartes des C.I. de Nd des échantillons profonds des mers nordiques	108
4.9	Circulation profonde des mers Nordiques d'après Smethie et al. (1988)	113
4.10	Profils d' ε_{Nd} , Θ et S dans le détroit du Danemark	118
4.11	Trajectoires de l'AtW dans le détroit du Danemark	121
4.12	Mélange Eau Atlantique, Fjord Nansen	123
4.13	Anomalies de hauteur de la mer TP-ERS	124
4.14	Apports d'eau douce, mer du Labrador	127
4.15	Diagramme ε_{Nd} - S des eaux de surface des côtes du Labrador	128
5.1	Diagramme Θ - S des eaux de l'Atlantique nord, d'après Broecker et Peng (1982)	133
5.2	Cartes des échantillons de surface, océan Atlantique nord	135
5.3	Diagramme ε_{Nd} - S des échantillons de surface de l'océan Atlantique nord	137
5.4	Eaux atlantiques du NwAC	140
5.5	Profils d' ε_{Nd} , S et $[O_2]$ dans le détroit du Danemark	145
5.6	Profils d' ε_{Nd} , S et $[O_2]$ dans le chenal Faroes-Shetland et la mer de Norvège	147
5.7	Evolution des caractéristiques de la NWABW	149
5.8	Profils d' ε_{Nd} , S et $[O_2]$ du gyre subpolaire nord atlantique	150
5.9	Schéma de la formation de la NEADW	156
5.10	Profil de ^{230}Th dans le DWBC	157
5.11	Caractéristiques des pôles utilisés dans le calcul de composition de la NEADW	160
5.12	Résultats sur la composition de la NEADW	161
5.13	Schéma de circulation profonde d'après Dickson et Brown (1994)	164
5.14	Caractéristiques des SPMW du gyre subpolaire nord atlantique	166
5.15	Diagramme ε_{Nd} - S et Θ - S des SPMW	168
5.16	Schéma récapitulatif de l'acquisition des signatures des trois couches de la NADW	171
6.1	Profils d' ε_{Nd} des stations du bassin de Norvège	177
6.2	Caractéristiques des eaux telles que $\sigma_\theta < 27.75 kg/m^3$ dans le gyre subpolaire nord atlantique	183
6.3	Concentrations des échantillons tels que $\sigma_\theta < 27.75 kg/m^3$ dans le gyre subpolaire nord atlantique	184
B.1	Exemples de spectres de REE	215

Liste des tableaux

2.1	Acronymes des noms de courants	28
2.2	Acronymes des noms de masses d'eau	29
3.1	Blancs de réactifs	60
3.2	Mesures de solution standard à l'ICP-MS	71
3.3	Blancs de chimie de mesure des REE	72
3.4	Tests sur la validité des concentrations de REE extraites des cartouches C18.	74
3.5	Reproductibilité de la mesure de la C.I. de Nd	86
4.1	Données utilisées pour la comparaison historique	97
B.1	Concentrations de REE dans le PAAS	215
C.1	Compositions isotopiques de Nd de la campagne Signature/GINS220	
C.2	Concentrations de terres rares de la campagne Signature/GINS230	
F.1	Salaires	274
F.2	Ressources financières	275

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1	L'océan Atl. nord et le climat terrestre	11
1.2	Le néodyme et l'océan	14
1.2.1	ϵ_{Nd} : traceur des trajectoires et des mélanges de masses d'eau	14
1.2.2	ϵ_{Nd} : traceur des échanges de matière aux marges océaniques	17
1.2.3	ϵ_{Nd} : traceur des paléo-circulations et paléo-érosions	18
1.3	Le néodyme et l'Eau Profonde Nord Atlantique .	19

L'objet de cette thèse est l'étude de la composition isotopique de néodyme des masses d'eau de l'océan Atlantique nord et en particulier de comprendre comment l'Eau Profonde Nord Atlantique acquiert sa signature isotopique. La composition isotopique de néodyme, notée ε_{Nd} , est un traceur des masses d'eau, en particulier de leurs trajectoires et de leurs mélanges. Ses propriétés sont décrites en détail dans la partie 1.2 de cette introduction. L'océan Atlantique nord est une région très importante de l'océan mondial. Il est le siège principal de la conversion d'eaux tropicales de surface en eaux froides et denses, qui se répandent ensuite dans les couches profondes des océans. Ces processus sont l'objet de la partie 1.1 de cette introduction.

1.1 L'océan Atlantique nord et le climat terrestre

De manière très simplifiée, le rôle que joue l'océan Atlantique nord dans le climat terrestre peut s'expliquer de la façon suivante. Des eaux chaudes, provenant des latitudes tropicales des différents océans, sont transportées en surface et subsurface jusqu'au nord de l'océan Atlantique nord. Après leur passage dans la zone atlantique tropicale, ces eaux sont progressivement refroidies au cours de leur trajet, principalement par contact avec l'atmosphère. A des latitudes suffisamment élevées, le refroidissement peut être tel, que les eaux de surface deviennent plus denses que les eaux sous-jacentes, ce qui entraîne leur plongée par convection et ainsi la formation d'eaux profondes. Celles-ci, par de complexes processus de mélanges, donnent naissance à l'Eau Profonde Nord Atlantique (*North Atlantic Deep Water*, NADW).

La NADW, entraînée par sa densité, coule dans les couches profondes de l'océan. Elle passe d'abord par le sud de l'océan Atlantique, puis par le secteur indien de l'océan Austral et entre alors dans l'océan Pacifique, où son influence se fait sentir jusque dans la partie nord de celui-ci. Au fur et à mesure de ce trajet, cette eau profonde "s'érode" au contact des masses d'eau sus-jacentes, se convertissant progressivement en eaux de surface, principalement dans les zones tropicales. On considère ainsi, qu'au nord de l'océan Pacifique, les eaux profondes ont terminé leur parcours et se sont entièrement converties en eaux de surface. Celles-ci retournent ensuite, en empruntant approximativement le chemin inverse, dans l'océan Atlantique nord, où elles

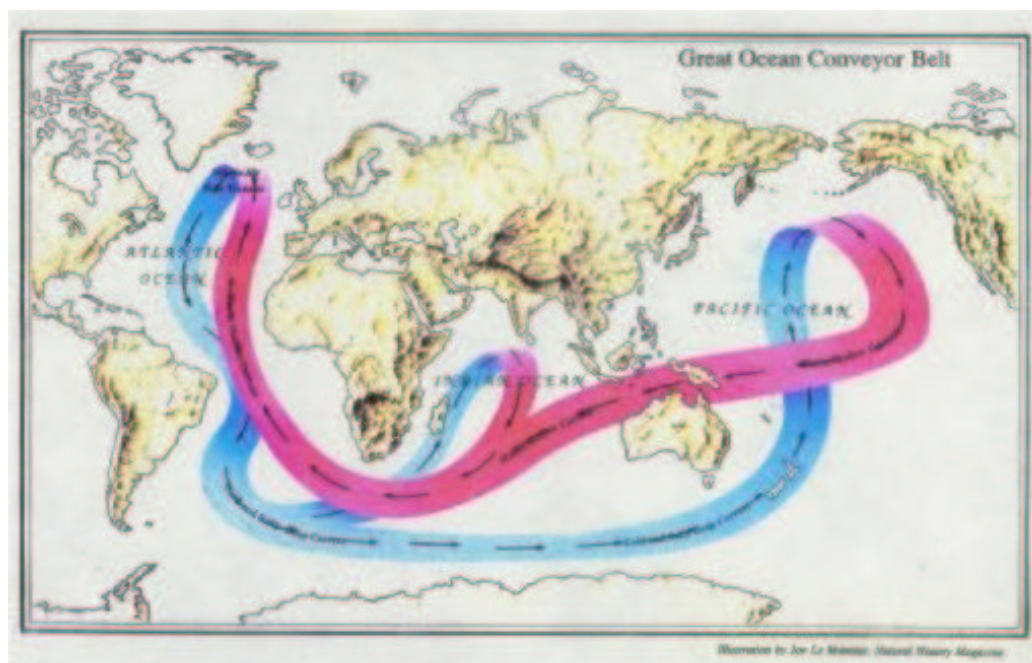


FIG. 1.1 –: *La circulation thermohaline (conveyor belt) (Broecker, 1991).*

pourront de nouveau être converties en eaux profondes. La boucle ainsi formée est appelée circulation thermohaline (Broecker, 1991). En anglais, on la nomme aussi *conveyor belt* (tapis roulant), ce qui en illustre bien le principe. Elle est représentée sur la figure 1.1. Bien que n'apparaissant pas sur cette figure et que non décrits dans la présente introduction, il faut noter que des processus de convection profonde existent aussi sur le pourtour du continent antarctique.

Bien que cette description de la circulation thermohaline soit excessivement simplifiée, elle permet d'en comprendre les implications climatiques. Cette circulation implique le transport d'eaux chaudes des latitudes tropicales vers des latitudes subpolaires et polaires et, réciproquement, le transport d'eaux froides des latitudes subpolaires et polaires vers des latitudes tropicales. Elle est donc responsable de flux de chaleur méridiens, qui induisent une homogénéisation des températures à la surface terrestre. Compte tenu de l'importance des flux d'eau concernés et de la forte capacité calorifique de l'eau, ces flux de chaleurs méridiens sont de première importance d'un point de vue climatique. Bryden et Imakawi (2001) ont estimé qu'environ la moitié du transport méridien d'énergie de l'enveloppe superficielle terrestre

(en moyenne annuelle) a lieu dans l'océan, l'autre moitié ayant lieu dans l'atmosphère.

En plus de ce transport d'énergie, la circulation thermohaline, a pour conséquence de transférer des masses d'eau de surface vers l'océan profond. Cela a de fortes conséquences biogéochimiques. Dans la couche de surface, les concentrations de gaz dissous dans l'eau s'équilibrent avec celles de l'atmosphère. En particulier, lorsque la concentration d'un gaz dans l'atmosphère est en excès par rapport au contenu dissous de la couche de surface, cette dernière soustrait une partie de ce gaz de l'atmosphère. Les eaux de surfaces transférées en profondeur stockent ensuite cet excès de gaz, le temps que dure leur transit dans l'océan profond, environ 1000 ans (Broecker & Peng, 1982).

C'est le cas notamment du gaz carbonique, dont la concentration atmosphérique augmente depuis la révolution industrielle et dont l'impact climatique est important, via ses propriétés de gaz à effet de serre. Siegenthaler et Sarmiento (1993) ont estimé qu'environ 2 des 5,5 giga-tonnes de carbone émises en excès chaque année dans l'atmosphère en sont soustraites par l'océan. Ce phénomène est couramment appelé le pompage océanique du carbone, on dit encore que l'océan est un puits de carbone pour l'atmosphère.

D'une manière plus générale, la circulation thermohaline redistribue les éléments chimiques entre la couche de surface et l'océan profond. La plongée d'eaux de surface enrichit, par exemple, l'océan profond en oxygène dissous, qui en est appauvri du fait de la dégradation de la matière organique. La remontée d'eaux profondes, quant à elle, fournit à la couche de surface les éléments nutritifs nécessaires à la production phytoplanctonique.

Les processus menant à la formation de la NADW sont un des moteurs principaux de la circulation thermohaline. Certaines études de modélisation suggèrent que le réchauffement global auquel nous assistons pourrait conduire à un affaiblissement et même à un arrêt total des processus de convection en océan Atlantique nord et conséquemment de la circulation thermohaline (Stocker & Schmittner, 1997; Rahmstorf & Ganopolski, 1999). De telles modifications de la circulation océanique conduiraient à des modifications climatiques qu'il est aujourd'hui très difficile d'estimer.

L'importance que revêt la circulation thermohaline dans le cycle des éléments et le transport d'énergie à la surface terrestre, et l'incertitude quant au futur de ces équilibres ont motivé de nombreuses recherches sur la formation des eaux profondes en Atlantique nord et de la NADW. Des progrès considérables ont été accomplis au cours du siècle dernier et en particulier depuis les années 1970. Ils ont montré la grande complexité de cette région de l'océan, résultant principalement de la complexité de sa topographie et des phénomènes physiques qui s'y produisent.

1.2 Le néodyme et l'océan

Le Néodyme (Nd) est une terre rare (*rare earth elements*, REE) qui se trouve à la surface terrestre en très forte majorité dans l'enveloppe solide. Parmi les sept isotopes de cet élément, c'est le rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ qui présente un intérêt géochimique et auquel on fait référence par l'usage du terme "composition isotopique". Pour exprimer cette composition isotopique on utilise la grandeur ε_{Nd} définie par :

$$\varepsilon_{Nd} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad (1.1)$$

ε_{Nd} exprime donc la déviation du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ dans l'échantillon par rapport à une référence, le CHUR (*chondritic uniform reservoir*), qui représente une valeur moyenne terrestre. Les isotopes du Nd sont stables. L'isotope ^{143}Nd est radiogénique, produit par désintégration radioactive du ^{147}Sm .

Ces propriétés impliquent que la composition isotopique du néodyme (C.I. du Nd) d'une roche est fonction de son âge et de son abondance relative en Sm par rapport au Nd. Il en résulte que la distribution d' ε_{Nd} dans les différentes formations géologiques est hétérogène. Celle-ci reflète principalement leur âge, les variations d'abondances relatives du Sm et du Nd ayant un impact moindre sur ε_{Nd} . Ainsi on mesure des valeurs variant de $\varepsilon_{Nd}=-40$ sur les vieux continents (tels le Groenland) à $\varepsilon_{Nd}=+10$ sur les îles volcaniques (telles l'Islande) (Taylor et al., 1992; O'Nions & Grönvold, 1973).

Dans l'océan, le Nd est en très grande majorité sous forme dissoute, la phase particulaire ne représente que 5 à 10 % du contenu total (Jeandel et al., 1995). Le Nd (et l'ensemble des REE) s'y trouve à l'état de trace (quelques 10^{-12} gramme par gramme d'eau de mer). Il y est apporté, depuis la lithosphère, sous forme dissoute ou particulaire, par les rivières, l'atmosphère ou les sédiments. Ces processus d'apport sont encore mal contraints, mais il semble que les échanges dissous/particulaire aux marges jouent un rôle prépondérant (Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001). A proximité de sources lithogéniques, ε_{Nd} est utilisé comme traceur de flux de matière entre ces sources et l'océan. Loin d'elles, il est conservatif et est utilisé pour tracer les trajectoires et les mélanges de masses d'eau.

1.2.1 ε_{Nd} : traceur des trajectoires et des mélanges de masses d'eau

Lorsqu'une masse d'eau passe à proximité d'une marge, il est fréquent que la C.I. de Nd de la masse d'eau soit modifiée par celle de la marge.

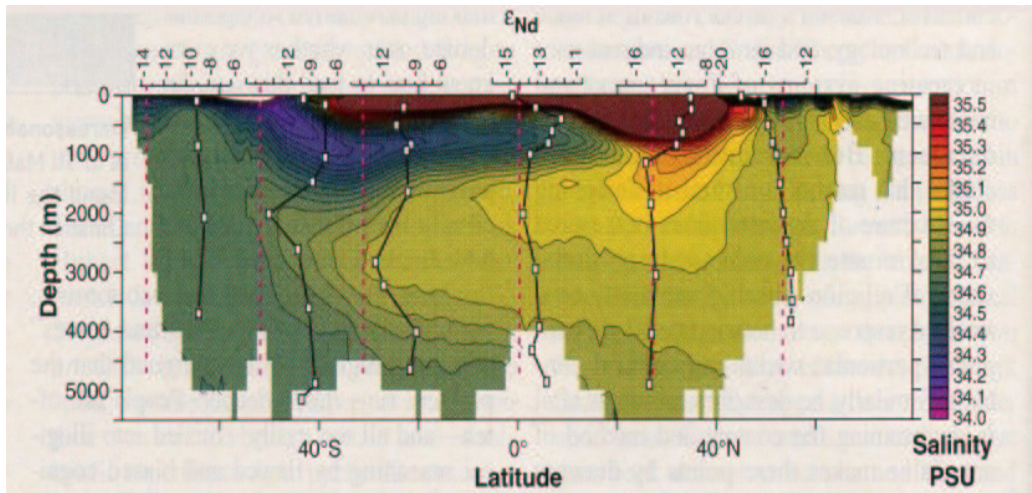


FIG. 1.2 –: Profils d' ϵ_{Nd} à 6 stations du nord au sud de l'océan Atlantique, d'après von Blanckenburg (1999). Les isocontours de salinité sont aussi représentés. La progression de la NADW est identifiable de $50^{\circ}N$ à $50^{\circ}S$ par les fortes salinités centrées autour de 2500-3000 m de profondeur. Au centre de la masse d'eau, ϵ_{Nd} ne varie quasiment pas de $52^{\circ}N$ jusqu'à $49^{\circ}S$, en gardant une valeur d'environ -13,5.

La distribution hétérogène d' ϵ_{Nd} dans les différentes formations géologiques confère aux différentes masses d'eau des signatures isotopiques différentes. On voit par exemple sur la figure 1.2 la progression de la NADW, caractérisée par $\epsilon_{Nd} \approx -13.5$, du nord au sud de l'océan Atlantique.

Les propriétés de traceur d'une composition isotopique sont différentes de celles d'une concentration (plus largement utilisée en océanographie, comme par exemple la salinité ou les concentrations en éléments nutritifs). L'évolution de la C.I. de Nd d'un réservoir géochimique est schématisée sur la figure 1.3.

L'évaporation d'eau de mer, augmente la concentration mais ne modifie pas la C.I. de Nd de celle-ci. La dilution d'un réservoir, par ajout d'eau ne contenant pas de Nd (par exemple des pluies dans des régions où l'atmosphère est dépourvue de particule lithogénique) diminue la concentration mais ne modifie pas la C.I. de Nd. La soustraction de Nd d'un réservoir (par exemple par adsorption sur des particules chutant) diminue une fois encore la concentration mais pas ϵ_{Nd} . Ce dernier point résulte du fait que lorsqu'on soustrait du Nd d'un réservoir, on n'observe pas de discrimination entre les isotopes ^{143}Nd et ^{144}Nd (i.e. on n'observe pas de soustraction préférentielle d'un isotope par rapport à l'autre). En particulier, l'activité biologique ne modifie

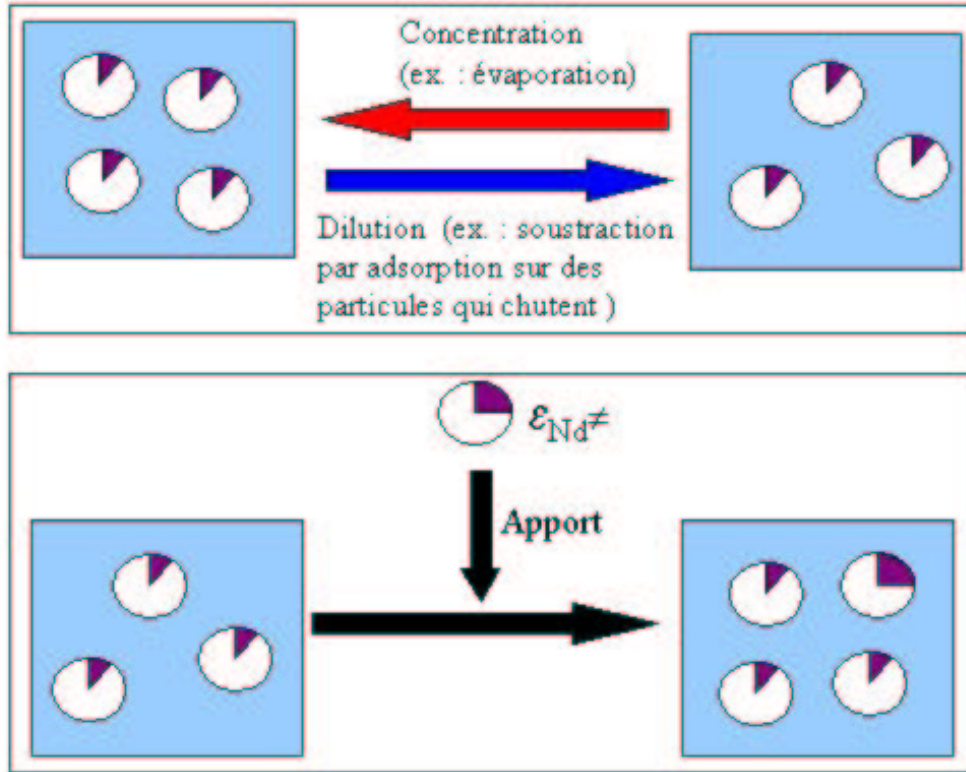


FIG. 1.3 – : *Évolution de la C.I. de Nd d'un réservoir géochimique. Les symboles circulaires représentent des ensembles d'atomes de Nd, dont une partie (les fractions violettes) représente l'abondance de l'isotope 143. Le schéma supérieur indique de quelles manières la concentration de Nd d'un réservoir peut varier, sans que sa C.I. de Nd soit modifiée. Les processus de concentration et de dilution dans un réservoir font varier la concentration de Nd mais pas sa C.I. Le schéma inférieur montre l'unique façon de modifier la C.I. de Nd d'un réservoir : un apport de Nd de C.I. différente. Après homogénéisation du réservoir (non représentée ici), sa C.I. de Nd moyenne est modifiée.*

pas la C.I. de Nd d'un réservoir.

En résumé, *l'unique* façon de modifier la C.I. de Nd d'un réservoir est d'y apporter du Nd de C.I. *différente*. Cet apport peut s'effectuer soit depuis la lithosphère (via l'atmosphère, les rivières et les marges) soit par le mélange de masses d'eau. A l'abri d'apports lithogéniques, la C.I. de Nd d'une masse d'eau n'évolue plus que par mélange de masses d'eau. En l'absence de mélange, il est possible, en mesurant la C.I. de Nd d'une masse d'eau en plusieurs points de l'océan, d'en déduire des informations sur sa trajectoire. Lorsqu'il y a mélange de masses d'eau, la combinaison de la C.I. et de la concentration de Nd, fournit un outil permettant de quantifier le mélange.

A l'abri d'apports lithogéniques, le caractère isotopique du traceur de circulation ε_{Nd} le rend plus robuste que les traceurs basés seulement sur une concentration. En outre, la C.I. de Nd est porteuse d'une information (contact avec le continent) qui en fait un traceur de trajectoire, ou de "l'histoire", des masses d'eau, ce qui n'est pas le cas de la température ou de la salinité. En revanche, la résolution spatiale et temporelle des mesures d' ε_{Nd} dans l'océan est incomparablement moins bonne que celles des traceurs de circulation classique, de sorte que l'utilisation d' ε_{Nd} ne peut se faire que conjointement à celle des traceurs classiques, en particulier la température et la salinité. C'est pourquoi l'étude des distributions d' ε_{Nd} dans l'océan, requiert une étude hydrologique préalable approfondie, qui est l'objet du chapitre 2 de ce manuscrit. Le temps de résidence du Nd dans l'océan est d'environ 500 à 1000 ans. Cela permet de l'utiliser en tant que traceur de masses d'eau de l'échelle d'une région océanique à l'échelle globale (Piepgras & Wasserburg, 1987; Piepgras & Jacobsen, 1988; Jeandel, 1993; Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001).

1.2.2 ε_{Nd} : traceur des échanges de matière aux marges océaniques

En mesurant la concentration d'un élément en deux points d'une ligne de courant, en amont et en aval d'une zone de contact avec la marge, il est possible de calculer des flux de cet élément entre la marge et l'eau de mer. Cependant, il arrive qu'en mesurant dans ces conditions la concentration et la C.I. de Nd, on observe une variation de C.I. sans variation de concentration. Cela est possible dans le cas où il existe des flux de Nd, de la marge vers l'eau de mer et de l'eau de mer vers la marge, de même amplitude, mais avec des C.I. de Nd différentes. Dans un pareil cas, les flux paraissent inexistant, si on ne mesure pas les C.I., mais peuvent en réalité être très importants. On parle alors "d'échange à la marge". C'est pourquoi, à proximité

de sources lithogéniques, la combinaison des C.I. et concentrations de Nd est utilisée comme traceur de flux de matière entre la marge et l'océan. De manière plus générale, cette combinaison est utilisée pour tracer les échanges dissout/particulaires (Grousset et al., 1988; Jeandel et al., 1995; Tachikawa et al., 1999).

1.2.3 ε_{Nd} : traceur des paléo-circulations et paléo-érosions

Une partie du Nd de l'océan est transférée vers les sédiments marins par divers vecteurs. Les nodules de manganèse qui se forment à la surface du sédiment semblent enregistrer la C.I. de Nd des eaux de fond. Il en est de même pour les croûtes d'oxydes de fer et de manganèse (Aplin et al., 1986; Albarède & Goldstein, 1992). Les tests des foraminifères intègrent de même la C.I. de Nd des eaux dans lesquelles ils vivent (Palmer & Elderfield, 1985; Vance & Burton, 1999; Hillaire-Marcel et al., 2001). De récentes études ont montré que les dents de poissons enregistrent la C.I. de Nd des eaux dans lesquelles ces organismes évoluent (Martin & Haley, 2000). La barytine, un cristal de sulfate de barium, produit par l'activité biologique dans les eaux de surface et de sub-surface, pourrait aussi enregistrer la C.I. de Nd de ces eaux (Martin et al., 1995).

L'enfouissement de ces différents supports dans les sédiments marins fournit des enregistrements de la C.I. de Nd des différentes couches de l'océan, sur des périodes allant jusqu'à plusieurs millions d'années. L'étude de ces enregistrements permet la reconstruction de paléo-distributions d' ε_{Nd} dans l'océan. La distribution d' ε_{Nd} dans l'océan étant fonction des apports lithogéniques (donc de l'érosion) et de la circulation océanique, ces études permettent la reconstruction des paléo-circulations et paléo-érosions (Burton et al., 1997; O'Nions et al., 1998; von Blanckenburg, 1999; Rutberg et al., 2000).

1.3 Le néodyme et l'Eau Profonde Nord Atlantique

Les processus menant à la formation de la NADW sont complexes. De nombreuses masses d'eau y participent, via de nombreux processus de transport tels la convection, les débordements aux seuils de détroits, l'entraînement d'eaux de surface ou encore les boucles de recirculation profonde. Face à une telle complexité, les outils utilisés pour étudier cette zone ont été multiples. Outre les classiques mesures de température, salinité, courants, oxygène dissous, nitrates, phosphates, silicates, on peut citer les flotteurs lagrangiens et de nombreux traceurs géochimiques tels: les chlorofluorocarbones, le tritium, l'argent, les isotopes du plomb, de l'oxygène, de l'iode, de l'hélium, du carbone etc... Malgré cette liste impressionnante, de nombreuses questions restent ouvertes au sujet de la formation de la NADW. En particulier, les origines de certaines masses d'eau restent incertaines. Un des objectifs de cette thèse est d'utiliser les informations spécifiques données par ε_{Nd} pour mieux comprendre la formation de la NADW.

Des mesures d' ε_{Nd} avaient déjà été réalisées en Atlantique nord, mais leur nombre n'était pas suffisant pour étudier la formation de la NADW. Avant ce travail, il existait deux travaux publiés sur cette zone. Stordal et Wasserburg (1986) ont interprété une vingtaine de données en baie de Baffin et Piepgras et Wasserburg (1987) un nombre équivalent de données réparties entre le bassin du Labrador, les mers d'Irminger, de Norvège et du Groenland. L'étude de ces données ne permettait pas de comprendre la signature de la NADW. Les valeurs associées aux différentes eaux participant à la formation de la NADW impliquaient des proportions de mélanges irréalistes. L'objectif principal de cette thèse est de lever cette contradiction.

Pour comprendre les liens entre la circulation thermohaline et le climat, il est naturel de regarder comment ceux-ci ont évolué dans le passé. De nombreux travaux ont donc porté sur l'étude de la paléo-circulation de la NADW, telle que tracée par ε_{Nd} (Burton et al., 1997; Abouchami et al., 1999; Vance & Burton, 1999; Rutberg et al., 2000). La difficulté de cette démarche est de savoir si les variations de signatures observées en un point de l'océan passé sont dues :

- à une variation d'intensité de la formation de la NADW,
- à une modification des proportions de mélanges des différentes eaux sources de la NADW,

- à une modification des signatures de ces eaux sources, via une modification des processus d'érosions ...

Pour pouvoir répondre à ces questions, il est d'abord nécessaire de comprendre comment la NADW acquiert sa signature isotopique dans l'océan moderne. Fournir des informations susceptibles d'améliorer l'usage ε_{Nd} en tant que traceur de paléo-circulations et de paléo-érosions est donc aussi un objectif important de cette thèse.

Le travail que je présente ici est une partie du programme Signatures/-GINS, dont l'objectif général est d'améliorer notre connaissance de la circulation thermohaline dans le gyre subpolaire de l'océan Atlantique nord. Sa spécificité est que, outre les mesures classiques de température, salinité, courants et oxygène dissous, des mesures de plusieurs traceurs géochimiques de masses d'eau ont été réalisées. Ces traceurs sont les chlorofluorocarbones (CFCs), un isotope de l'iode (^{129}I), un traceur artificiellement injecté (SF6), les concentrations en terres rares (REE) et la composition isotopique du néodyme (ε_{Nd}). Il s'agit donc d'une étude multi-traceurs dont cette thèse présente les résultats relatifs aux REE et compositions isotopiques de Nd.

Cette thèse est organisée de la manière suivante :

Nous commençons par présenter une synthèse approfondie de l'hydrologie de la zone d'étude ainsi qu'une étude succincte de sa géologie. Nous décrivons ensuite la manière dont les mesures ont été réalisées. Un premier chapitre de discussion regroupe un certain nombre d'études portant sur des points précis, dont le but est d'illustrer la manière dont ε_{Nd} peut être utilisé en tant que traceur de circulation et/ou d'interactions océan/continent. Un deuxième chapitre de discussion est consacré à la formation de la NADW, depuis la remontée vers le nord des eaux subtropicales de surface, jusqu'à la sortie des eaux profondes dans le courant profond de bord ouest en direction de l'Atlantique sud. Nous proposons ensuite une synthèse sur l'état des connaissances sur le traceur ε_{Nd} , accompagnée d'une étude de sensibilité de la signature de la NADW à d'éventuelles variations climatiques.

La définition d'un spectre de terres rares, les résultats de nos mesures, les articles publiés au cours de mon séjour au LEGOS et le "nouveau chapitre de thèse" sont reportés en annexes.

Chapitre 2

Hydrologie et contexte géologique

Sommaire

2.1	Préambule	23
2.2	Le nord de l’océan Atlantique nord	25
2.3	Les mers Nordiques	30
2.3.1	Principales structures hydrodynamiques	30
2.3.2	Masses d’eau de surface et de subsurface	30
2.3.3	Masses d’eau intermédiaires	35
2.3.4	Masses d’eau profondes	37
2.3.5	Le débordement du détroit du Danemark	38
2.3.6	Le débordement de l’intervalle Islande-Ecosse	39
2.4	La région subpolaire nord atlantique	40
2.4.1	Principales structures hydrodynamiques	40
2.4.2	Masses d’eau de surface et de subsurface	43
2.4.3	Masses d’eau intermédiaires	43
2.4.4	Masses d’eau profondes	45
2.4.5	Formation de la NADW	48
2.5	Contexte géologique	50

Ce chapitre est principalement consacré à la description de l'hydrologie de la zone d'étude. Les trois premières sections portent sur ce sujet. La dernière présente une étude succincte de la géologie de cette région.

2.1 Préambule

L'hydrologie est l'étude des masses d'eau, de leur formation, leurs transports, leurs mélanges. Une masse d'eau est définie comme un volume d'eau ayant une histoire de formation commune. Elle est identifiée par ses caractéristiques hydrologiques, principalement la température et la salinité, mais aussi les concentrations en oxygène dissous, en éléments nutritifs ou toute autre grandeur permettant de la distinguer de ses voisines. Par exemple, des processus de convection profonde en mer du Groenland donnent lieu à la formation d'une masse d'eau : l'Eau Profonde de la Mer du Groenland (*Greenland Sea Deep Water*, GSDW). Ses température et salinité inférieures à celles des masses d'eau voisines permettent de l'identifier. Le nom d'une masse d'eau est noté avec des majuscules et son acronyme est le plus souvent utilisé (c'est aussi le cas des noms de courants). Un courant peut transporter plusieurs masses d'eau et une même masse d'eau peut être transportée par plusieurs courants.

L'hydrologie de la zone d'étude de ce doctorat est très complexe. Cette complexité est due notamment à la présence de nombreux processus donnant lieu à la formation de masses d'eau et à la topographie des fonds, particulièrement accidentée. Parmi ces processus, la convection hivernale, la subduction d'eau de surface, la présence de glace de mer et les apports d'eaux douces jouent un rôle important. La topographie contraint fortement le transport des masses d'eau et induit des mélanges conséquents. Cette zone est le lieu de rencontre des eaux chaudes et salées d'origines subtropicales et des eaux froides et dessalées d'origines polaires. Ces contrastes sont aussi une cause de nombreuses transformations et mélanges.

Le nombre de masses d'eau ainsi formées est important et leurs histoires sont complexes. De nombreuses recherches ont portées sur le sujet et de nombreux travaux ont été publiés (McCartney & Talley, 1982; Talley & McCartney, 1982; Aagaard et al., 1985; Swift, 1986; McCartney, 1992; Dickson

& Brown, 1994; Mauritzen, 1996; Schmitz, 1996; Rudels et al., 1999; Hansen & Østerhus, 2000; Read, 2001). Ceux-ci fournissent de multiples informations et bien que de certains points fassent l'objet de consensus, beaucoup sont contradictoires et d'autres peu ou pas traités. Les noms (très nombreux) des masses d'eau varient souvent d'un auteur à un autre, induisant parfois amalgames ou confusions. Une synthèse sur ce sujet est donc particulièrement délicate. C'est néanmoins ce qu'il sera tenté de présenter dans ce chapitre, dans le but de mettre en évidence les points faisant l'objet de consensus et d'identifier les questions non résolues.

Les processus de formation, de transport et de mélange des masses d'eau sont sujet à des variations temporelles. Ces variations sont d'une part saisonnières, mais aussi pluri-annuelles et décennales, des tendances à plus long terme ayant également été observées (Dickson et al., 1996; Meincke et al., 1997). Ces variabilités ajoutent à la complexité décrite ci-dessus.

L'absence quasi totale de série temporelle de mesure de C.I. de Nd, ne permettra pas la prise en compte de ces variabilités lors de leur interprétation. Néanmoins, la comparaison de quelques données historiques (cf. section 4.1) avec celles de ce travail montrera une constance au cours du temps, reflétant le fait que ce traceur intègre certaines variabilités temporelles. C'est pourquoi, la synthèse hydrologique qui suit ne décrira que l'état moyen du système.

Les trois sections de ce chapitre consacrées à l'hydrologie sont organisées de la manière suivante. La première décrit succinctement la zone d'étude dans son ensemble, la deuxième et la troisième décrivent en détail les zones situées respectivement au nord et au sud de la ride Groenland-Islande-Ecosse. Ces deux dernières parties décrivent d'abord les zones en termes de courants, puis en termes de masses d'eau.

2.2 Le nord de l'océan Atlantique nord

Les structures topographiques et les principaux bassins et mers de la zone qui nous intéressent ici sont représentés sur la figure 2.1. La structure la plus remarquable de la zone est la ride Groenland-Islande-Ecosse, composée successivement par le détroit du Danemark, de profondeur de seuil de 630 m, la ride Islande Faroe, de profondeur de seuil de 480 m, et le chenal Faroe-Bank, de profondeur de seuil de 840 m. Cette ride sépare la région en deux parties : la région subpolaire nord atlantique, qui se situe au sud de la ride Groenland-Islande-Ecosse et au nord d'environ 50°N, et les mers Nordiques, qui se situent au nord de la ride Groenland-Islande-Ecosse, entre le Groenland et la Norvège et au sud du détroit de Fram.

La région subpolaire nord atlantique est elle-même séparée en une région ouest et une région est par la dorsale médio-atlantique, qui prend le nom de ride de Reykjanes au sud de l'Islande. La région ouest comprend les bassins du Labrador et d'Irminger, la région est, le bassin d'Islande (ainsi que le chenal de Rockall). La zone de fracture de Charlie-Gibbs, de profondeur de seuil d'environ 3600 m, à environ 52°N, offre néanmoins un passage profond entre les régions est et ouest.

Les mers Nordiques sont, elles aussi, séparées en plusieurs bassins par des rides se rejoignant aux îles Jan-Mayen. On y distingue au nord la mer du Groenland, au sud-ouest la mer d'Islande et à l'est la mer de Norvège composée des bassins de Norvège et des Lofoten. Le nord des mers Nordiques communique avec l'océan Arctique par le détroit de Fram de profondeur de seuil de d'environ 2600 m. Entre les îles Spitzberg et la Norvège, le plateau de la mer de Barents, profond de 200 m en moyenne, ne permet que le passage des eaux de surface.

La circulation océanique du nord de l'océan Atlantique nord est résumée sur la figure 2.2. Des eaux chaudes et salées sont transportées depuis les basses latitudes dans la région subpolaire nord atlantique, par le Courant Nord Atlantique (*North Atlantic Current*, NAC; voir le tableau 2.1 pour les acronymes des noms de courants), entre la surface et environ 1000 m de profondeur. Ce courant se sépare en deux branches. L'une coule vers le nord, passe la ride Islande-Ecosse, longe la Norvège dans le Courant Atlantique Norvégien (*Norwegian Atlantic Current*, NwAC), puis les côtes ouest des îles Spitzberg dans le Courant Ouest Spitzberg vers le détroit de Fram. L'autre tourne à l'ouest vers l'Islande, contourne la ride de Reykjanes pour entrer dans le bassin d'Irminger dans le Courant d'Irminger (*Irminger Current*, IC), poursuit sa route vers le Groenland, s'oriente alors vers le sud-ouest dans le Courant Est Groenlandais (*East Greenland Current*, EGC), passe le

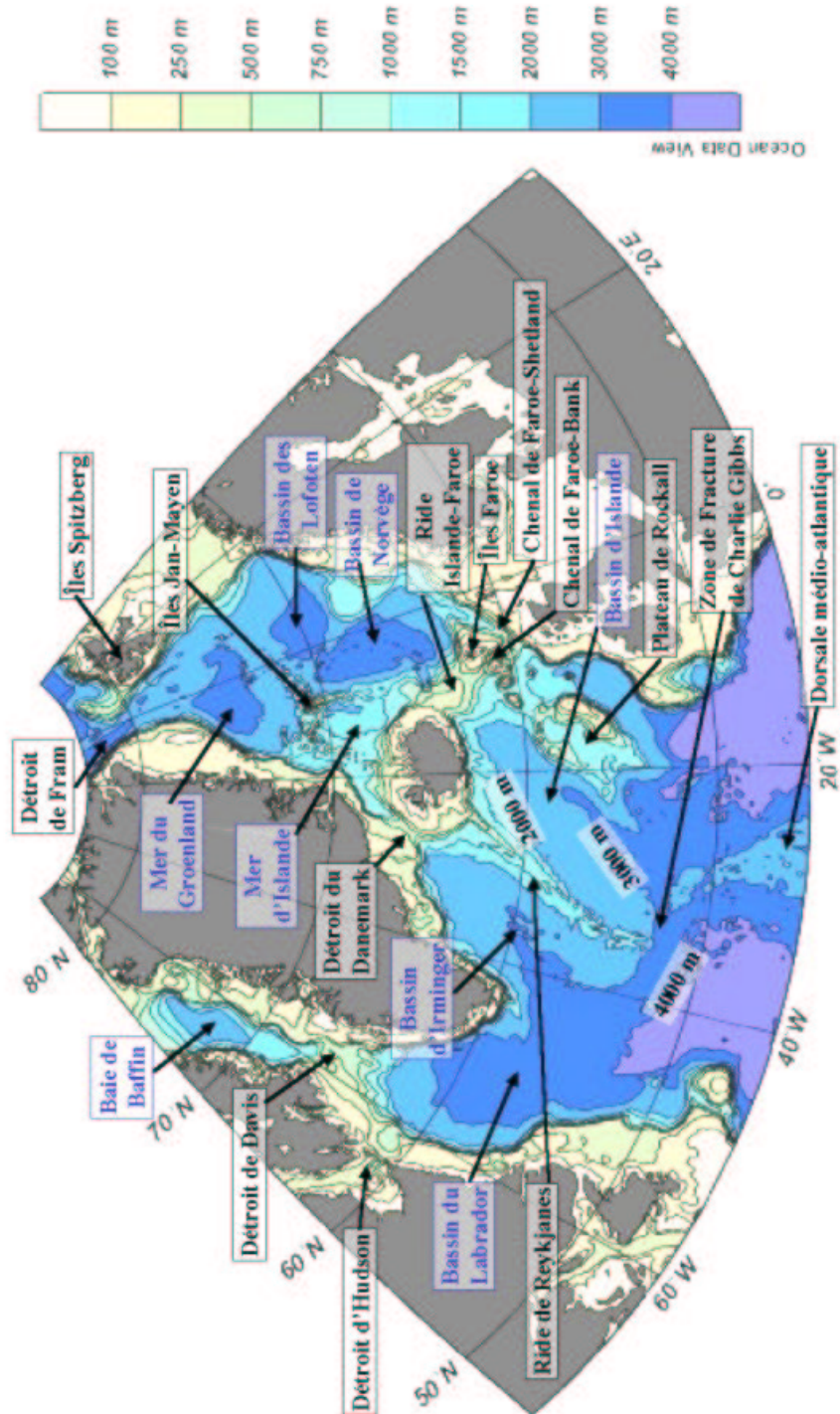


FIG. 2.1 – Structures topographiques (en noir) et principaux bassins et mers (en bleu) de la zone d'étude.

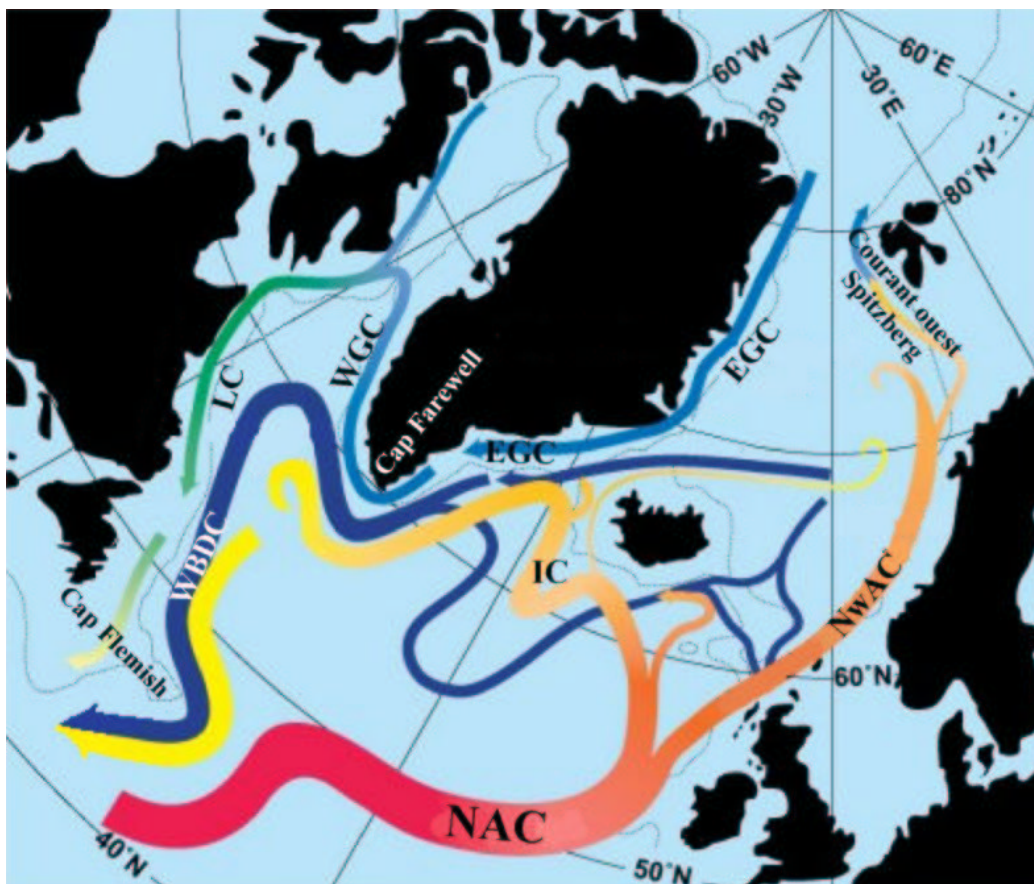


FIG. 2.2 –: Circulation générale du nord de l'océan Atlantique nord, d'après McCartney et al. (1996). Les eaux chaudes et froides sont représentées par des couleurs chaudes (rouge-jaune) et froides (bleu-vert), respectivement. Les boucles, situées en fin de trajectoire des eaux chaudes, représentent des zones de convection. EGC : East Greenland Current, Courant Est Groenlandais; IC : Irminger Current, Courant d'Irminger; LC : Labrador Current, Courant du Labrador; NAC : North Atlantic Current, Courant Nord Atlantique; NwAC : Norwegian Atlantic Current, Courant Atlantique Norvégien; DWBC : Deep Western Boundary Current, Courant Profond de Bord Ouest; WGC : West Greenland Current, Courant Ouest Groenlandais.

Acronyme	Nom anglais complet	Traduction
BBC	<i>Baffin Bay Current</i>	Courant de la Baie de Baffin
CSC	<i>Continental Slope Current</i>	Courant de Pente Continentale
DEBC	<i>Deep Eastern Boundary Current</i>	Courant Profond de Bord Est
DNBC	<i>Deep Northern Boundary Current</i>	Courant Profond de Bord Nord
DWBC	<i>Deep Western Boundary Current</i>	Courant Profond de Bord Ouest
EGC	<i>East Greenland Current</i>	Courant Est Groenlandais
EIC	<i>East Icelandic Current</i>	Courant Est Islandais
FC	<i>Faroe Current</i>	Courant des Faroes
IC	<i>Irminger Current</i>	Courant d'Irminger
JMC	<i>Jan-Mayen Current</i>	Courant de Jan-Mayen
LC	<i>Labrador Current</i>	Courant du Labrador
NAC	<i>North Atlantic Current</i>	Courant Nord Atlantique
NIIC	<i>North Icelandic Irminger Current</i>	Courant d'Irminger Nord Islandais
NwAC	<i>Norwegian Atlantic Current</i>	Courant Atlantique Norvégien
SC	<i>Shetland Current</i>	Courant des Shetland
WGC	<i>West Greenland Current</i>	Courant Ouest Groenlandais

TAB. 2.1 –: *Acronymes des noms de courants.*

cap Farewell et rejoint le centre du bassin du Labrador.

Des eaux froides et dessalées pénètrent les mers Nordiques par le détroit de Fram. Elles sont transportées dans l'EGC vers le détroit du Danemark ainsi que vers l'intérieur des mers Nordiques. La région subpolaire nord atlantique est alimentée en eaux froides et désalées par l'EGC ainsi que par des eaux transitant par la baie de Baffin.

Les eaux chaudes progressivement refroidies, participent à des processus de convection profonde dans les mers Nordiques et le bassin du Labrador. Les eaux denses ainsi formées dans les mers Nordiques passent dans la région subpolaire nord atlantique par les passages de la ride Groenland-Islande-Ecosse. Au sein de boucles de recirculation dans le gyre subpolaire nord atlantique, les eaux denses formées dans les mers Nordiques, dans le bassin du Labrador et sur le pourtour du continent antarctique se mélangent pour donner naissance aux différentes couches de la NADW (*upper, middle* et *lower* NADW; NADW supérieure, centrale et inférieure; voir section 2.4.5 pour plus de détails et le tableau 2.2 pour les acronymes des noms de masses d'eau). Cette dernière coule ensuite vers le sud dans le Courant de Bord Ouest Profond, en passant au large du cap Flemish.

Acronyme	Nom anglais complet	Traduction
AAIW	<i>Antarctic Intermediate Water</i>	Eau Antarctique Intermédiaire
CBDW	<i>Canadian Bassin Deep Water</i>	Eau Profonde du Bassin Canadien
DSOW	<i>Denmark Strait Overflow Water</i>	Eaux de Débordement du Détroit du Danemark
EBDW	<i>Eurasian Bassin Deep Water</i>	Eau Profonde du Bassin Eurasien
EIW	<i>East Icelandic Water</i>	Eau Est Islandaise
ENAW	<i>Eastern North Atlantic Water</i>	Eau Atlantique du Nord Est
ENADW	<i>North East Atlantic Deep Water</i>	Eau Profonde Nord Est Atlantique
GSAIW	<i>Greenland Sea Arctic Intermediate Water</i>	Eau Arctique Intermédiaire de la Mer du Groenland
GSDW	<i>Greenland Sea Deep Water</i>	Eau Profonde de la Mer du Groenland
ISAIW	<i>Iceland Sea Arctic Intermediate Water</i>	Eau Arctique Intermédiaire de la Mer d'Islande
ISOW	<i>Iceland Scotland Overflow Water</i>	Eau de Débordement Islande-Ecosse
LCW	<i>Labrador Current Water</i>	Eau du Courant du Labrador
LDW	<i>Lower Deep Water</i>	Eau Profonde Inférieure
LNADW	<i>Lower North Atlantic Deep Water</i>	Eau Profonde Nord Atlantique Inférieure
LSW	<i>Labrador Sea Water</i>	Eau de la Mer du Labrador
MAW	<i>Modified Atlantic Water</i>	Eau Atlantique Modifiée
MEIW	<i>Modified East Icelandic Water</i>	Eau Est Islandaise Modifiée
MNADW	<i>Middle North Atlantic Deep Water</i>	Eau Profonde Nord Atlantique du Milieu
MNAW	<i>Modified North Atlantic Water</i>	Eau Nord Atlantique Modifiée
NACW	<i>North Atlantic Central Water</i>	Eau Centrale Nord Atlantique
NADW	<i>North Atlantic Deep Water</i>	Eau Profonde Nord Atlantique
NAW	<i>North Atlantic Water</i>	Eau Nord Atlantique
NEADW	<i>North East Atlantic Deep Water</i>	Eau Nord Est Atlantique Profonde
NIWW	<i>North Icelandic Winter Water</i>	Eau d'Hiver Nord Islandaise
NSAIW	<i>Norwegian Sea Arctic Intermediate Water</i>	Eau Arctique Intermédiaire de la Mer de Norvège
NSDW	<i>Norwegian Sea Deep Water</i>	Eau Profonde de la Mer de Norvège
NWABW	<i>Noth West Atlantic Bottom Water</i>	Eau de Fond Nord Ouest Atlantique
PSW	<i>Polar Surface Water</i>	Eau de Surface Polaire
rAW	<i>returning Atlantic Water</i>	Eau Atlantique retournante
SAIW	<i>Subarctic Intermediate Water</i>	Eau Intermédiaire Subarctique
SPMW	<i>Subpolar Mode Water</i>	Eau Modale Subpolaire
UNADW	<i>Upper North Atlantic Deep Water</i>	Eau Profonde Nord Atlantique Supérieure
uPDW	<i>upper Polar Deep Water</i>	Eau Profonde Polaire supérieure
WNAW	<i>Western North Atlantic Water</i>	Eau Atlantique du Nord Ouest

TAB. 2.2 –: *Acronymes des noms des masses d'eau rencontrées dans les mers Nordiques et le nord de l'Atlantique Nord.*

2.3 Les mers Nordiques

2.3.1 Principales structures hydrodynamiques

La circulation générale dans les mers nordiques est représentée sur la figure 2.3. Les structures dominantes de surface sont le NwAC à l'est et l'EGC à l'ouest. Le premier transporte des eaux chaudes et salées d'origine atlantique et le second des eaux froides et moins salées d'origine polaire. Ces différences ont mené Swift (1986) à distinguer trois régions dans les mers nordiques: la région polaire à l'ouest, la région atlantique à l'est et la région arctique, entre les deux, comprenant le centre des mers du Groenland et d'Islande.

Des "gyres" (tourbillons à l'échelle d'un bassin) cycloniques existent dans chacun des bassins principaux (Groenland, Islande, Norvège et Lofoten), comme on le voit sur la figure 2.4 qui décrit la circulation de surface (Poulain & Warn-Varnas, 1996). Parmi les courants composant ces gyres, on notera en particulier la branche sud du gyre de la mer du Groenland, le courant de Jan-Mayen (*Jan-Mayen Current*, JMC) et la branche sud du gyre de la mer d'Islande, le Courant Est Islandais (*East Icelandic Current*, EIC).

La circulation profonde est aussi représentée sur la figure 2.3. On y voit les eaux entrant par le détroit de Fram, transportées dans l'EGC vers le détroit du Danemark. Une partie est déviée dans le gyre de la mer du Groenland dans le JMC. Depuis ce gyre, une partie retourne dans l'océan Arctique, tandis qu'une autre se dirige vers la mer de Norvège. Une deuxième partie des eaux profondes de l'EGC est déviée vers le gyre de la mer d'Islande, dans l'EIC. Les eaux profondes des mers d'Islande et de Norvège alimentent l'eau de débordement de l'intervalle Islande-Ecosse. **La circulation des eaux profondes est moins bien connue que celle de surface. La description ci-dessus est schématique et de nombreuses incertitudes existent au sujet des recirculations et transferts d'eaux profondes entre les différents bassins des mers Nordiques.**

2.3.2 Masses d'eau de surface et de subsurface

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau décrites dans cette section sont représentées sur la figure 2.5.

Les eaux pénétrant dans les mers Nordiques depuis le sud sont des eaux chaudes et salées provenant des latitudes subtropicales. Hansen et Østerhus (2000) en décrivent les origines et trajectoires. Ils mettent en évidence deux masses d'eau. La première proviendrait des environs de la zone de fracture de

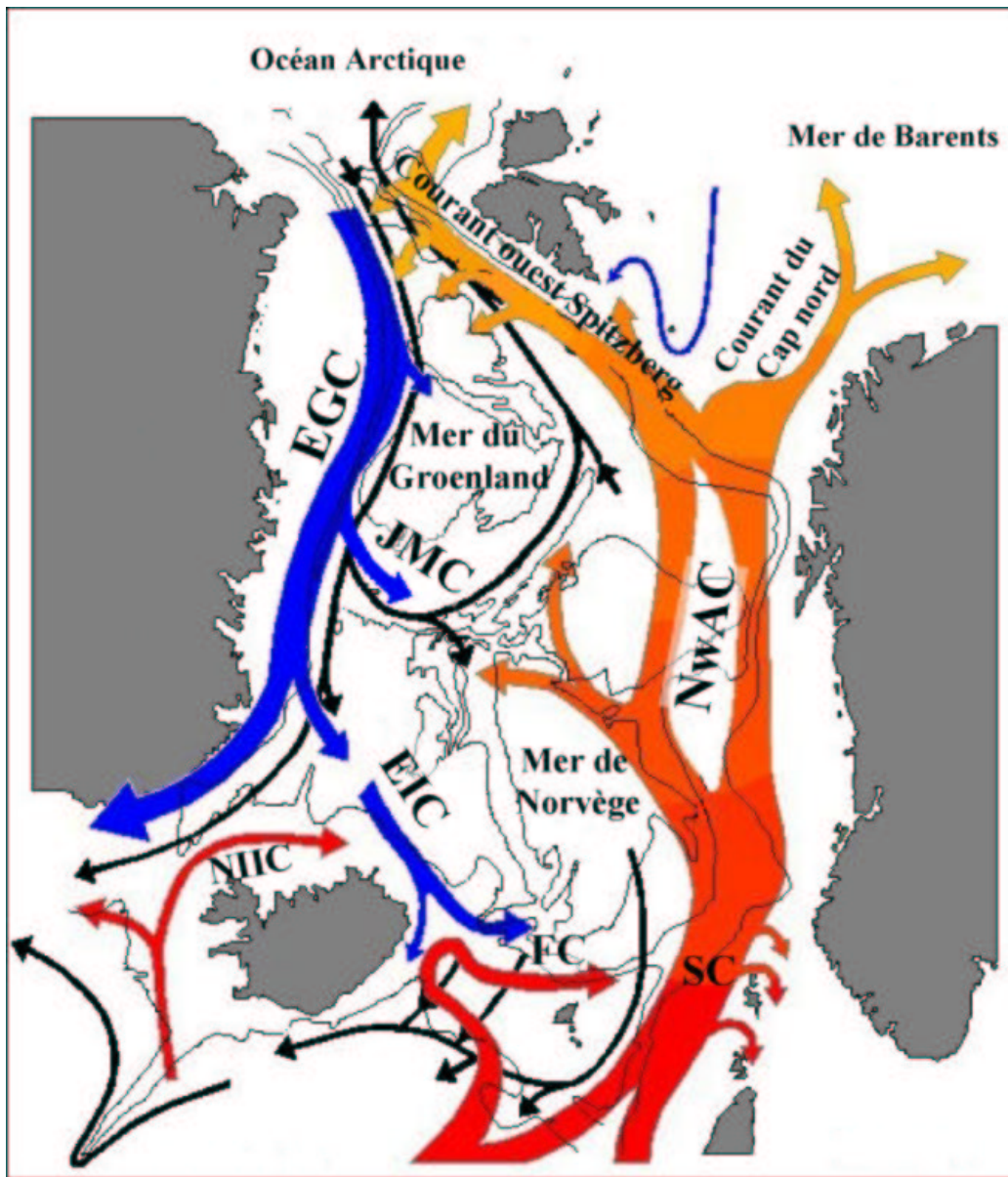


FIG. 2.3 –: Circulation générale des mers Nordiques, d'après Østerhus et Gammelsrod (1999). Les eaux chaudes et froides sont représentées par des couleurs chaudes et froides, respectivement. La circulation profonde (constituée uniquement d'eaux froides) est schématisée par les flèches noires. EIC : East Icelandic Current, Courant Est Islandais; FC : Faro Current, Courant des Faroes; JMC : Jan-Mayen Current, Courant de Jan-Mayen; NIIC : North Icelandic Irminger Current, Courant d'Irminger Nord Islandais; SC : Shetland Current, Courant des Shetland; les autres acronymes sont définis dans la légende de la figure 2.2



FIG. 2.4 –: *Circulation de surface des mers Nordiques, déduite des trajectoires de flotteurs lagrangiens, d'après Poulain et Warn-Varnas (1996). L'EGC n'y est pas représenté, n'ayant pas été échantillonné par ces flotteurs.*

Charlie Gibbs et serait formée par le mélange d'eaux subtropicales, apportées par le NAC, avec des eaux d'origines subpolaires. Ils nomment la masse d'eau ainsi formée Eau Nord Atlantique Modifiée (*Modified North Atlantic Water*, MNAW; propriétés au-dessus de la ride: 7-8.5°C et S=35.10-35.30; Hansen & Østerhus, 2000). Elle représente la majorité des eaux transportées vers le nord au-dessus de la ride Islande-Ecosse. L'origine de la MNAW est cependant controversée (McCartney & Mauritzen, 2001). Alors que Becker et Hansen (1998) suggèrent qu'elle provient du NAC, Read (2001) rejette cette hypothèse et soutient que la MNAW a pour origine des eaux formées dans la région intergyres entre 40 et 50°N et entre la ride médio atlantique et les côtes européennes.

La deuxième masse d'eau pénétrant dans les mers Nordiques depuis le sud, a des caractéristiques proches de la précédente mais est plus salée. Elle proviendrait du large des côtes européennes, d'où elle serait advectée directement vers le chenal Faroe-Shetland dans le Courant de Pente Continentale (*Continental Slope Current*, CSC, voir fig. 2.7). Cette masse d'eau est appelée Eau Nord Atlantique (*North Atlantic Water*, NAW; propriétés au-dessus de la ride: 9.5-10.5°C et 35.35-35.45; Hansen & Østerhus, 2000). Son étendue se limite à celle du CSC, au-dessus de la pente continentale, dans l'est du détroit Faroe-Shetland.

Ces eaux pénètrent dans les mers Nordiques principalement par l'intervalle Islande-Ecosse, où leur flux représente environ 7 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$), 3,3 Sv passant entre l'Islande et les îles Faroe et 3,4 Sv passant entre les îles Faroe et l'Ecosse. Leur flux dans le détroit du Danemark ne représente qu'environ 1 Sv (Hansen & Østerhus, 2000).

Les trajectoires des eaux d'origines atlantiques dans les mers Nordiques sont représentées sur la figure 2.3. Les eaux passant par le détroit du Danemark y sont transportées dans le courant d'Irminger Nord Islandais (*North Icelandic Irminger Current*, NIIC). Elles rejoignent ensuite l'EIC, puis le courant des Faroe (*Faroe Current*, FC) et le courant des Shetland (*Shetland Current*, SC) au nord de la ride Islande-Ecosse, où elles sont rejointes par les eaux pénétrant dans les mers Nordiques par l'intervalle Islande-Ecosse. Ces eaux sont ensuite transportées vers le nord dans le NwAC. Une veine s'en détache en direction des îles Jan-Mayen au niveau de la frontière nord du bassin de Norvège. Le NwAC se sépare ensuite en deux branches au nord du bassin des Lofoten. L'une pénètre dans la mer de Barents, tandis que l'autre continue vers le détroit de Fram, sous le nom de Courant Ouest Spitzberg. Aux latitudes des îles Spitzberg, une partie de l'eau atlantique retourne vers le sud au sein de l'EGC et une partie poursuit sa route vers l'océan arctique à travers le détroit de Fram. Au cours de ce trajet, la température

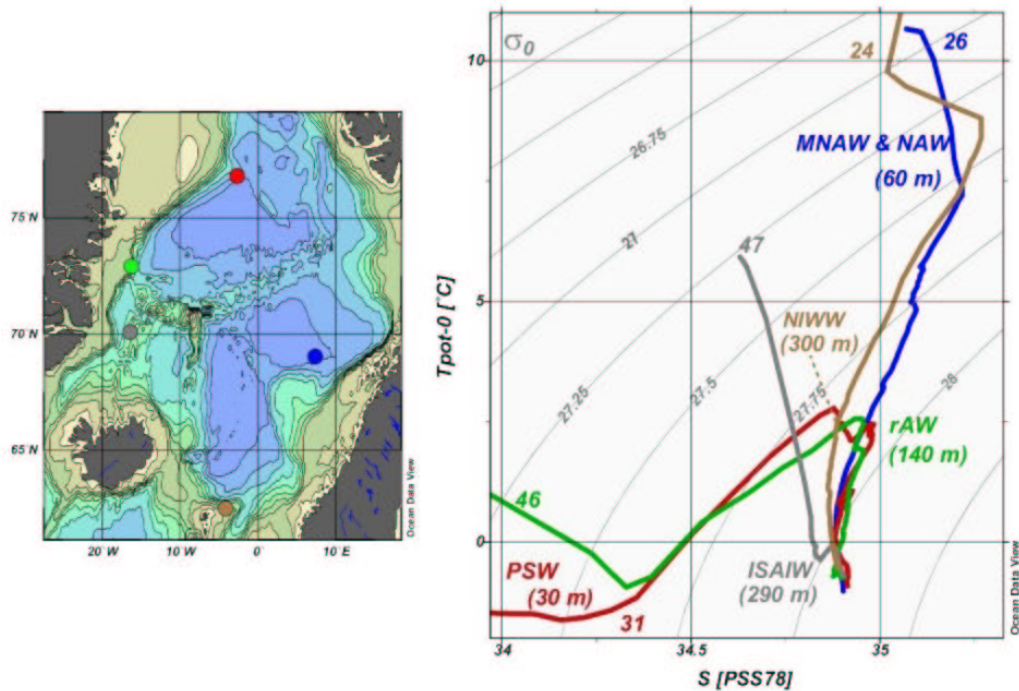


FIG. 2.5 –: Diagramme Θ/S des eaux de surface et subsurface des mers Nordiques. Seules les caractéristiques de certaines stations indiquées par des points de couleur sur la carte sont reportées sur le diagramme. Ces stations ont été sélectionnées de manière à échantillonner l'ensemble des masses d'eau de la zone. Les couleurs des courbes du diagramme correspondent à celles des points sur la carte. Les numéros des stations sont indiqués. Le nom de chaque masse d'eau est indiqué avec une couleur correspondant à une station où elle a été identifiée et à proximité de la partie de la courbe correspondante (le nom de certaines masses d'eau présentes à plusieurs stations n'est reporté qu'une fois). ISAIW : Iceland Sea Arctic Intermediate Water, Eau Arctique Intermédiaire de la Mer d'Islande; MNAW : Modified North Atlantic Water, Eau Nord Atlantique Modifiée; NAW : North Atlantic Water, Eau Nord Atlantique; NIWW : North Icelandic Winter Water, Eau d'Hiver Nord Islandaise; PSW : Polar Surface Water, Eau de Surface Polaire; rAW : returning Atlantic Water, Eau Atlantique retournante.

et la salinité de l'eau atlantique se sont réduites pour atteindre des valeurs maximales de l'ordre de $\theta=6.9^{\circ}\text{C}$ et $S=35.1$ à l'ouest des îles Spitzberg (au cours de signature/GINS). L'eau atlantique retournant vers le sud au niveau des îles Spitzberg est appelée Eau Atlantique retournante (*returning Atlantic Water*, rAW, Mauritzen, 1996). Cette masse d'eau est aussi nommée Eau Arctique Intermédiaire inférieure (*lower Arctic Intermediate Water*, LAIW) par Swift, 1986. Ses valeurs de température et salinité sont encore réduites : $2^{\circ}\text{C}<\theta<3^{\circ}\text{C}$ et $34.95<S<35.0$ à 77°N dans l'EGC (au cours de signature/GINS).

Au niveau du détroit de Fram, les eaux atlantiques subduisent sous une masse d'eau de surface, très froide et très dessalée, provenant de l'océan Arctique, l'Eau de Surface Polaire (*Polar Surface Water*, PSW $S<34.4$). Cette masse d'eau constitue une fine couche de surface dans l'EGC, totalisant environ 0,8 Sv, au-dessus de la rAW. Ces eaux sont transportées au sein de l'EGC jusqu'au détroit du Danemark, mais aussi dans les gyres des mers du Groenland et d'Islande, respectivement par le JMC et l'EIC.

2.3.3 Masses d'eau intermédiaires

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau décrites dans cette section sont représentées sur la figure 2.6 ou sur la figure 2.5.

Les eaux d'origine atlantique entrées dans l'océan Arctique, par le détroit de Fram ou via la mer de Barents, forment ce qu'on appelle la couche atlantique, qui circule autour de l'océan Arctique sous la PSW. Au cours de ce trajet, ses maxima de température et salinité se réduisent jusqu'à atteindre des valeurs de l'ordre de $0.2^{\circ}\text{C}<\theta<0.6^{\circ}\text{C}$ et $34.8<S<34.9$ (Mauritzen, 1996), lorsqu'elle pénètre dans les mers Nordiques par le détroit de Fram. Elle est donc nettement plus froide et moins salée que la rAW. Elle est alors appelée Eau Atlantique Modifiée (*Modified Atlantic Water*, MAW, Rudels et al., 1999) ou Eau Atlantique Arctique (*Arctic Atlantic Water*, AAW, par Mauritzen, 1996).

Les eaux de surface de la région arctique des mers Nordiques, sous la double influence des eaux polaires et atlantiques, prennent part à des processus de convection hivernale. Lorsque ceux-ci n'atteignent que des profondeurs de l'ordre du millier de mètres, ils donnent naissance à des eaux intermédiaires, les Eaux Arctiques Intermédiaires (*Arctic Intermediate Water*, AIW). On distingue celle formée en mer du Groenland, l'Eau Arctique Intermédiaire de la Mer du Groenland (*Greenland Sea Arctic Intermediate Water*, GSAIW, -0.7°C $S=34.88$, 900 m, à la section 77°N de Signature/GINS) de celle formée en mer d'Islande, l'Eau Arctique Intermédiaire de la Mer d'Islande (*Ice-*

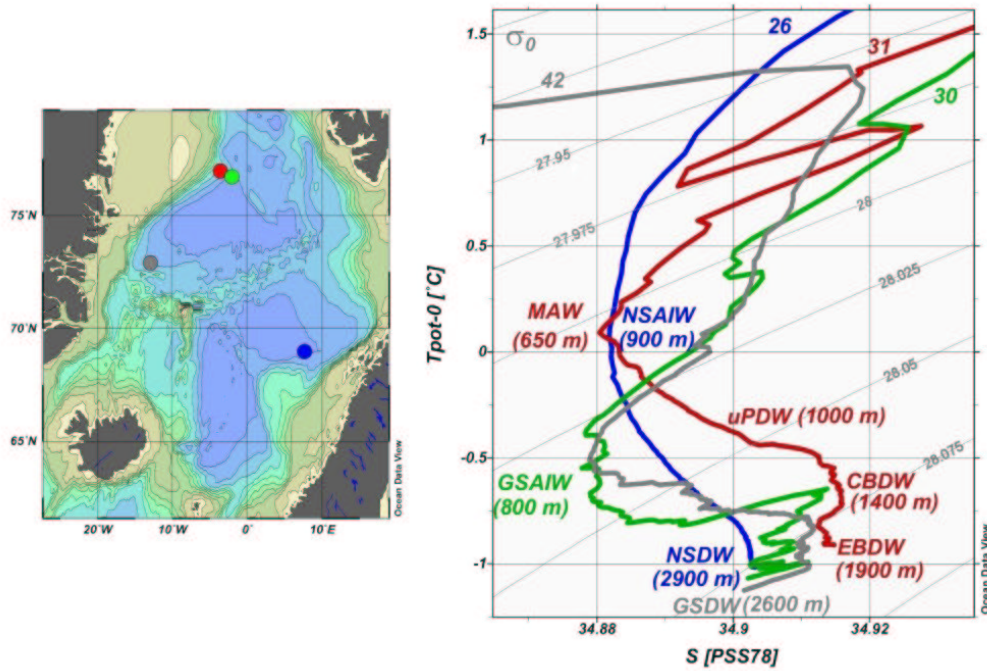


FIG. 2.6 –: Diagramme Θ/S des eaux intermédiaires et profondes des mers Nordiques. Identique à la figure 2.5, sauf qu'il s'agit d'un zoom sur les caractéristiques des eaux intermédiaires et profondes. CBDW : Canadian Basin Deep Water, Eau Profonde du Bassin Canadien; EBDW : Eurasian Basin Deep Water, Eau Profonde du Bassin Eurasien; GSAIW : Greenland Sea Arctic Intermediate Water, Eau Arctique Intermédiaire de la Mer du Groenland; GSDW : Greenland Sea Deep Water, Eau Profonde de la Mer du Groenland; MAW : Modified Atlantic Water, Eau Atlantique Modifiée; NSAIW : Norwegian Sea Arctic Intermediate Water, Eau Arctique Intermédiaire de la Mer de Norvège; NSDW : Norwegian Sea Deep Water, Eau Profonde de la Mer de Norvège; uPDW : upper Polar Deep Water, Eau Profonde Polaire supérieure.

land Sea Arctic Intermediate Water, ISAIW, $\Theta = -0.4^\circ\text{C}$ $S = 34.84$, à 300 m, à la section 70°N de Signature/GINS). Leur formation par convection hivernale leur confère certaines caractéristiques : elles sont assez froides et peu salées (puisque issues d'eaux de surface de la région arctique), elles ont une forte teneur en oxygène dissous et en CFC et leur vorticité potentielle ($VP \approx \left(\frac{f}{\rho} \times \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)$) est faible¹. De plus, la GSAIW est caractérisée par une forte concentration en SF6, puisque ce traceur a été artificiellement injecté dans la zone de formation, à l'isopycnale correspondant à cette masse d'eau, en 1996. Ces deux masses d'eau sont entraînées d'une part vers le sud-ouest dans l'EGC, et d'autre part vers l'est par les courants de Jan-Mayen et Nord Islandais.

Deux masses d'eaux intermédiaires sont présentes dans la mer de Norvège. La première, l'Eau Arctique Intermédiaire de la Mer de Norvège (*Norwegian Sea Arctic Intermediate Water*, NSAIW), provient de l'advection de la GSAIW et de la ISAIW. Elle se caractérise par un minimum de salinité et des températures de l'ordre de 0°C ($-0.5^\circ\text{C} < \theta < 0.5^\circ\text{C}$ et $34.85 < S < 34.89$). La deuxième, l'Eau d'Hiver Nord Islandaise (*North Icelandic Winter Water*, NIWW) est formée en hiver au nord de l'Islande, à partir de MNAW, d'eau de surface et des apports d'eaux douces islandais. On ne la trouve que dans le sud de la mer de Norvège, ses caractéristiques sont : $2^\circ\text{C} < \theta < 3^\circ\text{C}$ et $34.85 < S < 34.90$. Elle est moins dense que la précédente (Blindheim, 1990).

2.3.4 Masses d'eau profondes

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau décrites dans cette section sont représentées sur la figure 2.6.

Des processus thermohalins, liés à la présence de plateaux continentaux, de glaces de mer et d'apports d'eau douce, transforment les eaux atlantiques de l'océan Arctique en plusieurs masses d'eau profondes. Trois d'entre elles pénètrent dans les mers nordiques par le détroit de Fram. La moins dense, l'Eau Profonde Polaire supérieure (*upper Polar Deep Water*, uPDW) est la plus chaude et la moins salée. Elle se caractérise à son entrée dans le détroit de Fram par $-0.5^\circ\text{C} < \theta < 0^\circ\text{C}$ et $34.7 < S < 34.9$. En dessous, se trouve l'Eau Profonde du Bassin Canadien (*Canadian Basin Deep Water*, CBDW), qui est passée au-dessus de la ride de Lomonosov. Elle est plus froide et plus salée : caractérisée par $-0.8^\circ\text{C} < \theta < -0.5^\circ\text{C}$ et $S \approx 34.91$ dans le détroit de Fram. La plus dense de ces eaux est l'Eau Profonde du Bassin Eurasien (*Eurasian Basin Deep Water*, EBDW), plus froide que la précédente avec des salinités

1. La vorticité potentielle est liée localement au gradient de densité. En l'absence de mélange, le long de lignes de courant, cette grandeur se conserve davantage que le gradient de densité (Talley & McCartney, 1982).

comparables: $-1.1^{\circ}\text{C} < \theta < -0.8^{\circ}\text{C}$ et $S \approx 34.91$ dans le détroit de Fram (Schlichtholz & Houssais, 1999).

En mer du Groenland, les processus de convection hivernale peuvent atteindre des profondeurs supérieures à 2000 m et ainsi donner naissance à une masse d'eau profonde, l'Eau Profonde de la Mer du Groenland (*Greenland Sea Deep Water*, GSDW, $\theta < -1.1^{\circ}\text{C}$ et $34.88 < S < 34.90$ Swift, 1986). Ces processus de convection hivernale profonde semblent néanmoins avoir diminué d'intensité au cours des deux dernières décennies (Meincke et al., 1997). Le mélange des eaux profondes d'origine polaire (principalement l'EBDW) avec la GSDW, dans le gyre de la mer du Groenland donne naissance à l'Eau Profonde de la Mer de Norvège (*Norwegian Sea Deep Water*, NSDW, $-1.2^{\circ}\text{C} < \theta < -0.5^{\circ}\text{C}$ et $34.90 < S < 34.91$, Swift & Koltermann, 1988; Blindheim, 1990) qui pénètre dans la mer de Norvège par le courant de Jan-Mayen.

Comme nous l'avons dit dans la section 2.3.1 au sujet des courants, de nombreuses incertitudes existent au sujet des masses d'eau profondes et de leurs interactions.

2.3.5 Le débordement du détroit du Danemark

Des eaux denses pénètrent dans le bassin d'Irminger en passant par le Détroit du Danemark. On les appelle les Eaux de Débordement du Détroit du Danemark (*Denmark Strait Overflow Water*, DSOW). Elles représentent un flux d'environ 2,9 Sv pour des densités telles que $\sigma_0 > 27.80$. L'origine de ces eaux est incertaine et de nombreuses hypothèses coexistent. Swift et al. (1980) suggèrent qu'il s'agit principalement de ISAIW et dans une proportion moindre d'eaux intermédiaires advectées depuis la mer du Groenland dans l'EGC. Strass et al. (1993) suggèrent au contraire que la DSOW est formée dans l'EGC par le mélange de rAW et de GSAIW. Rudels et al. (1998) suggèrent pour leur part que la moitié de la DSOW provient de l'océan Arctique (MAW, uPDW et un peu de CBDW). Mauritzen (1996) suggère que la DSOW est principalement composée de MAW et de rAW. Jónsson (1999), se basant sur des mesures de courant juste au nord du détroit du Danemark, suggère que la DSOW est advectée directement depuis la mer d'Islande et non dans l'EGC, revenant au schéma de Swift et al. (1980). Quoi qu'il en soit, la DSOW traditionnellement définie par $\sigma_0 > 27.80$ a les caractéristiques suivantes : $27.80 < \sigma_0 < 28.05$, $34.8 < S < 34.9$ et $-0.5 < \theta < 1^{\circ}\text{C}$ (Swift et al., 1980; Swift, 1984 et ce travail).

2.3.6 Le débordement de l'intervalle Islande-Ecosse

De même que dans le détroit du Danemark, un débordement d'eaux denses a lieu par l'intervalle Islande-Ecosse. Les eaux passent dans le bassin d'Islande par deux voies : au-dessus de la ride Islande-Faroe, où leur flux est d'environ 1 Sv, et par le chenal Faroe-Bank, où leur flux est d'environ 1,5 Sv.

La partie passant au-dessus de la ride Islande-Faroe est composée d'Eau Est Islandaise Modifiée (*Modified East Icelandic Water*, MEIW, $S < 34.90$ et $2 < \theta < 3$ °C), de NSAIW et de NSDW. La MEIW résulte elle-même du mélange complexe et variable de plusieurs masses d'eau : la MNAW, la NSAIW, la NIWW et l'Eau Est Islandaise (*East Icelandic Water*, EIW), une eau froide et dessalée formée au nord de l'Islande. La partie passant par le chenal Faroe-Bank est composée principalement de NSAIW et de NSDW (Hansen & Østerhus, 2000).

Que ce soit en passant au-dessus de la ride Islande-Ecosse ou par le chenal Faroe-Bank, ces eaux denses entraînent des eaux atlantiques les surplombant (MNAW et NAW) ainsi que de l'Eau de la Mer du Labrador, décrite ci-après. L'entraînement des eaux atlantiques augmente significativement les températures et salinités des eaux de débordement. La masse d'eau ainsi formée est nommée Eau de Débordement Islande-Ecosse (*Iceland Scotland Overflow Water*, ISOW). Elle se caractérise par : $\sigma_0 > 27.8$, $S > 34.94$ et $\theta < 3$ °C (Hansen & Østerhus, 2000). Nous utiliserons le terme "ISOW pure" pour désigner les eaux de débordement de l'intervalle Islande-Ecosse, avant les entraînements décrits ci-dessus.

2.4 La région subpolaire nord atlantique

2.4.1 Principales structures hydrodynamiques

La circulation de surface dans la région subpolaire nord atlantique est schématisée sur la figure 2.7. Les structures dominantes de surfaces sont :

- le NAC, qui est le prolongement du Gulf Stream et qui transporte donc des eaux d'origines subtropicales d'abord d'ouest en est, approximativement le long du cinquantième parallèle, puis vers le nord à environ 22°W, créant ainsi le front subpolaire;
- le courant d'Irminger, qui prolonge le NAC au sud de l'Islande;
- l'EGC, qui transporte à la fois des eaux d'origines polaire et arctique étant passées par le détroit du Danemark et des eaux d'origines subtropicales apportées par le courant d'Irminger;
- le Courant Ouest Groenlandais (*West Greenland Current*, WGC), qui prolonge l'EGC le long des côtes ouest groenlandaises;
- le courant du Labrador (*Labrador Current*, LC), qui transporte à la fois des eaux apportées par le WGC et des eaux provenant de la baie de Baffin.

Aux latitudes de Terre Neuve, une partie des eaux transportées dans le courant du Labrador continue sa route vers le sud, tandis qu'une autre s'oriente à l'ouest, rejoignant le NAC. La boucle ainsi formée est appelée gyre subpolaire nord atlantique. Ce gyre s'étend jusqu'aux profondeurs intermédiaires, il est ensuite interrompu par la ride médio-atlantique.

La circulation profonde est fortement contrainte par la topographie, elle est schématisée sur la figure 2.8. Elle se compose principalement :

- d'un courant profond de bord est (*Deep East Boundary Current*, DEBC), traçable depuis le bassin ibérique, transportant des eaux provenant de l'hémisphère sud;
- d'un courant profond de bord nord (*Deep North Boundary Current*, DNBC), poursuivant le précédent, qui intègre d'abord les eaux de débordement de l'intervalle Islande-Ecosse, qui contourne ensuite la ride de Reykjanes par la zone de fracture de Charlie Gibbs, puis qui intègre les eaux de débordement du détroit du Danemark;

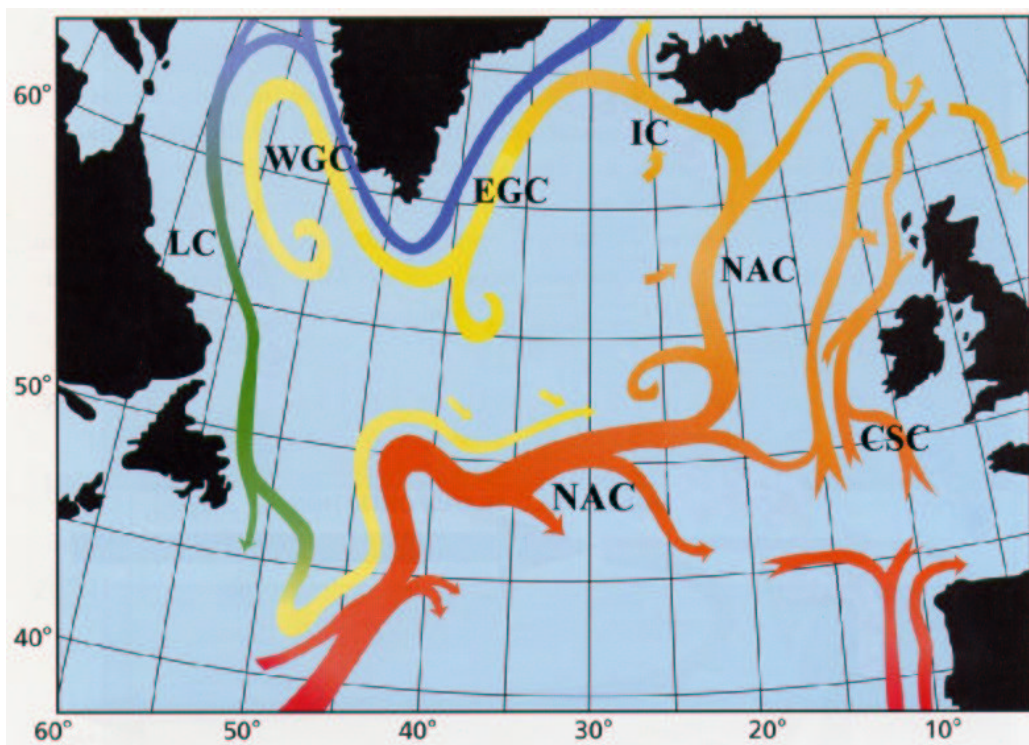


FIG. 2.7 –: *Circulation de surface de la région subpolaire nord atlantique, adaptée de Schmitz (1996). Les lignes rouges représentent des eaux à $\approx 15^\circ\text{C}$, les jaunes à $\approx 4^\circ\text{C}$ et les bleues à $\approx 0^\circ\text{C}$, les dégradés d'orange et de vert indiquent des températures intermédiaires. Les boucles, situées en fin de trajectoire des eaux chaudes, représentent des zones de convection. CSC: Continental Slope Current, Courant de Pente Continentale; les autres acronymes ont été définis dans les légendes précédentes.*

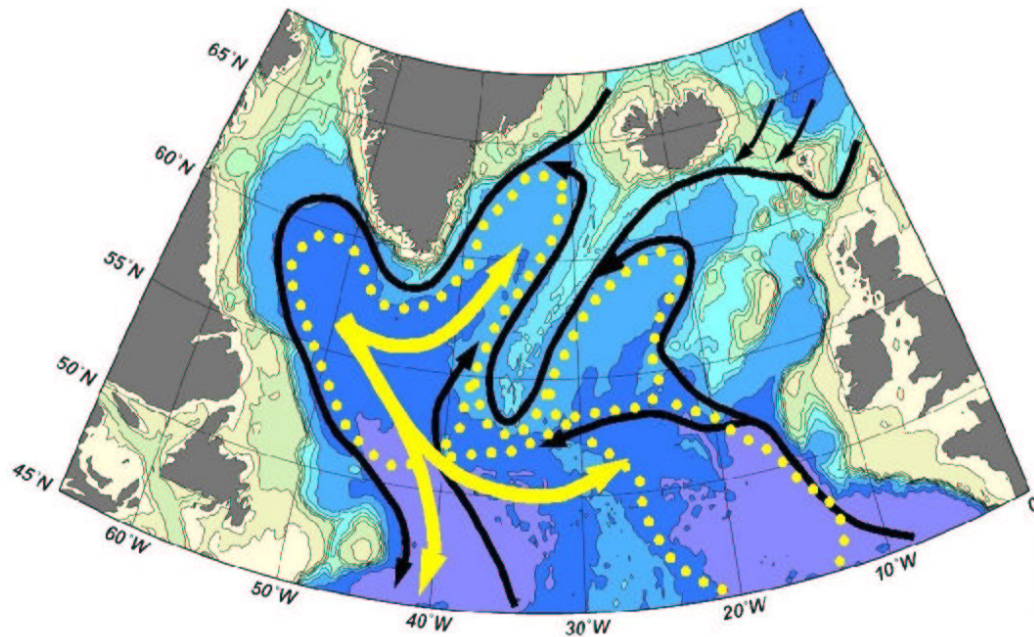


FIG. 2.8 – *Circulation profonde de la région subpolaire nord atlantique. Les flèches noires représentent les courants de bord. En faisant le tour du bassin dans le sens inverse des aiguilles d’une montre, on trouve successivement les courants profonds de bord est, nord et ouest. Les pointillés jaunes indiquent des cellules de recirculation profonde, qui communiquent par la zone de fracture de Charlie Gibbs. Les flèches jaunes schématisent les directions de propagation de l’Eau de la Mer du Labrador (Labrador Sea Water, LSW).*

- d’un courant profond de bord ouest (*Deep West Boundary Current, DWBC*), poursuivant le précédent, qui intègre en plus l’Eau de la Mer du Labrador (*Labrador Sea Water, LSW*) et qui poursuit sa route vers le sud jusqu’à l’océan austral.

Un courant profond existe sur le bord ouest de la dorsale médio-atlantique, qui transporte des eaux profondes provenant de l’hémisphère sud vers le bassin d’Irminger (McCartney, 1992). Des cellules de recirculation d’eaux profondes existent dans les parties est et ouest de la région subpolaire nord atlantique, elles communiquent au-dessus de 3600 m par la zone de fracture de Charlie Gibbs. La LSW se propage dans trois directions principales, vers le nord-est et la mer d’Irminger, vers le sud-est et le long de 50°N, et vers le sud.

2.4.2 Masses d'eau de surface et de subsurface

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau de surface et subsurface de la région subpolaire nord atlantique sont représentées sur la figure 2.9.

La couche de surface est dominée par des apports d'eaux chaudes et salées d'origines subtropicales pénétrant la zone par le sud-est dans la dérive nord atlantique, que nous appellerons Eau Atlantique de Surface (*Surface Atlantic Water*, SAW), et par des eaux froides et dessalées transportées dans l'EGC et le courant du Labrador. Les eaux froides et dessalées de l'EGC ont pour origine, d'une part, la PSW passant par le détroit du Danemark et, d'autre part, des eaux provenant de la fonte de la calotte groenlandaise pendant l'été. Le WGC est aussi alimenté par la fonte de la calotte groenlandaise. Le courant du Labrador transporte de même des eaux froides et dessalées, appelées Eau du Courant du Labrador (*Labrador Current Water*, LCW). Elles sont composées d'eau provenant du WGC mais aussi d'eaux provenant de la baie de Baffin par le Courant de la Baie de Baffin (*Baffin Bay Current*, BBC), d'eaux provenant de la baie d'Hudson et d'eaux provenant des côtes du Labrador (Khatiwala et al., 1999 et références incluses).

2.4.3 Masses d'eau intermédiaires

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau décrites dans cette section sont représentées sur la figure 2.9 ou sur la figure 2.10.

Les profondeurs situées entre la thermocline saisonnière (typiquement 100 à 200 m) et environ 1000 m sont principalement occupées par ce que l'on appelle l'Eau Modale Subpolaire (*Subpolar Mode Water*, SPMW) décrite par McCartney et Talley (1982). Ces eaux sont majoritairement formées par des processus de convection hivernale dans le gyre subpolaire nord atlantique. Ceux-ci donnent lieu à des couches de mélange, profondes d'environ 400 m dans la partie est de la zone et atteignant 1000 m de profondeur dans le bassin du Labrador.

Le terme SPMW regroupe des eaux dont les caractéristiques varient de manière importante dans le gyre subpolaire. Elles ont des températures de l'ordre de 8-10°C dans l'est de la zone, de 5-7°C dans le bassin d'Irvinger et de 3.5-4°C dans le bassin du Labrador. Ces variations témoignent de la diversité des SPMW et du refroidissement progressif au cours de leur circulation cyclonique. Parmi ces dernières, on peut citer, en premier lieu, des eaux d'origines subtropicales, en particulier l'Eau Est Nord Atlantique (*Eastern North Atlantic Water*, ENAW, formée au large de l'Espagne et du Golfe de

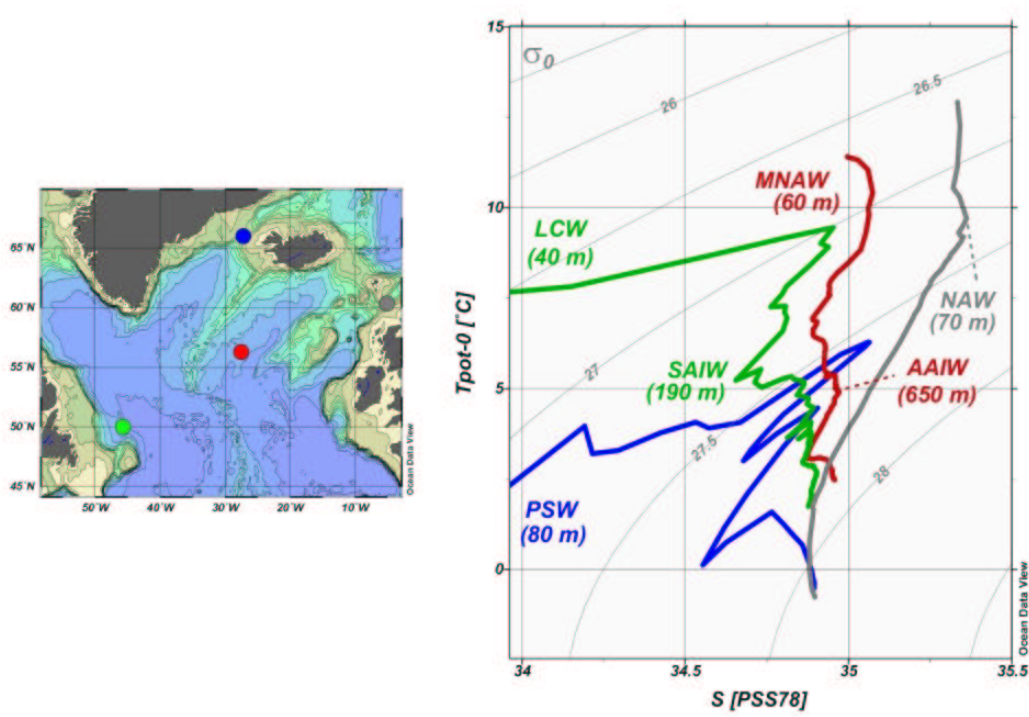


FIG. 2.9 –: Diagramme Θ/S des eaux de surface et subsurface de l'Atlantique Subarctique. Identique à la figure 2.5, sauf qu'il s'agit de l'Atlantique subarctique. AAIW : Antarctic Intermediate Water, Eau Antarctique Intermédiaire; LCW : Labrador Current Water, Eau du Courant du Labrador; MNAW : Modified North Atlantic Water, Eau Nord Atlantique Modifiée; NAW : North Atlantic Water, Eau Nord Atlantique; PSW : Polar Surface Water, Eau de Surface Polaire; SAIW : Subarctic Intermediate Water, Eau Intermédiaire Subarctique.

Gascogne) et l'Eau Ouest Nord Atlantique (*Western North Atlantic Water*, WNAW, originaire de la mer des Sargasses), qui sont deux variétés d'Eau Centrale Nord Atlantique (*North Atlantic Central Water*, NACW), et, en second lieu, des eaux d'origines subpolaires, en particulier l'Eau Intermédiaire Subarctique (*Subarctic Intermediate Water*, SAIW, décrite ci-après). **Les zones de formation spécifiques des différents types de SPMW, leurs interactions et les processus responsables de couches de mélange si épaisses sont encore pour la plupart inconnus** (Arhan, 1990; Pollard et al., 1996; van Haken & Becker, 1996; Pollard et al., 1999; Talley, 1999; Hansen & Østerhus, 2000; Read, 2001).

La plus dense des SPMW, l'eau modale subpolaire du bassin du Labrador est appelée Eau de la Mer du Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW, Talley & McCartney, 1982). Elle se caractérise par un minimum de salinité, un maximum d'oxygène, un minimum de vorticité potentielle, correspondant à la densité $\sigma_0 \approx 27.77$, vers 1700 m de profondeur. Sa propagation dans le gyre subpolaire est schématisée sur la figure 2.8. Elle occupe un volume très important de la région subpolaire nord atlantique. On la trouve environ entre 500 et 2000 m de profondeur dans le bassin du Labrador et environ entre 1000 et 2000 m de profondeur dans les bassins d'Irminger et d'Islande.

La SAIW est probablement formée dans le courant du Labrador par subduction d'eau de surface (Arhan, 1990). Elle se caractérise par des salinités inférieures à 34.90 et des températures entre 4 et 7°C.

L'Eau Antarctique Intermédiaire (*Antarctic Intermediate Water*, AAIW) est aussi présente dans le gyre subpolaire nord atlantique (Tsuchiya, 1989), où elle s'identifie par un maximum de salinité et un léger maximum de silicate, à des profondeurs de l'ordre de 600 m.

2.4.4 Masses d'eau profondes

Les caractéristiques de température et de salinité des masses d'eau décrites dans cette section sont représentées sur la figure 2.10.

Outre la LSW formée par convection dans le gyre du Labrador, les couches profondes du gyre subpolaire nord atlantique sont alimentées par trois autres masses d'eau provenant de processus de convection aux hautes latitudes. Les deux premières sont la DSOW et la ISOW, la troisième est ce que l'on nomme l'Eau Profonde Inférieure (*Lower Deep Water*, LDW). Cette dernière provient de l'Eau Antarctique de Fond (*Antarctic Bottom Water*, AABW), qui traverse l'ensemble de l'océan atlantique du sud vers le nord et dont les caractéristiques sont modifiées au cours du trajet par mélange avec d'autres

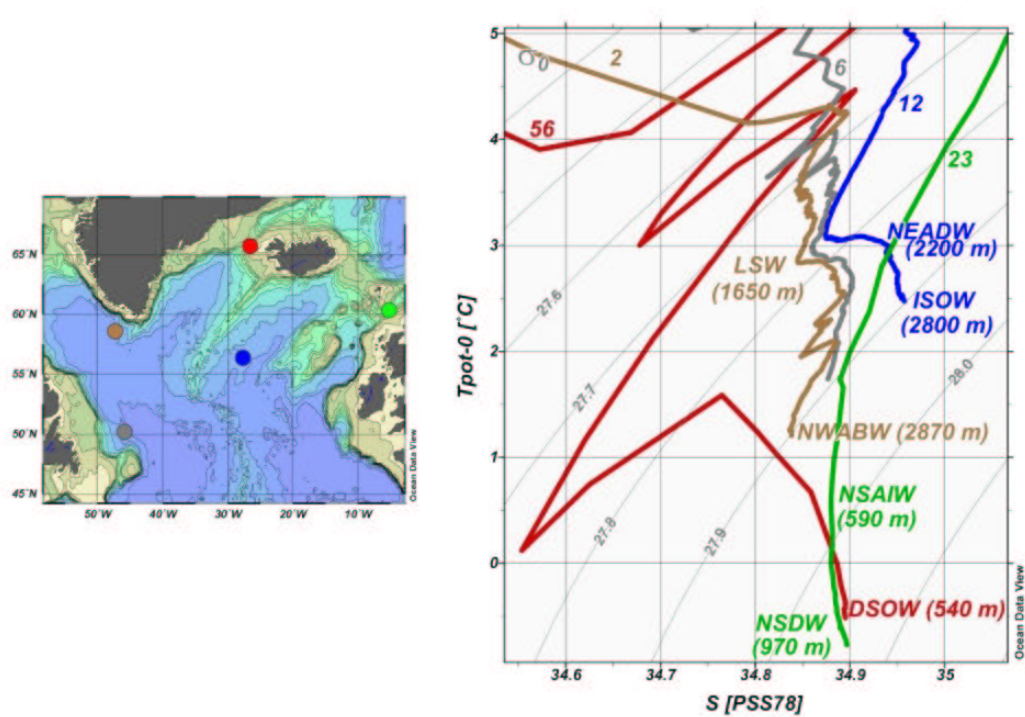


FIG. 2.10 –: Diagramme Θ/S des eaux intermédiaires et profondes de l'Atlantique Subarctique. Identique à la figure 2.9, sauf qu'il s'agit d'un zoom sur les caractéristiques des eaux intermédiaires et profondes. DSOW : Denmark Strait Overflow Water, Eaux de Débordement du Détroit du Danemark; ENADW : North East Atlantic Deep water, Eau Profonde Nord Est Atlantique; ISOW : Iceland Scotland Overflow Water, Eau de Débordement Islande-Ecosse; LSW : Labrador Sea Water, Eau de la Mer du Labrador; NSAIW : Norwegian Sea Arctic Intermediate Water, Eau Arctique Intermédiaire de la Mer de Norvège; NSDW : Norwegian Sea Deep Water, Eau Profonde de la Mer de Norvège; NWABW : North West Atlantic Bottom Water, Eau de Fond Nord Ouest Atlantique.

masses d'eau profondes et en particulier la NADW (McCartney, 1992; Dickson & Brown, 1994).

La LDW est identifiable par un maximum de silicate et un minimum d'oxygène. Elle pénètre dans la région subpolaire nord atlantique, à l'est par le courant profond de bord est au large des côtes européennes et à l'ouest en longeant le bord ouest de la dorsale médio-atlantique (Figure 2.8). On distingue donc la LDW de l'ouest (wLDW) de la LDW de l'est (eLDW). Ces LDW se mélangent au sein de cellules de recirculation profonde avec les eaux de débordement de la ride Groenland-Ecosse (McCartney, 1992).

Les eaux de débordement de la ride Groenland-Ecosse plongent depuis les profondeurs des passages qu'elles empruntent (entre 500 et 850 m) vers le fond des bassins du gyre subpolaire nord atlantique, à des profondeurs de l'ordre de 3000 m. Ces plongées provoquent l'entraînement des eaux voisines, en particulier des SPMW et la LSW (McCartney, 1992; Swift, 1984).

La DSOW est caractérisée par $27.80 < \sigma_0 < 28.05$, $34.8 < S < 34.9$, $-0.5 < \theta < 1$ °C et $10 < O_2 < 11$ mg.l⁻¹ dans le détroit du Danemark. Les entraînements décrits ci-dessus et l'influence de la LDW modifient ces caractéristiques à des valeurs de l'ordre de $\sigma_0 \approx 27.90$, $34.83 < S < 34.90$, $1 < \theta < 2.2$ °C et $9.1 < O_2 < 10$ mg.l⁻¹ dans l'EGC, le WGC et le courant du Labrador. La masse d'eau ainsi formée est appelée Eau de Fond Nord Ouest Atlantique (*North West Atlantic Bottom Water*, NWABW). C'est la masse d'eau la plus dense des bassins d'Irminger et du Labrador. Elle est trop dense pour passer dans le bassin d'Islande par la zone de fracture de Charlie Gibbs (Swift, 1984).

L'ISOW, dont la formation est décrite dans la partie 2.3.6 coule le long du bord est de la ride de Reykjanes, jusqu'à la zone de fracture de Charlie Gibbs. Une partie pénètre ensuite dans le bassin d'Irminger et remonte vers le nord contre le bord ouest de la ride de Reykjanes. Une autre partie reste à l'est de la ride médio-atlantique, où elle recircule dans les bassins d'Islande et ouest européen (Fleischmann et al., 2001). L'ISOW se mélange de manière importante avec les masses d'eau environnantes (LDW, LSW) dans les cellules de recirculation du gyre subpolaire (en particulier à l'est de la ride médio-atlantique), pour donner naissance à l'Eau Profonde Nord Est Atlantique (*North East Atlantic Deep water*, NEADW, McCartney, 1992). Ces mélanges sont suffisamment importants pour que l'ISOW ne soit plus identifiable en tant que masse d'eau après son passage au sud du détroit du Danemark.

La NEADW se caractérise par un maximum de salinité et un minimum d'oxygène à des densités de l'ordre de $\sigma_0 \approx 27.85$. Cette masse d'eau se trouve entre les eaux de fond (DSOW, ISOW, LDW) et la LSW, dans l'ensemble du gyre subpolaire nord atlantique. Elle est formée par le mélange d'ISOW (comprenant les eaux intermédiaires et profondes de la mer de Norvège, mais aussi les SPMW et LSW entraînées dans les débordements) et de LDW. Ce mélange a lieu dans des cellules de recirculation dans les bassins d'Islande et ouest européen, et lors du passage de ces eaux dans la zone de fracture de Charlie Gibbs. La NEADW est transportée dans les cellules de recirculation dans les parties ouest et est du gyre subpolaire nord atlantique, lesquelles communiquent par la zone de fracture de Charlie Gibbs. Son maximum de salinité provient des SPMW entraînées dans l'ISOW et son minimum d'oxygène de la LDW (McCartney, 1992; Read, 2001). **Les mélanges des différentes eaux sources de la NEADW, aux seins des différentes cellules de recirculation, sont encore mal connus, comme l'illustrent Fleischmann et al. (2001) dans une étude, basée sur des mesures de CFC, au sujet du transport de l'ISOW dans les bassins d'Islande et ouest européen.**

2.4.5 Formation de la NADW

La formation de la NADW, telle qu'elle est comprise à ce jour, est décrite en détail par Schmitz (1996). Cette masse d'eau, qui s'identifie par un maximum de salinité centré autour de 2000-3000 m de profondeur du nord au sud de l'océan Atlantique, est formée de trois couches. On distingue la NADW Inférieure (*Lower North Atlantic Deep Water*, LNADW), la NADW centrale (*Middle North Atlantic Deep Water*, MNADW) et la NADW Supérieure (*Upper North Atlantic Deep Water*, UNADW). Schmitz (1996) résume de manière très schématique la composition de la NADW de la manière suivante :

- 8 Sv de LNADW composés de 3 Sv de DSOW, 3 Sv d'eaux subpolaires entraînées (SPMW et LSW) et 2 Sv de LDW de l'ouest (dont 1 Sv rejoint le DWBC à environ 50°N et 1 Sv seulement vers 30°N);
- 6 Sv de MNADW composés de 2 Sv d'eau de débordement de l'intervalle Islande-Ecosse, 2 Sv d'eaux subpolaires entraînées (MNAW et LSW) et 2 Sv de LDW de l'est;
- 4 Sv de UNADW, composés de LSW mélangée avec de l'eau de sortie méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) et des SPMW.

Soit au total 18 Sv pour la NADW.

Au nord de 50°N, la NADW n'est pas encore complètement formée. Piepgras et Wasserburg (1987) la nomme proto-NADW. Ses trois couches sont alors composées de NWABW (proto-LNADW), NEADW (proto-MNADW) et LSW (proto-UNADW).

Derrière cette description très synthétique se cachent de nombreuses incertitudes. Les origines de certaines de ces masses d'eau (par exemple la DSOW) ou les processus et zones de formation de certaines autres (par exemple la NEADW) sont encore mal connus. Les trois couches de la proto-NADW participent à des cellules de recirculation profonde, ce qui rend difficile la quantification des mélanges des différentes eaux sources.

En particulier, la C.I. de Nd de la NADW (≈ -13.5), qui, en ne considérant que les masses d'eau principales de l'océan mondial, est la plus négative de toutes, n'est pas expliquée à ce jour. Cela fera l'objet du chapitre 5.

2.5 Contexte géologique

Une étape préliminaire à toute interprétation de données de C.I. de Nd d'eau de mer est une étude de sources terrigènes potentielles de Nd. Pour ce faire, outre des données d' ε_{Nd} disponibles dans la littérature, une étude succincte de la géologie de la zone permet d'obtenir une vision approximative mais globale de ces sources.

Une carte simplifiée de la géologie de la zone est présentée sur la figure 2.11. Elle montre d'une part, que la majorité des terres émergées de la zone d'étude est composée de vieux continents Précambriens (Archéens ou Protérozoïques) ou Paléozoïques (ceintures orogéniques calédoniennes : Canada, Groënland, Norvège, Spitzberg et Grande-Bretagne) et d'autre part qu'il y existe des formations basaltiques quaternaires et tertiaires (Islande, côtes est et ouest groënlandaise vers 69-70°N, îles Faroes, îles Jan-Mayen). La figure 2.12 (Larsen, 2002) représente les structures basaltiques des terres émergées ainsi que sous-marines, sur une grande partie de la zone d'étude.

De manière générale, dans la zone d'étude, les formations basaltiques sont caractérisées par des ε_{Nd} supérieurs à +4, les formations calédoniennes par des ε_{Nd} de l'ordre de -13 à -14, les formations protérozoïques du Groënland par des ε_{Nd} compris entre -15 et -25 et les formations archéennes par des ε_{Nd} compris entre -25 et -45. De manière plus détaillée, voici une liste de données provenant de la littérature.

Formations basaltiques :

- Côte est groënlandaise vers 69°N : $\varepsilon_{Nd} \approx +4$ (Bernstein et al., 1998; Hansen & Nielsen, 1999);
- Islande : $\varepsilon_{Nd} \approx +8$ (O'Nions & Grönvold, 1973; Hémond et al., 1993);
- îles Faroes : $\varepsilon_{Nd} \approx +7$ (Gariépy et al., 1983; Holm et al., 2001);
- Ride de Kolbeinsey (nord de l'Islande) : $\varepsilon_{Nd} \approx +10$ (Mertz et al., 1991; Schilling et al., 1999);
- Plate-forme de Jan-Mayen : $\varepsilon_{Nd} \approx +6$ (Schilling et al., 1999);

Formations Calédonniennes :

- Côte est groënlandaise vers 78°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -13$ (Brueckner et al., 1998);
- Côte ouest norvégienne vers 60.5°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -14$ (Boundy et al., 1997);

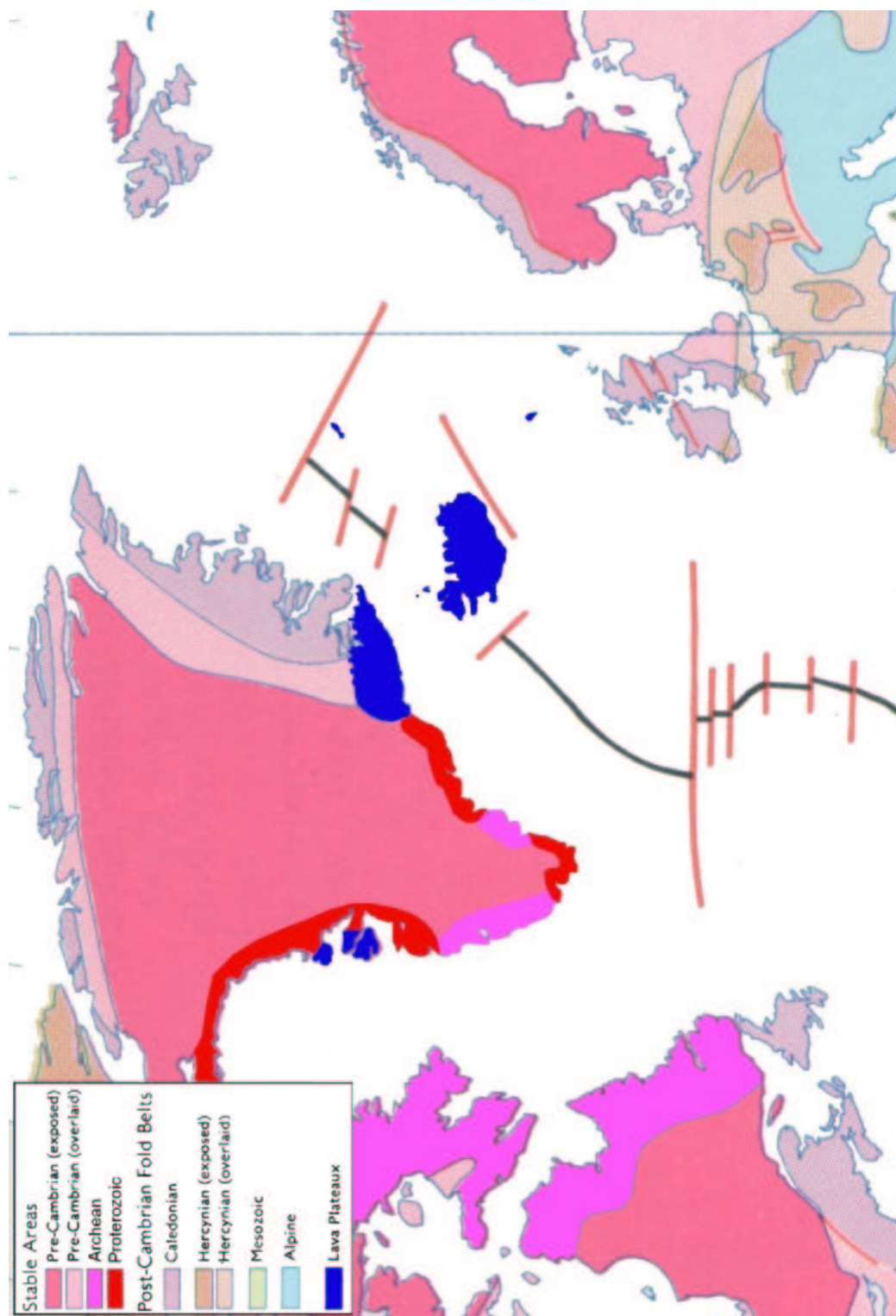


FIG. 2.11 –: Carte géologique de la zone d'étude. Adaptée de Bartholomew (1981) et de Choubert et al. (1976)

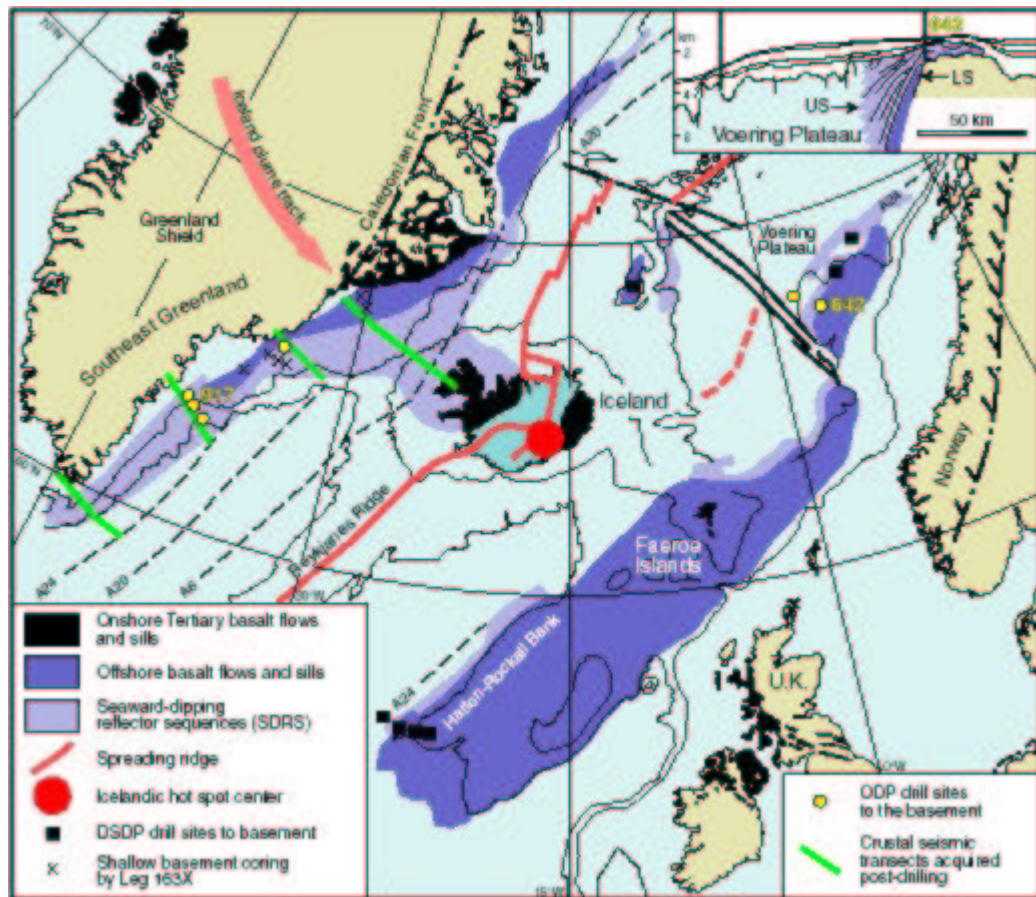


FIG. 2.12 – Formations basaltiques de la zone d'étude, d'après Larsen (2002).

- Plateau continental norvégien vers 65°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -14$ (Ehrenberg et al., 1998);
- Pente groenlandaise vers 73-74°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -12.6$ (ce travail);
- Îles Spitzberg : $\varepsilon_{Nd} \approx -13.7$ (Gallet et al., 1998 et ce travail);

Formations Précambriennes :**Formations Proterozoïques :**

- Côtes du Groënland : $\varepsilon_{Nd} \approx -25$ à -15 (Winter et al., 1997 et références incluses);

Formations Archéennes :

- Côtes Groënlandaises et canadiennes : $\varepsilon_{Nd} \approx -45$ à -25 (Winter et al., 1997 et références incluses);
- Côte est groënlandaise vers 67°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -42$ à -33 (Taylor et al., 1992);
- Côte est groënlandaise vers 72,5°N : $\varepsilon_{Nd} \approx -47$ à -25 (Thrane, 2002);
- Îles Lofoten Vesteralen (68-69°N) : $\varepsilon_{Nd} \approx -34$ (Jacobsen & Wasserburg, 1978).

Note : Par la suite nous utiliserons le terme "basaltique" pour caractériser des roches effusives, basiques et récentes, et le terme "granitique" pour caractériser des roches cristallines et/ou indurées anciennes.

Chapitre 3

La mesure

Sommaire

3.1	Echantillonnage	57
3.2	Conditions de propreté	59
3.3	Concentrations en terres rares	62
3.3.1	Filtration	62
3.3.2	Séparation chimique	62
3.3.3	Mesure au spectromètre de masse quadripolaire à torche à plasma (ICP-MS)	65
3.3.4	Validation	69
3.3.5	Améliorations apportées à la mesure durant ce travail	75
3.4	Composition isotopique de néodyme	76
3.4.1	Préconcentration sur cartouches	76
3.4.2	Colonnes cationiques	79
3.4.3	Colonnes HDEHP	80
3.4.4	Mesure au Spectromètre de masse à thermo-ioni- sation (TIMS)	81
3.4.5	Validation	82
3.4.6	Améliorations apportées à la mesure durant ce travail	86
3.5	Démarche qualité	87

Ce chapitre explique la manière dont les données faisant l'objet de ce doctorat ont été acquises. L'échantillonnage et les conditions de travail en laboratoire sont d'abord succinctement décrits. Les techniques utilisées pour les mesures de concentrations de REE et de C.I. de Nd sont ensuite exposées en détails. L'ensemble des résultats de ces mesures est reporté dans des tableaux en annexe C.1 et C.2.

3.1 Echantillonnage

Les échantillons ont été prélevés au cours de la campagne Signature/Gins, qui a eu lieu du 3 juillet au 29 août 1999, à bord du navire de recherche le Marion Dufresne (Institut Polaire Français), sous la responsabilité scientifique de J.C. Gascard (LODYC, Paris) et C. Jeandel (LEGOS, Toulouse). Les sites d'échantillonnage sont représentés sur la figure 3.1. A chaque station, des profils de température, salinité et oxygène dissous ont été réalisés. Vingt et un profils profonds de C.I. de Nd ont été réalisés. Quelques mesures supplémentaires de C.I. de Nd ont été effectuées, ces dernières ne constituant pas des profils profonds. Des mesures de concentrations de REE ont été réalisées sur la plupart des échantillons dont la C.I. de Nd a été mesurée. Quelques mesures supplémentaires de concentrations de REE ont aussi été effectuées. Les mesures de ^{129}I ont été effectuées à l'ensemble des stations, les mesures de CFCs et SF6 aux stations 14 à 57, les mesures d'ADCP aux stations 30 à 57.

Les prélèvements d'eau de mer ont été réalisés à l'aide d'une rosette (de marque "Seabird") équipée de 24 bouteilles "Niskin" de 12 litres (de marque "General Oceanics"), d'un profiler CTD (de type "Seabird 911 plus"), d'un fluorimètre, d'un transmissiomètre et d'un détecteur d'oxygène dissous. Le corps des bouteilles "Niskin" est fait de PVC (Polychlorure de vinyle). L'échantillon est transvasé, sur le pont du navire, dans des bidons de 10 L et des bouteilles de 500 mL à l'aide d'un tuyau connecté à la bouteille Niskin. Les 10 L serviront à la mesure de la C.I. de Nd, les 500 mL à la mesure des concentrations en REE.

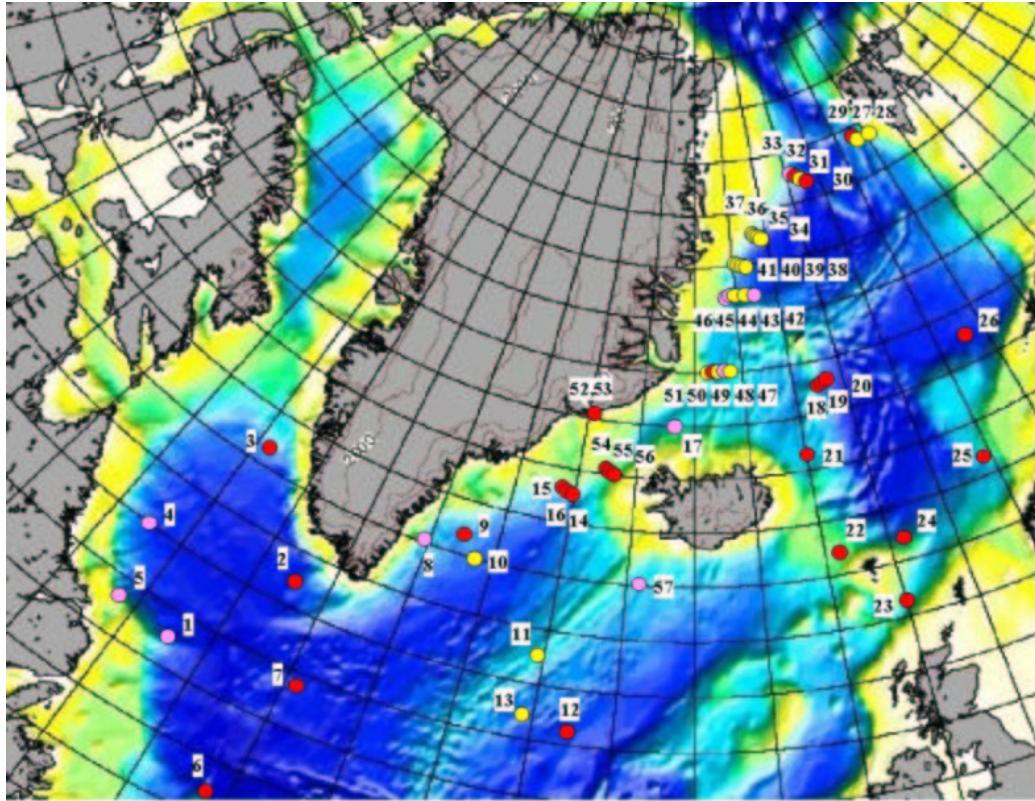


FIG. 3.1 — : Sites d'échantillonnage de la campagne Signature/Gins. Les points rouges représentent les stations où des profils complets de C.I. de Nd. ont été réalisés, les points roses les stations où la C.I. de Nd quelques échantillons seulement ont été analysés, les points jaunes les stations où aucune mesure de C.I. de Nd n'a été effectuée. Les mesures de concentrations en REE ont été réalisées sur la plupart des échantillons dont la C.I. de Nd a été analysée. Quelques mesures de concentrations de REE supplémentaires ont été effectuées. Des profils de température, salinité et oxygène ont été réalisés à toutes les stations. Les mesures de ^{129}I ont été effectuées à l'ensemble des stations, les mesures de CFCs et SF6 aux stations 14 à 57, les mesures d'ADCP aux stations 30 à 57.

3.2 Conditions de propreté

Les mesures effectuées ici, portant sur des quantités très petites, requièrent des conditions de propreté importantes afin d'éviter d'éventuelles contaminations. La grande majorité des manipulations a lieu à terre dans une salle blanche. Quelques manipulations ont cependant lieu à bord dans un laboratoire classique. Ce dernier est lavé à grandes eaux au début de la campagne. Un maximum de manipulation y est réalisée en ligne (dans des tuyaux) afin de minimiser les contacts avec l'air ambiant. L'utilisateur porte une blouse et des gants. Les conditions de propreté à bord n'étant pas celles d'une salle blanche, la réussite des manipulations repose sur l'expérience de l'utilisateur de la mesure d'éléments en traces. La salle blanche est en surpression d'air filtré, elle comporte un sas et le ménage y est fait de manière hebdomadaire. L'utilisateur porte des sabots, une blouse, des lunettes de protection et des gants.

Les réactifs utilisés sont purifiés de manière à pouvoir être mélangés à l'échantillon en n'y apportant qu'une quantité de REE négligeable. L'eau utilisée est purifiée deux fois, successivement par les systèmes Helix[®] et Milli-Q^{®1}. L'acide chlorhydrique est distillé une fois (noté 1xQ), l'acide nitrique, deux fois (noté 2xQ), dans des distillateurs en quartz. Les concentrations en REE de ces réactifs sont reportées dans le tableau 3.1.

Le matériel destiné à recevoir l'échantillon est lavé selon divers protocoles qui dépendent du matériau dont il est fait. Les matériaux en question sont le polypropylène (cônes de centrifugation, raccords de tuyauterie, supports de filtre), le polyéthylène haute densité (Bidons 10 L, bouteilles 500 mL, éprouvettes, cônes de pipettes, stockages acides et eaux distillés), le polycarbonate (piluliers), le Téflon^{®2} (bêchers, tubes), le Tygon^{®3} (tuyaux).

Lavage à froid (polypropylène, polyéthylène haute densité, polycarbonate, Tygon[®]). Les parties de ces matériaux pouvant entrer en contact avec l'échantillon sont mises en contact avec de l'HCl 1xQ 1N pendant au moins une semaine⁴, elles sont ensuite rincées trois fois à l'eau distillée. Cela constitue le premier lavage. Elles subissent un deuxième lavage identique au précédent. Lorsque cela est nécessaire, le matériel est

1. Marque déposée Millipore Corporation.

2. Marque déposée du pont de Nemours.

3. Marque déposée Norton.

4. Les bidons de 10 L, trop volumineux pour être lavés à l'HCl 1N, sont lavés dans de l'HCl de pH<2.

Réactif Quantité de réactif évaporée	Eau milli-Q 250 g		HCl 1xQ 200 g		HNO ₃ 2xQ 200 g		NH ₄ OH suprapur 100 g	
	Concentration (10 ⁻¹² g/g)	2σ	Concentration (10 ⁻¹² g/g)	2σ	Concentration (10 ⁻¹² g/g)	2σ	Concentration (10 ⁻¹² g/g)	2σ
Elément								
Ba	0.82	10.66%	4.19	8.33%	11.23	6.43%	35.09	4.68%
La	1.14	4.63%	2.24	4.39%	6.07	2.93%	24.37	1.68%
Ce	0.04	18.72%	0.19	10.86%	0.19	14.19%	0.17	17.28%
Pr	0.01	54.25%	0.02	21.16%	0.03	34.55%	0.06	56.93%
Nd	0.09	45.44%	0.12	60.40%	0.10	47.08%	0.31	41.59%
Sm	0.04	50.11%	0.05	48.44%	0.08	83.88%	0.06	112.46%
Eu	0.02	100.48%	0.02	56.97%	0.02	55.64%	0.26	43.66%
Gd	0.04	78.92%	0.07	44.24%	0.08	59.95%	-	-
Tb	0.01	42.21%	0.01	94.88%	0.01	47.48%	0.01	55.35%
Dy	0.02	89.10%	0.04	67.75%	0.04	80.91%	-	-
Ho	0.01	56.95%	0.01	49.22%	0.00	84.35%	0.03	45.19%
Er	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.00	47.47%	0.01	39.57%	0.01	47.48%	-	-
Yb	0.03	63.50%	0.02	84.60%	0.03	54.52%	2.16	52.38%
Lu	0.01	45.21%	0.01	37.98%	0.01	71.18%	0.03	63.25%

TAB. 3.1 –: Blancs de réactifs. "1xQ" et "2xQ" signifient distillé une fois et deux fois, respectivement. Les quantités de réactif évaporées sont indiquées. Les résidus des évaporations ont été dissous dans 3 mL d'HNO₃ 2xQ 0,3N et mesurés à l'ICP-MS.

séché à température ambiante, à l'abri d'éventuelles poussières.

Lavage à chaud (Téflon[®]) Il comprend de même deux lavages. Le premier est effectué avec de l'eau régale (1/3 HCl non distillé \approx 12N, 2/3 HNO₃ non distillé \approx 15N) portée à ébullition jusqu'à ce que sa coloration rouge orangée disparaisse. Le matériel est ensuite rincé trois fois à l'eau distillée. Le deuxième lavage est réalisé avec de l'HCl 6N 1xQ, porté à ébullition pendant plus de deux heures. Le matériel est encore rincé trois fois, et éventuellement mis à sécher.

Le matériel utilisé est réservé aux mesures d'échantillons d'eau de mer. Lorsqu'il a servi à autre chose auparavant, il subit trois lavages, à l'Hf non distillé, eau régale et HCl 1xQ 6N, successivement.

3.3 Mesure des concentrations en terres rares

L'ensemble du protocole de mesure des concentrations en terres rares est schématisé sur la figure 3.2.

3.3.1 Filtration

Une fois transvasés de la bouteille "Niskin" à la bouteille de 500 mL, certains échantillons sont filtrés. Ceux qui ne le sont pas sont immédiatement acidifiés à pH=2 par ajout d'HCl 1xQ. La filtration est réalisée le plus rapidement possible, moins de 12 heures après le prélèvement. Pour ce faire, l'échantillon est pompé d'une bouteille à une autre par une pompe péristaltique haut débit ($\approx 100 \text{ mL/min}$) à travers un support de filtre équipé d'une membrane (Durapore[®] 5) de 47 mm de diamètre et de 0,45 μm de seuil. Le circuit de filtration est composé d'un tube Téflon[®] plongeant dans l'échantillon et de tuyaux Tygon[®]. L'échantillon est ensuite acidifié de la même manière qu'un échantillon non filtré. La bouteille est scellée avec du Parafilm[®] 6 et soigneusement emballée.

3.3.2 Séparation chimique

La séparation chimique des REE est réalisée par la méthode de coprécipitation avec $\text{Fe}(\text{OH})_3$, fréquemment utilisée (Piegras et al., 1979; Elderfield & Greaves, 1982; Jeandel, 1993; Henry et al., 1994). Une fois arrivé en salle blanche, l'échantillon est pesé (avec sa bouteille), il est spiké avec un mélange de spike de néodyme et d'ytterbium dissous dans une solution acide et on y ajoute 2,5 mg de fer dissous dans une solution acide. Les spikes de Nd et Yb sont enrichis en ^{150}Nd (97,84%) et ^{172}Yb (94,9%), respectivement. La quantité de spike ajoutée est choisie de manière à ce que les rapports de mélange $\frac{^{150}\text{Nd}}{^{146}\text{Nd}}$ et $\frac{^{172}\text{Yb}}{^{174}\text{Yb}}$ (notés R_m) soient environ égaux à 3^7 . La quantité de spike ajoutée est scrupuleusement pesée. La solution de fer est purifiée au préalable par chromatographie en phase liquide. L'échantillon est agité et laissé en attente pendant au moins 24 heures pour permettre l'homogénéisation du

5. Marque déposée Millipore Corporation.

6. Marque déposée Structure Probe, Inc.

7. Cette valeur est un compromis entre la minimisation de l'erreur sur la mesure (valeur idéale : $R_m = \sqrt{\frac{A_e^{150}}{A_e^{146}} \times \frac{A_s^{150}}{A_s^{146}}}$, dans le cas du Nd, où A_x^y signifie l'abondance de l'isotope y dans le milieu x, e signifie naturel et s spike. Ces valeurs idéales sont dans notre cas 8,5 et 7,4 pour le Nd et le Sm, respectivement) et la minimisation des contributions des spikes sur les isotopes autres que le ^{150}Nd et le ^{172}Yb (valeur idéale $R_m = 0$).

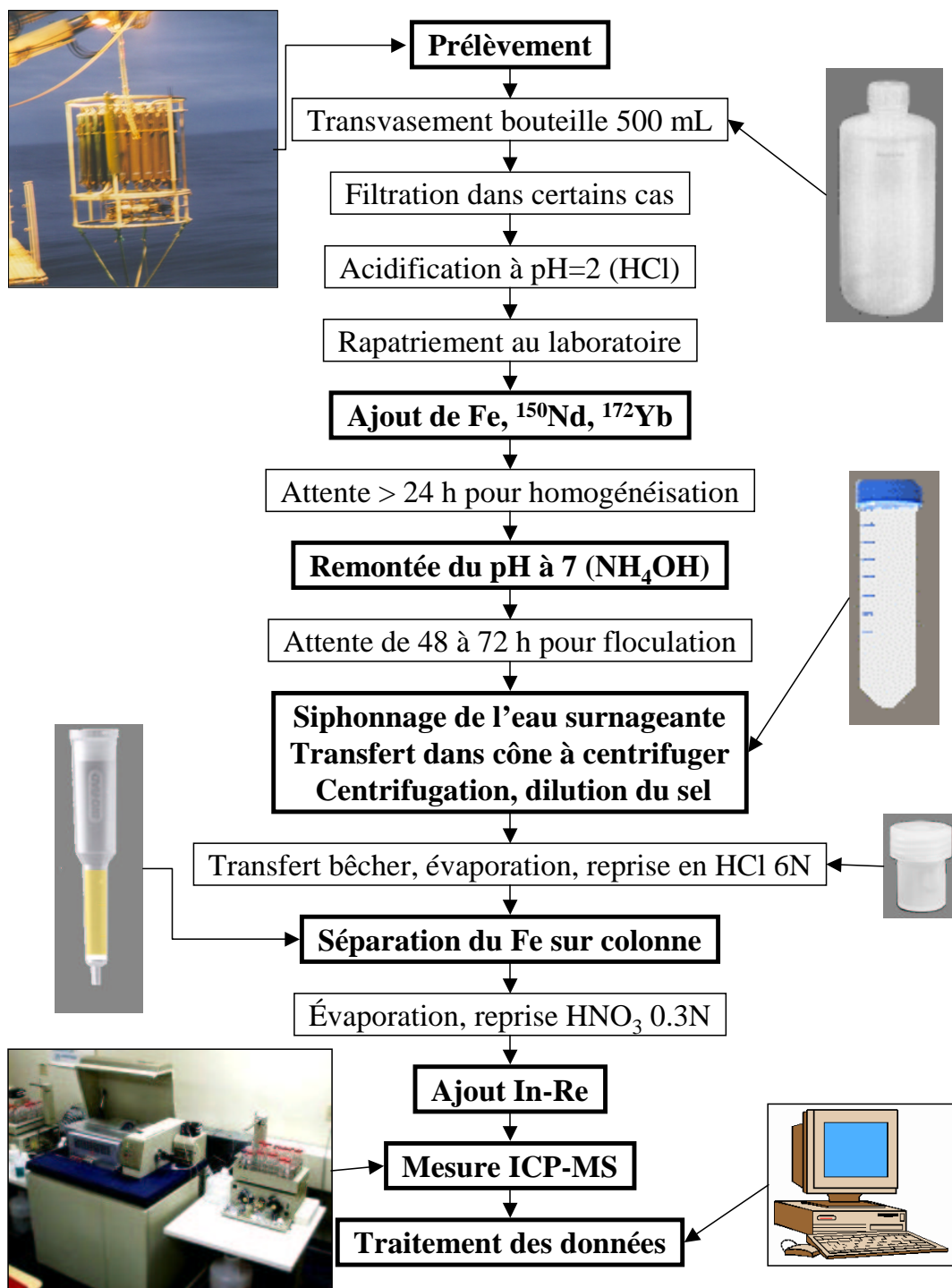


FIG. 3.2 –: *Protocole de mesure des concentrations en terres rares. Les principales étapes sont détaillées dans le texte.*

mélange effectué. Depuis l'acidification à bord et jusqu'à cette étape, le pH de l'échantillon est inférieur à 2.

Le pH de l'échantillon est ensuite ajusté à une valeur de 7 à 8, par ajout d' NH_4OH suprapur. A ce pH, les hydroxydes de fer ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) et les REE co-précipitent. L'échantillon est laissé au repos entre 48 et 72 heures, assez longtemps pour que le précipité tombe au fond de la bouteille, mais pas trop longtemps pour éviter les phénomènes d'adsorption sur les parois de la bouteille. L'eau de mer surnageante est soustraite par siphonnage, de manière à ne laisser que le précipité avec environ 50 mL d'eau de mer au fond de la bouteille. L'échantillon est alors transvasé dans un cône de centrifugation. L'échantillon est centrifugé à 3000 tours/min pendant 1/2 heure. Un maximum d'eau de mer surnageante est ensuite jeté et remplacé par de l'eau distillée afin de diluer l'eau de mer au maximum, ceci afin d'éviter d'avoir du sel dans le coprécipité et donc dans la chimie ultérieure. Les opérations de centrifugation et de dilution sont répétées jusqu'à ce que l'eau de mer surnageante soit diluée 50 fois. Pendant ce temps, la bouteille vide est pesée. Une fois l'eau de mer suffisamment diluée, le précipité est transféré dans un bécher avec le minimum d'eau.

L'échantillon est évaporé sur une plaque chauffante à environ 90°C , dans une hotte à flux laminaire. Une fois sec, l'échantillon est dissous dans 1 mL d' HCl 6N, pour être chargé sur une résine échangeuse d'ions afin de séparer les REE du fer, ce dernier étant en quantité trop importante pour permettre la mesure. La colonne utilisée est de type Poly-Prep[®] 8. Sa partie inférieure destinée à contenir la résine est conique, de 0,8 cm diamètre moyen et de 4 cm de haut. Elle contient 1 mL de résine anionique de type AG[®] 9 1x8 100 à 200 mesh. L'échantillon est introduit dans 1 mL d' HCl 6N. En HCl 6N, le fer est retenu par la résine alors que les REE la traversent. 9 mL d' HCl 6N sont chargés sur la colonne afin d'en éluer le maximum de REE.

L'échantillon est donc récupéré dans 10 mL d' HCl 6N, qui sont mis en évaporation comme précédemment. Pendant ce temps la colonne est lavée avec 16 mL d' HCl 0,1N (élution du fer) et 10 mL d' HCl 6N (élution des restes de REE), puis stockée en HCl 0,1N. Une fois sec, l'échantillon est repris dans 3 mL d' HNO_3 0,3N. Ils sont transvasés dans un pilulier prépesé. De l'indium (In) et du rhénium (Re) dissous dans une solution d' HNO_3 0,3N sont alors ajoutés à l'échantillon, de manière à ce que leur concentration soit de 10^{-8} g/g. La quantité de solution d'In-Re ajoutée est scrupuleusement pesée. Le pilulier plein est pesé.

8. Marque déposée Biorad.

9. Marque déposée Biorad.

Méthode auxiliaire

Certains échantillons ont été prélevés lors de la campagne pour la mesure de C.I. de Nd sans qu'une aliquote de 500 mL ait été prévue pour la mesure des concentrations de REE. Pour la mesure de C.I. de Nd, 10 L d'eau de mer sont préconcentrés sur une cartouche de type C18 (cf. section 3.4.1). Afin de mesurer les concentrations de REE de ces échantillons, une fraction (1/30ème) du contenu en REE de la cartouche est aliquotée. Elle est ensuite spikée, évaporée, reprise dans de l'HNO₃ 0,3N et de l'In-Re y est ajouté comme précédemment. L'échantillon est ensuite traité de la même manière que s'il avait subi la méthode de coprécipitation.

Cette méthode est cependant moins fiable que la précédente. Les 10 L d'eau de mer préconcentré n'ont pas été pesés, ce qui introduit une incertitude de l'ordre de 5% sur la masse de l'échantillon. De plus, des fractionnements peuvent avoir eu lieu entre les REE lourdes et légères lors de la préconcentration. Des tests de comparaisons entre cette méthode et la précédente montrent des résultats satisfaisant pour les REE comprises entre le Pr et l'Er (inclus), mais assez mauvais pour les autres (cf. section 3.3.4).

3.3.3 Mesure au spectromètre de masse quadripolaire à torche à plasma (ICP-MS)

La solution d'HNO₃ 0,3N contenant l'échantillon, les spikes et l'In-Re est passée au spectromètre de masse quadripolaire à torche à plasma (ICP-MS). L'ICP-MS utilisé est le modèle ELAN 6000 de la marque "PerkinElmer", se trouvant au Laboratoire d'Etude des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG, Toulouse). L'échantillon y est introduit par un micro-nébuliseur de 200 μ L/min de débit, qui fait passer l'échantillon à l'état d'aérosol liquide (micro-gouttelettes de quelques μ m). Les éléments sont vaporisés, atomisés, dissociés et ionisés par une torche à plasma d'argon. Ils sont ensuite déviés sélectivement par le quadripôle en fonction de leur masse et de leur charge vers le collecteur, qui mesure l'intensité du signal, donné en nombre de coups par seconde. La mesure est réalisée par la méthode du standard externe. Le signal produit par l'échantillon est comparé à celui produit par une solution standard (le standard externe) contenant toutes les REE de l'In et du Re dans une matrice identique à celle de l'échantillon.

Les variations de sensibilité de la machine au cours du temps sont corrigées par la méthode du standard interne (l'In en l'occurrence). Les concentrations d'In dans le standard externe et dans l'échantillon étant connues, la comparaison des rapports $\frac{\text{signal } d'In}{\text{concentration } d'In}$ dans le standard externe et dans l'échantillon, permet de connaître la variation de sensibilité de la machine sur

la mesure de l'In, entre la mesure du standard externe et celle de l'échantillon. En supposant que la variation de sensibilité de la machine ne dépend que de manière négligeable de l'isotope mesuré, on extrapole la variation de sensibilité mesurée sur l'In à l'ensemble des REE et au Re. Connaissant la concentration de Re dans l'échantillon, la comparaison de cette valeur mesurée avec la valeur théorique permet de vérifier que l'hypothèse qui vient d'être formulée est acceptable en ce qui concerne le Re. Les masses des isotopes des REE étant comprises entre celles de l'In et du Re, on suppose que si la correction de sensibilité est correcte pour le Re elle l'est aussi pour l'ensemble des REE.

La concentration d'un élément X dans la solution analysée est provisoirement (voir plus loin) donnée par la formule :

$$\text{Conc-X-Sol} = \underbrace{\text{Cps-}^a\text{X-Sol} \times \frac{\text{Conc-X-Sdt}}{\text{Cps-}^a\text{X-Sdt}}}_{\text{Standard externe}} \times \underbrace{\frac{\text{Cps-}^{115}\text{In-Std}}{\text{Conc-In-Std}} \frac{\text{Conc-In-Sol}}{\text{Cps-}^{115}\text{In-Sol}}}_{\text{correction de sensibilité}} \quad (3.1)$$

Où

- Conc signifie concentration ;
- Cps signifie nombre de coups par seconde ;
- ^aX est l'isotope a de X ;
- Sol est la solution analysée ;
- Std est le standard externe.

Par exemple, Cps- $^a\text{X-Sol}$ signifie le nombre de coups par seconde pour l'isotope a de X dans la solution analysée.

Il existe des interférences lors de la mesure, elles sont principalement de deux types. La première, l'interférence isobarique résulte simplement du fait qu'un isotope d'un élément peut avoir une masse très proche de celle d'un isotope d'un autre élément. Tous les éléments à part l'In ayant un isotope ne subissant pas d'interférence isobarique, cette interférence est simple à corriger ; cela est fait par la machine au moment de la mesure¹⁰. La seconde est due

¹⁰. Les corrections automatiques des interférences isobariques utilisant les rapports d'abondances naturelles des différents isotopes, il est nécessaire de les modifier dans les cas du Nd et de l'Yb, qui ont été spikés.

à la présence d'oxydes, des ions polyatomiques de type $X^{-16}O$ (où X est un isotope quelconque) formés dans la torche à plasma¹¹. Les taux de formation d'oxydes sont assez faibles, ne dépassant pas quelques pourcents, mais ces interférences ne sont pas négligeables. La correction est réalisée comme suit. Le taux d'oxyde de Ce produit par la machine est mesuré. On utilise des coefficients de proportionnalité entre le taux de production d'oxyde de Ce et ceux des autres éléments¹², afin de calculer la production d'oxyde de tous les isotopes pouvant interférer avec les REE (Aries et al., 2000). On soustrait enfin la contribution des oxydes au signal mesuré.

On modifie donc l'équation 3.1 de la manière suivante afin de corriger des interférences d'oxydes :

$$\begin{aligned} \text{Conc-X-Sol} = & \left(\text{Cps-}^a\text{X-Sol} - \overbrace{\left(\text{Cps-}^b\text{Y-Sol} \times \alpha \times \text{CeO} \right)}^{\text{Contribution de l'oxyde } ^b\text{Y-}^{16}\text{O}} \right) \times \\ & \times \frac{\text{Conc-X-Sdt}}{\text{Cps-}^a\text{X-Sdt}} \times \frac{\frac{\text{Cps-}^{115}\text{In-Std}}{\text{Conc-In-Std}}}{\frac{\text{Cps-}^{115}\text{In-Sol}}{\text{Conc-In-Sol}}} \end{aligned} \quad (3.2)$$

Où

- ^bY est l'isotope b de l'élément Y dont l'oxyde interfère avec ^aX ;
- α est le rapport entre le taux de production d'oxyde de l'élément Y et celui de Ce ;
- CeO est le taux de production d'oxyde de Ce ;
- Le reste des termes est défini précédemment (équation 3.1).

La formule 3.2 est écrite dans le cas d'une seule interférence d'oxyde. Il arrive qu'elles soient multiples. Il faut alors soustraire à $\text{Cps-}^a\text{X-Sol}$ la contribution de chaque oxyde.

La combinaison des méthodes de standard interne et externe et des corrections d'interférences permet d'obtenir avec une bonne justesse et précision ($\approx 5\%$) les concentrations des REE de la solution analysée. Connaissant le

11. Il existe aussi des interférences dues à la présence d'autres ions polyatomiques (en particulier de types X-Ar et X-OH), mais dans le cas des REE, elles sont toutes négligeables.

12. Ces coefficients, qui dépendent des conditions de plasma, ont été mesurés sur des solutions standards sur la machine utilisée pour les mesures.

poids de celle-ci et le poids de l'échantillon, les concentrations des REE de l'échantillon pourraient en être déduite, si le rendement de l'ensemble des manipulations était considéré égal à 100%. Or, ce n'est pas le cas, il est généralement de l'ordre de 70 à 90 %, des pertes pouvant avoir lieu à chacune des étapes décrites dans la partie 3.3.2, (coprécipitation, siphonnage, dilution et nombreux transvasements). L'ajout de spike au début des manipulations permet de résoudre ce problème.

L'échantillon ayant été spiké en Nd et Yb dès sont arrivé en salle blanche, il est possible de calculer ses concentrations en Nd et Yb par la méthode de dilution isotopique. Son principe est le suivant. On sélectionne deux isotopes de l'élément dont on désire connaître la concentration¹³. On connaît l'abondance relative de ces deux isotopes à l'état naturel¹⁴ ainsi que dans la solution de spike (elles doivent être différentes). On mélange une quantité d'élément naturel inconnue avec une quantité de spike connue. On mesure l'abondance relative des deux isotopes dans le mélange (R_m). On en déduit la quantité d'élément naturel introduite dans le mélange. Cette quantité est donnée par l'équation suivante :

$$Q_e = \frac{R_s - R_m}{R_m - R_e} \times \frac{A_s^b}{A_e^b} \times \frac{M_e}{M_s} \times Q_s \quad (3.3)$$

Où

- Q_e et Q_s sont les quantités de l'élément naturel et du spike, respectivement ;
- les indices s, e et m indiquent qu'il s'agit du spike, du naturel et du mélange, respectivement ;
- R est le rapport d'abondance de l'isotope a par rapport à l'isotope b ;
- A_s^b et A_e^b sont l'abondance de l'isotope b dans le spike et le naturel, respectivement ;
- M_e et M_s sont les masse molaires de l'élément à l'état naturel et dans le spike, respectivement.

Les deux isotopes ont été sélectionnés dans chacun des cas comme suit. Dans le cas du Nd les isotopes a et b sont le ^{150}Nd et le ^{146}Nd , respectivement.

13. La sélection est faite de manière à minimiser l'erreur sur la mesure.

14. Les variations isotopiques qui existent dans la nature (et font l'objet de cette thèse) sont parfaitement négligeables dans le cas de la mesure de concentration par dilution isotopique.

Dans le cas de l'Yb les isotopes a et b sont le ^{172}Yb et le ^{174}Yb , respectivement.

Un des avantages de cette méthode résulte dans le fait qu'une fois le mélange de l'échantillon et du spike homogénéisé, les éventuelles pertes au cours des manipulations ne modifient pas la composition isotopique d'un élément dans le mélange¹⁵. La mesure de R_m est donc indépendante du rendement des manipulations et permet de calculer la quantité d'un élément, ici le Nd et l'Yb, dans l'échantillon au moment du spikage.

Les mesures de R_m pour le Nd et l'Yb sont réalisées en même temps que la mesure des concentrations de REE par standard externe. La sensibilité de l'ICP-MS n'étant pas identique pour chaque isotope, il est nécessaire de corriger ces différences de sensibilité en comparant au signal du standard externe. Il s'agit donc ici d'une correction des variations de sensibilité en fonction de l'isotope mesuré et non en fonction du temps comme précédemment.

Les spikes utilisés n'étant pas monoisotopiques à 100 %, la mesure par standard externe est légèrement perturbée par la contribution des spikes. Une fois les quantités de Nd et d'Yb mesurées par dilution isotopique, ces contributions peuvent être corrigées et la mesure par standard externe ainsi améliorée.

Les concentrations de Nd et d'Yb mesurées dans l'échantillon (dilution isotopique), comparées aux concentrations mesurées dans la solution analysée (standard externe), permettent de calculer les rendements des manipulations pour le Nd et l'Yb. Ceux-ci sont généralement compris entre 70 et 100 % et sont peu différents l'un de l'autre (généralement <5%). Par interpolation linéaire en fonction de la masse, les rendements pour les autres REE sont calculés. Les concentrations en REE dans l'échantillon sont donc obtenues par dilution isotopique pour le Nd et l'Yb et en corrigeant les mesures obtenues par la méthode du standard externe des rendements calculés comme décrit ci-avant pour les autres REE.

3.3.4 Validation

Les mesures, que ce soit par la méthode du standard externe ou de dilution isotopique, reposent sur la connaissance a priori de la composition de solutions calibrées (le standard externe et le spike, respectivement). Ce point étant fondamental, une solution standard de REE certifiée a été ache-

15. Cela suppose toutefois qu'il n'existe pas de fractionnement isotopique lors de ces pertes.

tée afin de calibrer l'ensemble des autres solutions utiles aux mesures. Cette solution standard de marque Spectrascan[®] 16 est garantie avec une précision de 0,5% sur les valeurs des concentrations jusqu'à une date postérieure à la fin des mesures. Les autres solutions utilisées ont été calibrées par dilution isotopique à partir de cette solution certifiée.

Des tests ont été réalisés pour vérifier la justesse de nos mesures à l'ICP-MS. En utilisant une solution standard fournie par le laboratoire d'accueil de l'ICP-MS, nous avons mesuré notre propre standard par la méthode du standard externe et pu comparer les résultats aux valeurs certifiées. Ceux-ci sont reportés dans le tableau 3.2. Les biais relativement importants observés sur la mesure du Gd sont probablement dus au fait que les interférences d'oxydes sur ses trois isotopes sont relativement importantes (entre 5 et 30 %) et qu'elles ne sont pas correctement corrigées. Les biais de 6% sur la mesure de l'Yb, soulignent l'importance de la mesure par dilution isotopique, qui permet de les corriger.

Enfin, dans les cas d'éléments multi-isotopiques, la mesure est réalisée indépendamment sur les différents isotopes, la similitude des ces mesures est testée et la moyenne est ensuite calculée. Des différences significatives sont apparues dans le cas du Gd, ce qui confirme l'hypothèse de corrections d'oxydes incorrectes dans ce cas.

Des blancs de chimie (le bruit de fond occasionné par des contaminations en REE au cours des manipulations et lors de la mesure) sont mesurés régulièrement. Les valeurs de ces blancs sont présentés dans le tableau 3.3. Le blanc moyen est inférieur à 2,5 % du signal d'un échantillon moyen pour l'ensemble des REE, sauf le blanc moyen de Ce qui représente 5% du signal d'un échantillon moyen. Ces blancs sont soustraits aux signaux des échantillons lors du calcul des concentrations (non noté par souci de clarté dans les équations 3.2 et 3.3). Le blanc de Nd moyen ne représente que 1,5% du signal d'un échantillon moyen. Dans les cas les plus défavorables, les blancs de Ce peuvent atteindre environ 10% du signal d'un échantillon, les blancs de Nd 5%.

La limite de détection n'est pas contrainte, comme dans certains cas, par l'écart type sur la mesure des blancs, mais par l'écart type sur les 10 scans que composent la mesure de l'échantillon. Ce dernier atteint dans certains cas (en particulier dans les cas du ^{147}Sm , ^{151}Eu et du ^{153}Eu) des valeurs de l'ordre de 10%. Dans le cas du Nd cette grandeur a pour valeur moyenne 5% et fluctue entre 2 et 10%. Nous étant fixé comme limite supérieure à l'écart type sur les 10 scans d'une mesure la valeur de 10%, nous considérons

16. Marque déposée Teknolab AS.

	Ecart à la valeur théorique	
	Test 1	Test 2
La	2%	2%
Ce	0%	0%
Pr	2%	1%
Nd	3%	3%
Sm	4%	3%
Eu	3%	3%
Gd	7%	7%
Tb	4%	5%
Dy	4%	4%
Ho	3%	4%
Er	2%	2%
Tm	4%	4%
Yb	6%	6%
Lu	3%	3%

TAB. 3.2 –: *Ecart entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques dans le cas d'une solution standard certifiée à 10^{-8} g/g, mesurée par la méthode du standard externe. Le standard externe est fourni par le laboratoire d'accueil de l'ICP-MS. L'incertitude sur la mesure est d'environ 2 %.*

Element	Quantité moyenne dans un blanc, en 10^{-12} g	Quantité moyenne dans un échantillon de 500g, en 10^{-12} g	Proportion du blanc moyen par rapport à un échantillon moyen
La	36.8	1544	2.4%
Ce	43.1	923	4.7%
Pr	6.8	279	2.5%
Nd	18.2	1218	1.5%
Sm	4.7	234	2.0%
Eu	1.5	62	2.4%
Gd	3.1	301	1.0%
Tb	0.8	53	1.5%
Dy	3.6	405	0.9%
Ho	1.2	105	1.1%
Er	2.7	341	0.8%
Tm	0.8	50	1.5%
Yb	4.8	322	1.5%
Lu	0.7	56	1.2%

TAB. 3.3 –: *Blancs de chimie de mesure des REE. Les valeurs moyennes ont été calculées sur 8 blancs de chimie et 24 échantillons. Dans les cas les plus défavorables, les proportions du blanc par rapport à l'échantillon sont, selon les REE, 2 à 3 fois plus importantes que ces valeurs moyennes.*

être à la limite de détection de l'ICP-MS. La mise en service d'un micro-nébuliseur, remplaçant le "cross-flow" en tant que système d'introduction de l'échantillon, a cependant permis de s'éloigner légèrement de cette limite.

La précision des mesures est calculée en propageant les incertitudes sur les différentes grandeurs intervenant dans les mesures (pesées, concentrations des solutions de référence, statistiques de comptage,...) selon l'équation :

$$\Delta f(X_i) = \sqrt{\sum_i \left[\frac{\partial f}{\partial X_i} \right]^2 \times \Delta X_i^2} \quad (3.4)$$

Cette démarche nous mène à $2\sigma \approx 5 - 10\%$ (où σ est l'écart type de la mesure) pour les mesures de dilution isotopique. Trois duplicatas ont été réalisés afin de vérifier ce résultat. Les différences maximums sur la mesure de la concentration de Nd sont de 7,5% avec une valeur moyenne à 5%.

Les corrections de variations de sensibilité par la méthode du standard interne supposent, comme nous l'avons dit dans la section 3.3.3, que la sensibilité de la machine varie de la même manière pour l'In que pour les REE. Ces variations, au cours d'une demi-journée de mesure, sont représentées en fonction de la masse et du temps sur la figure 3.3. Compte tenu des incertitudes sur la mesure (de l'ordre de 3%, non représentées par soucis de clarté), les variations de sensibilité sur la mesure de l'In sont comparables à celles des REE. Néanmoins, les valeurs moyennes montrent des tendances qui suggèrent qu'il y a des différences de variation de sensibilité en fonction des masses. Des corrections importantes conduiraient certainement à des erreurs significatives. C'est pourquoi il est nécessaire de minimiser ces corrections, en mesurant un standard externe aussi fréquemment que possible. Ils ont été mesurés à des intervalles d'environ une heure (soit tous les 6 échantillons).

Des tests ont été réalisés afin de vérifier que les mesures pour lesquelles les REE ont été éluées des cartouches C18 étaient exploitables. Pour ce faire, nous avons comparé les résultats des deux techniques appliquées au même échantillon. Ces résultats sont reportés dans le tableau 3.4. Ceux-ci montrent des écarts très importants sur certaines REE (La, Ce, Tm, Yb, Lu) mais toujours inférieurs à 25% et en moyenne inférieurs à 10% pour les autres. En particulier les écarts sur les concentration de Nd sont de 7% en moyenne, avec une valeur maximale de 22%. En revanche, les grandeurs Ce* et La/Yb ne sont pas exploitables.

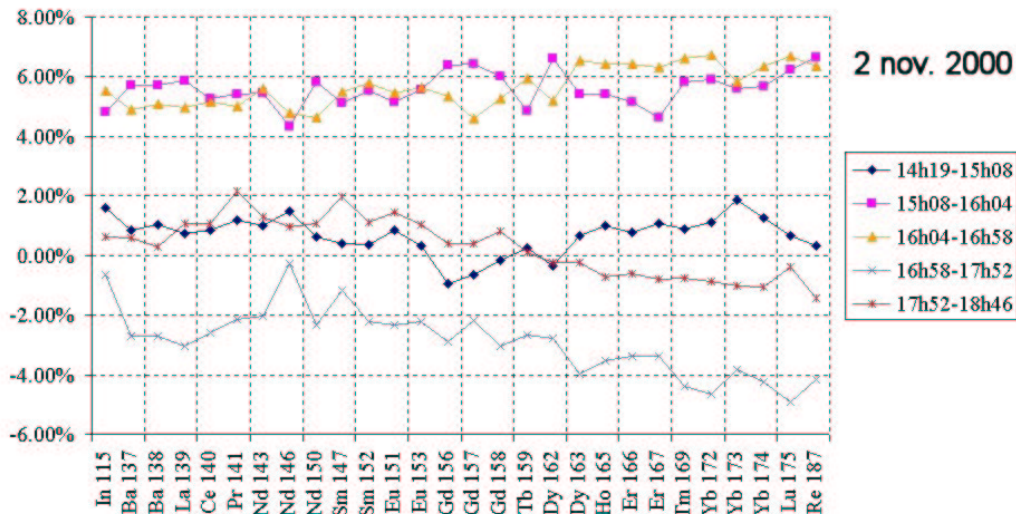


FIG. 3.3 – Variation de sensibilité de l'ICP-MS. Chaque courbe représente la variation du signal entre deux mesures consécutives d'une solution standard. La légende de chaque courbe indique les heures de ces deux mesures.

Station	Profondeur	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce*	La/Yb
2	2270	37%	-1%	2%	2%	3%	9%	3%	0%	9%	8%	12%	13%	18%	35%	14%	-42%
2	2550	36%	8%	-7%	2%	-2%	-1%	-6%	4%	0%	1%	5%	9%	14%	23%	-295%	-95%
6	1650	-1%	-22%	-22%	-14%	-13%	-10%	-17%	-14%	-6%	-12%	-3%	-4%	6%	22%	-11%	-5%
7	926	20%	-3%	-13%	-8%	-12%	-8%	-13%	-14%	-9%	-5%	-4%	-7%	1%	14%	-10%	21%
9	25	10%	-4%	-12%	-2%	4%	-10%	-10%	-9%	0%	-2%	-3%	0%	6%	19%	-5%	5%
9	601	19%	14%	-20%	-5%	-10%	-9%	-11%	-3%	0%	1%	-2%	9%	11%	29%	11%	12%
9	1026	23%	0%	-8%	-1%	-7%	-4%	-5%	-3%	-1%	-1%	7%	10%	9%	25%	-11%	18%
9	2100	36%	-17%	-4%	10%	-3%	-4%	-3%	3%	6%	7%	15%	19%	25%	41%	-43%	14%
12	250	29%	-13%	-5%	-6%	-3%	-6%	-10%	-8%	2%	-2%	-1%	11%	9%	25%	-32%	21%
12	1101	30%	10%	-2%	2%	0%	5%	2%	4%	10%	8%	6%	17%	24%	31%	-8%	8%
17	405	46%	11%	15%	14%	11%	17%	14%	10%	15%	17%	17%	27%	30%	41%	19%	-34%
23	99	44%	49%	17%	22%	15%	20%	21%	22%	25%	24%	23%	28%	35%	43%	25%	16%
	moyenne	27%	13%	11%	7%	7%	9%	9%	8%	7%	7%	8%	13%	16%	29%	40%	24%
	ecart type	14%	13%	7%	6%	5%	5%	6%	6%	7%	7%	7%	9%	11%	9%	81%	25%
	maximum	46%	49%	22%	22%	15%	20%	21%	22%	25%	24%	23%	28%	35%	43%	295%	95%

TAB. 3.4 – Tests sur la validité des concentrations de REE extraites des cartouches C18. Pour chaque échantillon et pour chaque REE, l'écart entre la valeur mesurée en utilisant la technique d'élution des cartouches C18 et la technique de coprécipitation est reporté. Les moyennes, écarts types et maxima sont calculés sur les valeurs absolues. Ceux-ci montrent de mauvais résultats pour les REE les plus lourdes et les plus légères, mais des résultats satisfaisant pour les REE moyennes, entre le Pr et l'Er (inclus).

3.3.5 Améliorations apportées à la mesure durant ce travail

- Toutes les solutions de référence ont été calibrées.
- La solution de fer a été purifiée, ce qui améliore les blancs de mesure.
- La quantité de fer a été réduite de 5 à 2,5 mg, ce qui améliore les blancs de mesure.
- Le volume de résine des colonnes de séparation REE-Fe a été réduit de 2 à 1 mL, ce qui améliore les blancs de mesure.
- De manière globale, les blancs ont été diminués d'un facteur 4 par rapport au doctorat précédent (Tachikawa, 1997).
- Le volume d' HNO_3 0,3N dans lequel l'échantillon est mesuré à l'ICP-MS a été réduit de 9 à 3 mL, grâce à l'installation du micro-nébuliseur remplaçant le "cross-flow" en tant que système d'introduction. Cela permet de tripler le signal lors de la mesure, ce qui est un progrès déterminant compte tenu du fait que la mesure se fait aux limites de détection de l'ICP-MS.
- Un programme en langage Visual Basic a été développé afin de traiter de manière automatique les fichiers de sortie de l'ICP-MS (donné en annexe A).
- La contribution des spikes, qui perturbe la mesure par standard externe, a été corrigée.

3.4 Mesure de la composition isotopique de néodyme

Le néodyme doit être extrait de l'échantillon et séparé des autres éléments afin de pouvoir être mesuré au spectromètre de masse à thermo-ionisation. La séparation chimique de Nd comprend trois étapes de chromatographie réversible en phase liquide. La première est une préconcentration qui permet de fixer les REE et quelques autres éléments sur deux cartouches de 1 cm³ environ en se débarrassant des 10 L d'eau. La deuxième consiste à séparer les REE des autres éléments en utilisant une première colonne. La troisième consiste à séparer le Nd des autres REE, en utilisant une deuxième colonne.

L'ensemble du protocole de mesure de la composition isotopique de néodyme est schématisé sur la figure 3.4.

3.4.1 Préconcentration sur cartouches

Les opérations qui suivent sont effectuées à bord, juste après le transvasement de la bouteille "Niskin" au bidon de 10 L. Certains échantillons sont filtrés de la même manière que les échantillons destinés à la mesure des concentrations en REE (cf. section 3.3.1). La seule différence est qu'il s'agit ici de filtrer 10 L, ce qui peut se faire sur deux filtres en parallèle. Les échantillons filtrés et non filtrés sont ensuite traités de la même manière. L'échantillon est acidifié à $\text{pH} \approx 3,6$ par ajout d'HCl. Il est ensuite pompé par une pompe péristaltique à travers deux cartouches de type Sep-Pak[®] 17 C18, préalablement lavées, rincées, séchées et chargées avec 300 mg d'un mélange de complexants de REE : 65% de bis (2-éthylexyl) hydrogen phosphate et 35% de 2-ethylhexyl dihydrogen phosphate (HDEHP/H₂MEHP, de marque "Tokio Kasei Kogyo"), suivant le protocole de Shabani et al. (1992). Le circuit est composé d'une tige Téflon[®] (creuse) plongeant dans l'échantillon et de tuyaux Tygon[®]. L'échantillon est pompé à un débit de 20 mL/min. L'eau de mer traversant la cartouche est jetée. Le circuit de préconcentration est reproduit sur la figure 3.5. Une fois l'opération terminée, les cartouches sont scellées avec du Parafilm[®], et stockées à l'abri de la lumière.

Arrivé en salle blanche, l'échantillon est élué de ses deux cartouches selon le protocole suivant. On fait passer à travers chaque cartouche (à l'aide d'un circuit similaire au précédent, à un débit de 20 mL/min) 5 mL d'HCl 0,01N, qui sont jetés. Cela permet d'éliminer une grande partie du Ba. 35 mL

17. Marque déposée Waters, Corp.

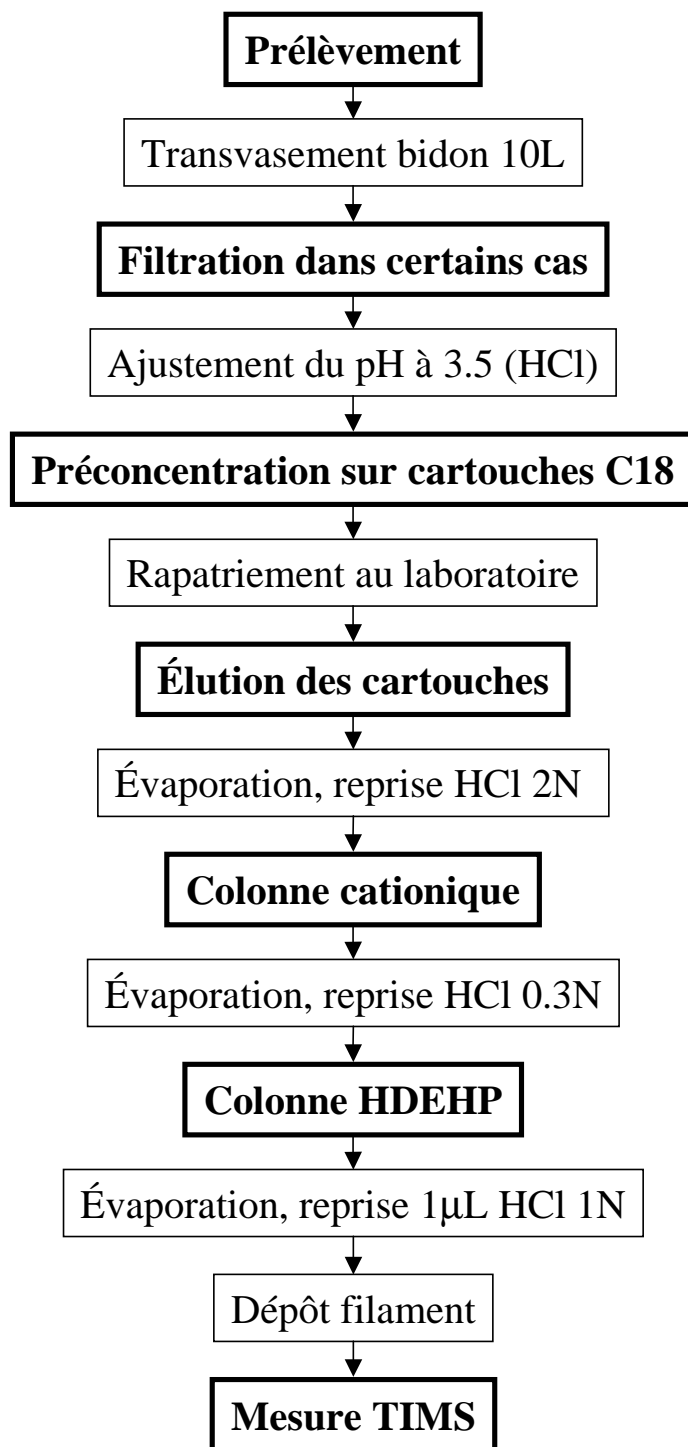


FIG. 3.4 –: *Protocole de mesure de la composition isotopique de néodyme. Les principales étapes sont détaillées dans le texte.*

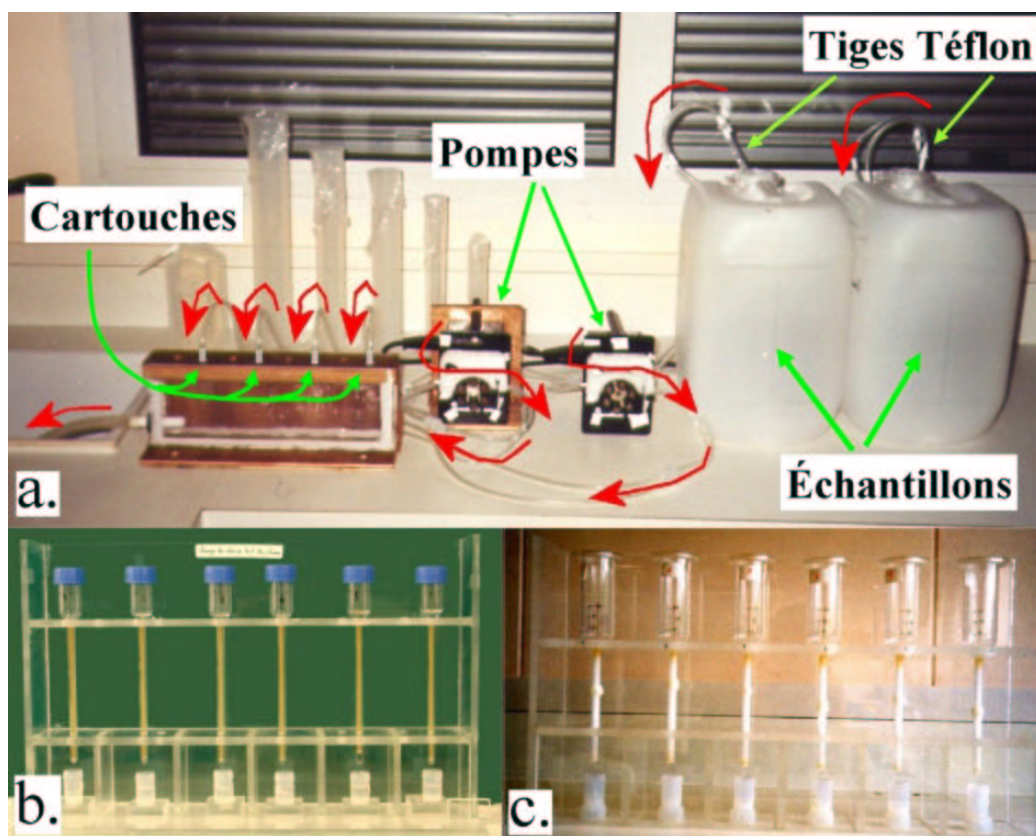


FIG. 3.5 –: Séparation chimique du Nd. (a) Préconcentration sur cartouche Sep-Pak[®] C18 chargées de complexant HDEHP/H₂MEHP. On y voit les tiges Téflon[®] plongeant dans les bidons contenant les échantillons. Ces tiges sont connectées à des tuyaux qui passent par les pompes péristaltiques et dont les extrémités sont connectées aux cartouches. Ces cartouches maintenues dans un support en bois (à gauche de l'image) sont donc traversées par l'eau de mer qui est ensuite évacuée vers l'évier. Les flèches rouges schématisent la circulation de l'eau de mer. (b) Première série de colonnes. Elles contiennent de la résine cationique de type Dowex[®] 50WX8 100 à 200 mesh, qui permet la séparation des REE des autres éléments. (c) Deuxième série de colonnes. Elles contiennent un mélange de poudre de Téflon[®] et de complexant HDEHP, qui permet la séparation du Nd des autres REE.

d'HCl 6N sont ensuite passés à travers chaque cartouche afin d'en récupérer les REE. Ces deux éluats sont regroupés (dès l'élution) dans un bécher et mis en évaporation sur une plaque chauffante, dans une hotte à flux laminaire. Une fois sec, l'échantillon est dissous dans quelques mL d'eau régale distillée afin d'éliminer d'éventuelles matières organiques. Il est transvasé dans un bécher de 7 mL et est ensuite évaporé à sec et repris dans 0,2 mL d'HCl 2N.

3.4.2 Colonnes cationiques

Conception

A mon arrivée au LEGOS, l'étape de séparation chimique décrite ci-dessous était réalisée par l'usage de colonnes initialement conçues pour des applications à des échantillons solides et donc beaucoup plus concentrés. Ces colonnes étaient par conséquent surdimensionnées pour notre usage. Dans le but de diminuer les blancs de chimie, les volumes d'acides utilisés et le temps des manipulations, de nouvelles colonnes ont été mises au point.

Pour ce faire nous avons, dans un premier temps, fait mesurer par chromatographie liquide haute performance (HPLC du Laboratoire d'Aérodologie, Toulouse) la charge ionique de la solution éluee des cartouches, afin de déterminer le volume de résine nécessaire. 99% de la charge cationique de l'éluat sont dus aux ions Ca^{2+} et Mg^{2+} . La charge ionique de l'éluat pour chacun de ces cations est de 1,1 et 0,1 mEq, respectivement¹⁸ (le principal anion présent est le Cl^- , avec une charge ionique de 2,6 mEq). Compte tenu de la capacité d'échange de la résine utilisée (2,1 mEq/mL), le volume nécessaire est de 0,6 mL. Nous avons choisi d'augmenter ce volume à 1 mL afin de s'assurer une certaine marge.

En fonction de ce volume, la colonne a été dessinée en s'inspirant des proportions de la précédente, puis fait fabriquer. Elle a ensuite été calibrée, en mesurant à l'ICP-MS des fractions des éluats de solutions standards. Cette étape de calibration a été réalisée par un technicien de l'équipe, F. Candaudap et a donné lieu à un stage de licence effectué par B. Minster. Le protocole mis au point est décrit ci-dessous.

Protocole

Les 0,2 mL d'HCL 2N contenant l'échantillon sont chargés sur la colonne contenant de la résine cationique échangeuse d'ions, afin de séparer les REE du reste des ions élués des cartouches (voir figure 3.5). La colonne utilisée

18. La charge ionique de la solution (en mEq) est obtenue en multipliant la quantité de l'élément considéré (en mmol) par la charge ionique de l'ion correspondant (1,2,3...).

est en quartz, la partie contenant la résine est un cylindre de 3 mm de diamètre intérieur et de 15 cm de haut. Le réservoir est un cylindre de 2,2 cm de diamètre intérieur et de 5 cm de haut. Elle contient environ 1 cm³ de résine Dowex[®] 19 50WX8 100 à 200 mesh. Le protocole d'éluion est le suivant, outre les 0,2 mL d'HCl 2N contenant l'échantillon, sont chargés successivement sur la colonne : 15,8 mL d'HCl 2 N (élimination du Ca, Mg, Sr, K, Rb, ...), 0,5 mL d'eau distillée, 4 mL d'HNO₃ 2,5N (élimination du Ba), 0,5 mL d'eau distillée et 7 mL d'HCl 4N dans lesquels les REE sont récupérées. La colonne est ensuite lavée avec 20 mL d'HCl 6N et stockée en HCl 1N. Les 7 mL d'HCl 4N sont mis en évaporation sur une plaque chauffante, dans une hotte à flux laminaire. Une fois sec, l'échantillon est repris dans 0,2 mL d'HCl 0,3N.

3.4.3 Colonne HDEHP

Les 0,2 mL d'HCl 0,3N sont chargés sur une colonne en quartz contenant un mélange de poudre de Téflon[®] (de type T-Port-F 80/100, de marque "Alltech") et de complexant HDEHP (de marque "Aldrich", à 97%) dans des proportions 10 : 1 en masse (Richard et al., 1976, voir figure 3.5). La partie de la colonne contenant ce mélange est un cylindre de 5 mm de diamètre intérieur et de 15 cm de haut. Le réservoir est un cylindre d'environ 36 mm de diamètre intérieur et de 7 cm de haut. La séparation du Nd, s'obtient en chargeant d'abord une quantité d'HCl 0,3N qui est jetée, puis une autre quantité d'HCl 0,3N qui est récupérée. Ces quantités sont déterminées lors de la calibration de la colonne. La colonne est ensuite lavée avec 20 mL d'HCl 6N puis stockée dans de l'eau distillée. La fraction d'HCl 0,3N contenant le Nd est évaporée en vue de la mesure au spectromètre de masse à thermo-ionisation.

Calibration

La colonne est chargée avec 0,2 mL d'une solution d'HCl 0,3N contenant 200×10^{-6} g/g de Nd. On charge ensuite la colonne avec 20 mL d'HCl 0,3N. Ce qui sort de la colonne est récupéré toutes les 5 min et la présence de Nd y est testée dans chaque fraction par l'usage d'un indicateur coloré. Ce dernier est confectionné avec ≈ 200 mg de poudre de noir ériochrome T (C₂₀H₁₂N₃NaO₇S) mélangés avec ≈ 10 mL d'éthanol et ≈ 20 mL d'eau distillée. Ce réactif doit être confectionné le jour même de la calibration. Son efficacité et sa sensibilité sont testées sur des témoins contenant 2% de la

19. Marque déposée Dow Chemical Company.

quantité de Nd chargée sur la colonne.

On calcule ainsi la quantité d'HCl 0,3N qui traverse la colonne avant le début de l'élution du Nd et celle nécessaire à l'élution du Nd. La quantité d'HCl 0,3N nécessaire à l'élution du Nd ne doit pas être surestimée, car il est impératif de se débarrasser totalement du Sm, qui est élué à la suite du Nd. Cette calibration doit être répétée tous les 3 à 6 mois, car elle varie légèrement dans le temps. La colonne est conservée humide en permanence, elle ne passe pas plus de trois heures sans acide ou eau dans son réservoir. Si tel était le cas, elle devrait être recalibrée. La calibration est testée par un rendement.

Rendement

La colonne est chargée avec 0,2 mL d'une solution d'HCl 0,3N contenant 150×10^{-9} g/g de Nd et 150×10^{-9} g/g de Sm. Une quantité identique de Nd est placée dans un bécher témoin. Le Nd est élué de la colonne suivant le protocole mis au point par la calibration. Le Nd élué ainsi que le témoin sont spikés en Nd de manière à avoir un rapport de mélange, $\frac{^{150}\text{Nd}}{^{146}\text{Nd}}$, d'environ 1²⁰. Ces échantillons sont passés au spectromètre de masse à thermo-ionisation, où il est vérifié que le Sm a bien été éliminé et où les rapports de mélange sont mesurés. Le rapport des quantités de Nd élué et du témoin est calculé par dilution isotopique et le rendement de la colonne ainsi déterminé. S'il n'est pas supérieur à 95%, où si le Sm n'a pas été parfaitement séparé, la calibration est recommencée.

3.4.4 Mesure au Spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS)

L'échantillon est déposé sur un filament de Re purifié (99,98%) et préalablement dégazé (par un courant électrique de 4,5A, pendant 20 minutes sous vide) pour en éliminer toute trace de REE. Ce filament, dit évaporant, est placé sur un barillet face à un deuxième filament, dit ionisant. Une douzaine d'échantillons ainsi qu'un standard de référence sont ainsi chargés dans la source du TIMS. L'appareil utilisé est de type "Finnigan MAT 261", se trouvant au Laboratoire d'Etude des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG, Toulouse). Sous vide, les filaments évaporants et ionisants sont soumis à un courant d'environ 0,8 et 4,2A, respectivement. Le Nd est évaporé puis ionisé en Nd⁺. Il est accéléré par un champ électrique, focalisé par un

20. Cette valeur de rapport de mélange est différente de celle choisie pour la mesure des REE (où elle était de 3). Elle résulte d'un compromis (cf. section 3.3.2), qui est légèrement différent dans le cas présent, en particulier car la quantité de Nd est connue.

jeu de lentilles électroniques et les isotopes sont déviés sélectivement vers les récepteurs (des cages de Faraday) par un champ magnétique. La mesure est réalisée en mode statique.

Des mesures de l'échantillon de référence sont réalisées de manière à encadrer des groupes de quatre échantillons au maximum. La mesure comporte au minimum 5 blocs de 20 scans. Durant l'acquisition, le signal produit par le récepteur de l'isotope 144 est supérieur à 0,9V. La discrimination masse résultant de l'évaporation est corrigée automatiquement par la machine, en normalisant au rapport $\frac{^{146}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = 0.7219$. A chaque échantillon, l'absence de Sm est vérifiée.

La valeur d' ε_{Nd} est calculée en utilisant l'équation 1.1 rappelée ci-dessous, où $(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ (Jacobsen & Wasserburg, 1980). Le CHUR (*Chondritic uniform reservoir*) représente la valeur moyenne de la planète aujourd'hui. ε_{Nd} représente donc la déviation du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ de l'échantillon par rapport à cette moyenne.

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{échantillon}}}{(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

3.4.5 Validation

Le rendement des manipulations de cette mesure n'aurait pas d'influence sur la C.I. de Nd, s'il n'y avait pas de fractionnement isotopique. Etant donné qu'il n'existe pas de travaux à ce jour portant sur ce point, que ce soit pour les cartouches C18 ou les deux séries de colonnes, il est nécessaire d'obtenir un rendement maximum afin de minimiser d'éventuels problèmes de fractionnement isotopique.

Le rendement d'éluion des cartouches a été estimé à 99,9% sur un échantillon de 1 L d'eau de mer synthétique par Shabani et al. (1992). Les rendements des deux séries de colonnes sont mesurés régulièrement par dilution isotopique. Ils sont toujours supérieurs à 95%. Avec un rendement global supérieur à 90% et compte tenu du fait que le Nd est un élément lourd, nous admettons qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique au cours de la séparation chimique. Une vérification est en cours au sein de l'équipe de géochimie du LEGOS.

La justesse de la mesure au TIMS est estimée par la mesure d'un échantillon de référence : le standard "Rennes". Ce standard, non reconnu internationalement à l'époque des mesures, est largement utilisé par la communauté nationale. Sa préparation et distribution ont été réalisées par C. Chauvel (Université de Rennes) suite à une réunion des utilisateurs de TIMS et pour

faire face à une pénurie prévisible du standard "La Jolla", reconnu internationalement à cette époque. La calibration de "Rennes" par rapport à "La Jolla" a été réalisée sur les TIMS de Brest (lab?), Clermont (?), Rennes (?) et Toulouse (LMTG). La calibration effectuée à Toulouse est représentée sur la figure 3.6. Sur la base des mesures de Brest, Rennes et Toulouse, la valeur du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ de "Rennes" correspondant à une valeur de 0.511850 de "La Jolla" est 0.511961²¹. Cette valeur est identique à l'unique valeur publiée à ce jour pour ce standard (Chauvel & Blichert-Toft, 2001).

Les mesures de "Rennes" effectuées au cours de ce doctorat sont présentées sur la figure 3.7. Deux périodes peuvent être distinguées. La première, avant octobre 2001, où la valeur moyenne du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ est de 0.511946, ce qui signifie qu'il existe un biais négatif de 15×10^{-6} , soit 0,3 unité ε_{Nd} . La seconde, où la valeur moyenne du rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ est de 0.511966, ce qui correspond à un léger biais positif (<0.1 unité ε_{Nd}), qui n'est pas significatif. Les mesures effectuées au cours de la première période ont donc été corrigées du biais de 15×10^{-6} , les mesures de la seconde période n'ont pas subi de correction.

L'incertitude sur la mesure du standard "Rennes" est caractérisée par $2\sigma = 20 \times 10^{-6}$ ce qui correspond à 0,4 unité ε_{Nd} . L'incertitude calculée sur la mesure d'un échantillon (la précision interne) étant inférieure à celle donnée par la mesure répétée du standard de "Rennes" (la précision externe), c'est cette dernière qui caractérise la précision de la mesure.

La reproductibilité de nos mesures a été vérifiée. Pour ce faire, les C.I. de Nd de cinq doublons (ou *duplicate*, deux échantillons prélevés au même endroit et au même moment) ont été mesurées. Ces mesures ont été réalisées par B. Minster, que j'encadrerais pour les questions relatives aux mesures, dans le cadre d'un stage de licence sur les eaux du bassin d'Argentine. Ces tests ont donc été réalisés avec le même matériel que celui que j'utilisais, et à la même période. Les résultats sont reportés dans le tableau 3.5. Les écarts observés sont tous inférieurs à la statistique de comptage. Cela valide donc notre protocole analytique.

Des blancs de chimie ont été régulièrement effectués. Ils sont d'environ 700×10^{-12} g de Nd. Cela représente 4% de l'échantillon le plus pauvre en Nd et 2,2% en moyenne.

21. Cette valeur correspond à la moyenne des valeurs calibrées de ces trois laboratoires : 0.511957, 0.511956 et 0.511970, respectivement.

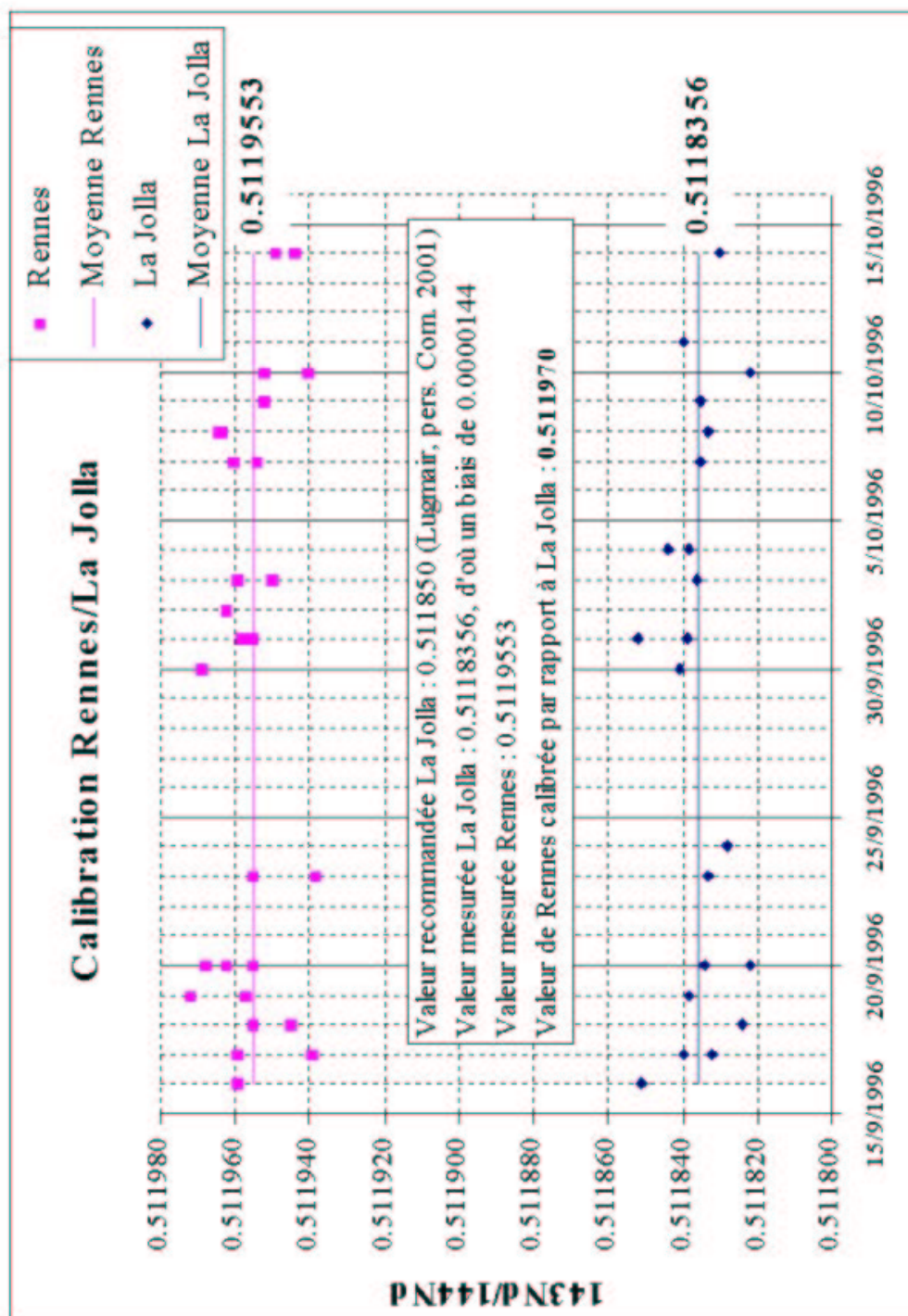


FIG. 3.6 –: Calibration "Rennes" / "La Jolla" au TIMS du LMTG (Toulouse). Les mesures (21 pour la Jolla et 28 pour Rennes) ont été réalisées par P. Brunet. Le biais sur la mesure de "La Jolla" a été calculé en faisant la différence entre la valeur recommandée par le fournisseur de ce standard (Lugmair, pers. com. 2001) et la valeur moyenne mesurée. La valeur de "Rennes" mesurée a ensuite été corrigée de ce biais.

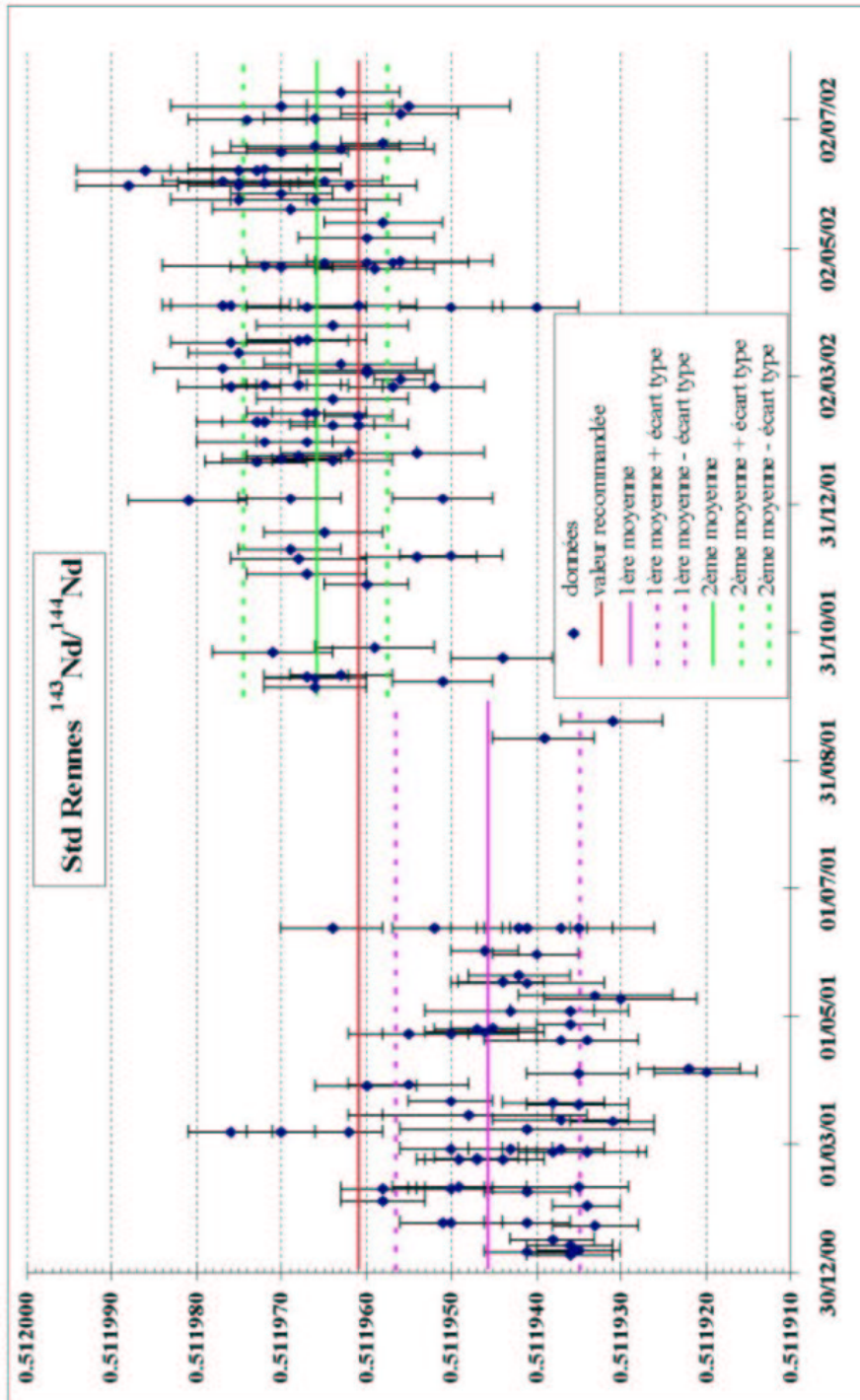


FIG. 3.7 – Rapport $\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ du standard "Rennes" sur la période correspondant aux mesures des échantillons. 160 mesures ont été réalisées. Deux périodes peuvent être distinguées. La première, jusqu'à octobre 2001, où il existe un biais négatif de 15×10^{-6} par rapport à la valeur recommandée et la seconde où le biais positif est négligeable.

Profondeur (m)	ϵ_{Nd}
1149	-8.7 ± 0.2
1149	-8.7 ± 0.2
1747	-9.7 ± 0.3
1746	-9.7 ± 0.2
2264	-9.6 ± 0.2
2265	-9.7 ± 0.3
3402	-9.0 ± 0.2
3400	-9.1 ± 0.3
5745	-6.6 ± 0.3
5746	-6.3 ± 0.2

TAB. 3.5 –: *Résultats des tests de reproductibilité de la mesure de la C.I. de Nd. Ces tests ont été réalisés sur des échantillons prélevés dans le bassin d'Argentine.*

3.4.6 Améliorations apportées à la mesure durant ce travail

La seule amélioration notable apportée à cette mesure est la création de la colonne cationique décrite dans la section 3.4.2. L'ancienne colonne était en pyrex, contenait $3,7 \text{ cm}^3$ de résine et son utilisation requérait plus d'une journée. Elle a été remplacée par la colonne décrite dans la section 3.4.2, qui est en quartz, ne contient que 1 cm^3 de résine et dont l'utilisation ne requiert que 5 heures. Cette amélioration a permis de diminuer les blancs de chimie et la consommation d'acide et de doubler le rythme d'utilisation de ces colonnes. La mesure de 12 échantillons pouvait ainsi être réalisée en une semaine (de l'élution des cartouches à la mesure au spectromètre).

3.5 Démarche qualité

Au fur et à mesure de la progression de ce travail de mesure, le manque de rigueur dans l'organisation de celui-ci est apparu de plus en plus préoccupant. C'est pourquoi il a été mis en place ce que l'on appelle une démarche qualité. Cette démarche a pour objectif d'améliorer la qualité de la mesure par divers moyens. En particulier :

- Une réunion hebdomadaire des utilisateurs des salles blanches a été mise en place afin d'améliorer la communication au sein de l'équipe.
- Les protocoles analytiques (auparavant principalement transmis par voie orale) ont été rédigés et mis à disposition des membres de l'équipe sur le réseau informatique du laboratoire.
- La répartition des tâches des différents membres de l'équipe a été consignée.
- Le contrôle trimestriel des blancs de réactif a été décidé.
- Des exercices d'intercalibration entre plusieurs laboratoires ont été mis en place.
- La traçabilité de l'ensemble des éléments intervenant dans les mesures (matériel, échantillons, solution standard, ...) a été améliorée.

De manière générale la mise en place de cette démarche qualité s'est traduite par la rédaction d'un certain nombre de documents qui ont remplacés les transmissions orales des connaissances et des règles de fonctionnement. Il serait à mon avis utile de rédiger en particulier un "règlement de l'usage des salles blanches", car il s'agit d'un environnement dangereux et de haute spécificité, qui requiert une rigueur très importante.

Chapitre 4

Sélection de résultats illustratifs

Sommaire

4.1	Comparaison aux données historiques	91
4.2	Eau Subarctique Intermédiaire	101
4.3	Eaux profondes des mers Nordiques	107
4.3.1	East Greenland Current	107
4.3.2	Mer de Norvège	110
4.4	Fjord Nansen	117
4.4.1	Résultats	117
4.4.2	Discussion	117
4.5	Apports d'eaux douces des côtes du Labrador . .	126

Ce chapitre est une introduction à l'usage d' ε_{Nd} , en tant que traceur de circulation et d'interaction continent/océan.

Tout d'abord, nous y présentons une comparaison de nos données à des données historiques, afin d'étudier la variabilité temporelle d' ε_{Nd} au cours des vingt dernières années.

Nous présentons ensuite quatre sections traitant d'exemples précis, choisis de manière à illustrer les applications du traceur ε_{Nd} . Au cours des discussions, nous soulignerons les résultats concernant la circulation et ceux concernant le comportement du traceur ε_{Nd} . Ces résultats seront repris dans des discussions plus générales dans les chapitres 5 et 6, traitant respectivement de la circulation dans la zone d'étude et du comportement du traceur ε_{Nd} .

L'ensemble des données de C.I. de Nd et de concentrations de REE mesurées au cours de ce doctorat sont respectivement reportées dans des tableaux en annexe C.1 et C.2. Ces tableaux contiennent aussi les caractéristiques des spectres de REE (définis dans l'annexe B), ainsi que les caractéristiques hydrologiques (Θ , S, σ_θ et $[O_2]$) des échantillons.

4.1 Comparaison aux données historiques

Pour la première fois depuis les travaux pionniers de D.J. Piegras, la campagne Signature/GINS nous offre la possibilité de comparer des mesures de C.I. de Nd d'échantillons d'eau de mer, prélevés approximativement au même endroit et à deux dates différentes. Nous allons comparer nos échantillons prélevés en juillet-août 1999 avec ceux de Piegras et Wasserburg (1987) prélevés en novembre 1983 (Courant du Labrador) et juillet-août 1981 (Mers Nordiques). Les positions des stations concernées sont représentées sur la figure 4.1.

Ces trois années correspondent à des phases positives de l'oscillation nord atlantique (indice NAO hivernal: +2.05, +3.42 et +1.70, respectivement pour les années 1981, 1983 et 1999) et se situent dans une même période globalement positive qui s'étend de 1980 à 2000 (cf. figure 4.2). Cette dernière observation traduit le fait qu'il n'y a pas eu au cours de cette période de variation climatique importante entre l'Islande et le Portugal.

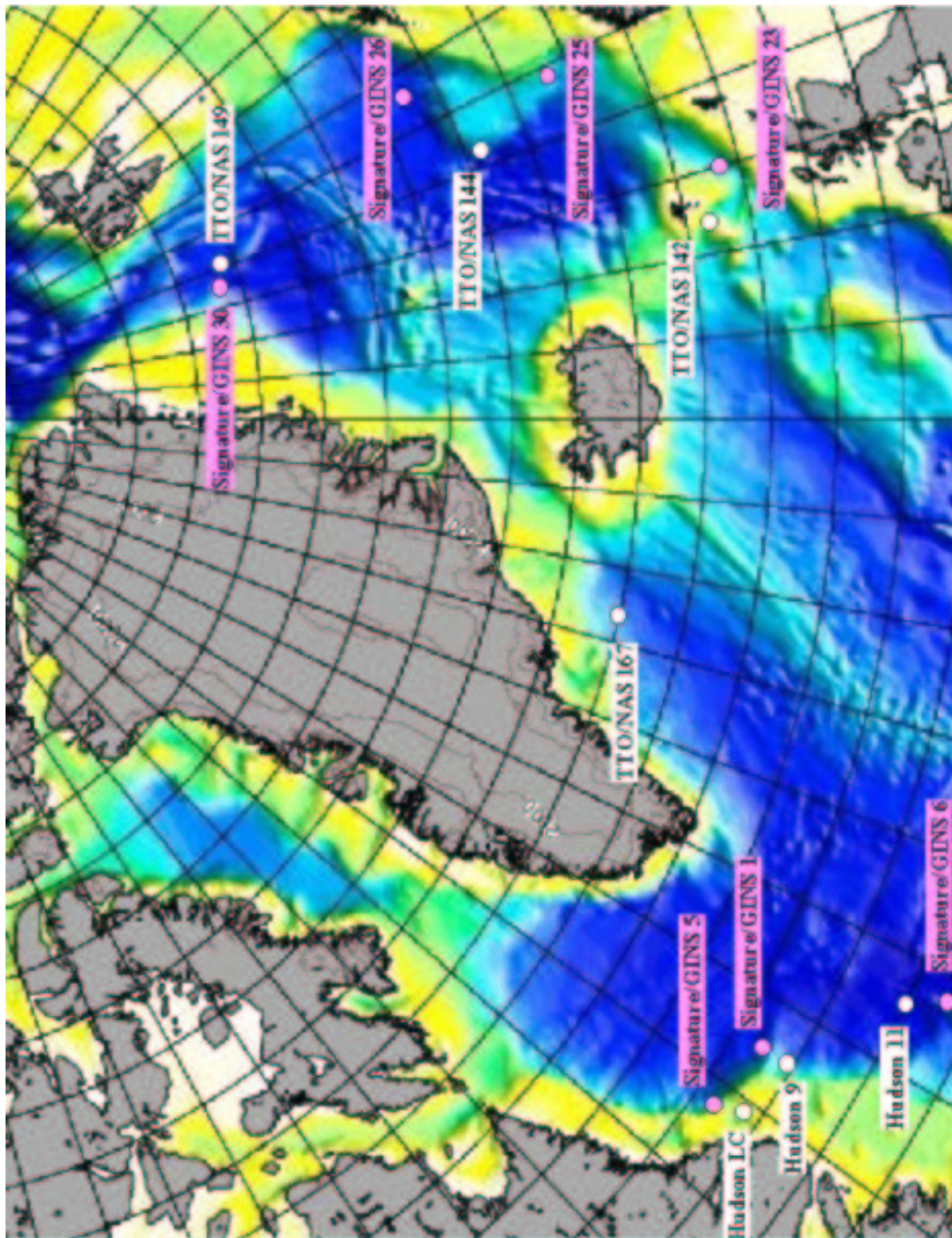


FIG. 4.1 – : *Position des stations des missions CSS Hudson 83-036 (1983) et TTO/NAS (1981), dont les C.I. de Nd publiées par Piepgras et Wasserburg (1987), sont comparées aux données de la mission Signature/GINS. Les stations Signature/GINS, dont les données sont utilisées pour les comparaisons sont aussi représentées.*

En revanche, le réchauffement global qui affecte la planète depuis le siècle dernier a été significatif durant cette période. C'est du reste la période pendant laquelle le taux de réchauffement a été le plus important au cours des 1000 dernières années (Albritton & Meira Filho, 2001, cf. figure 4.3). A ce propos, Meincke et al. (1997) suggèrent que les processus de convection hivernale en mer du Groenland ont diminué au cours des décennies 1980 et 90. La figure 8 de ce travail, reproduite ici sur la figure 4.4, montre les augmentations de température et de salinité de la GSDW entre 1982 et 1993. Il est donc possible que ces variations de la dynamique du système aient modifié les C.I. de Nd des masses d'eau de la zone d'étude, entre les années 1980 et la campagne Signature/GINS (1999).

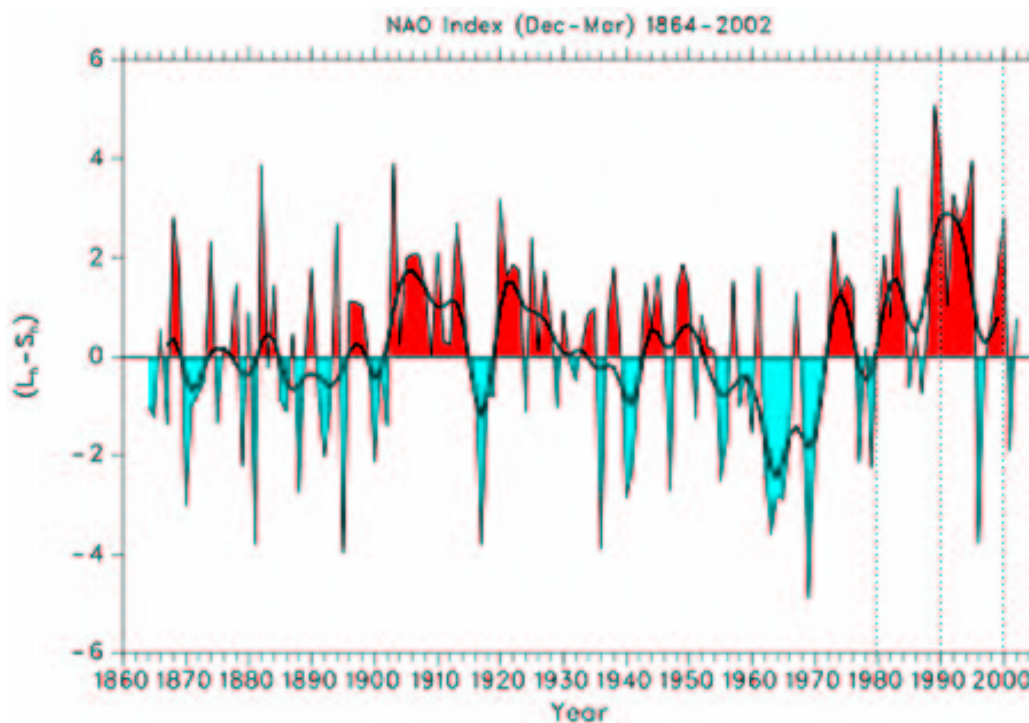


FIG. 4.2 –: *Indice NAO hivernal de 1864 à 2002. Données de Hurrell (2002).*

Les données fournies par Piegras et Wasserburg (1987) et les données de Signature/GINS utilisées dans les comparaisons qui suivent sont reportées dans le tableau 4.1. La température des échantillons n'étant pas disponible, seule la salinité nous permettra de comparer ces données avec les mesures de Signature/GINS. En outre, il n'a pas été possible de comparer toutes les

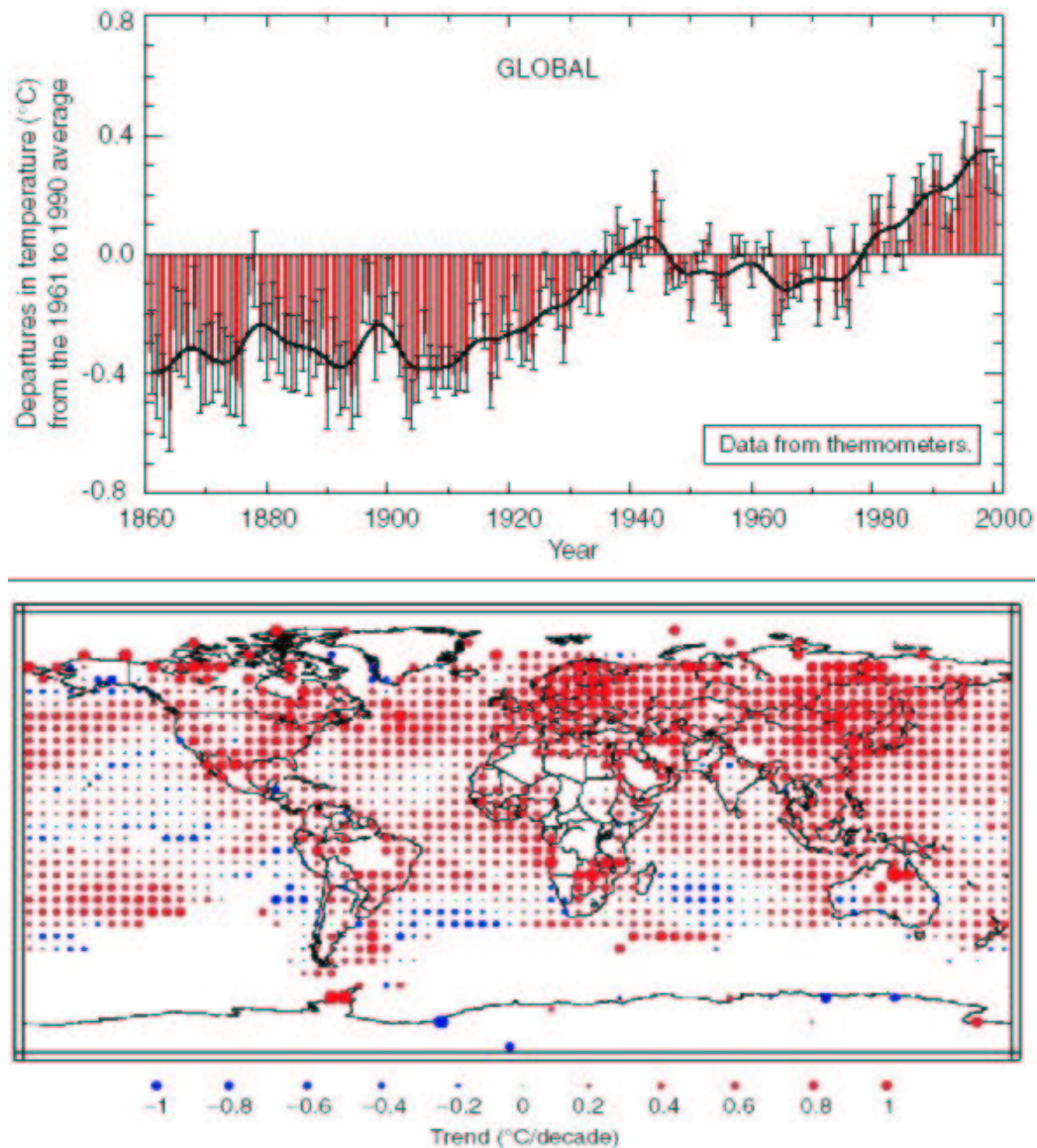


FIG. 4.3 –: *Panneau supérieur: Anomalies de températures annuelles combinées de surface de la mer et de l'air à la surface des terres émergées, par rapport à la moyenne sur la période 1961-1990. Panneau inférieur: Distribution géographique des taux de variation moyenne de température de 1976 à 2000. Données de Albritton et Meira Filho (2001).*

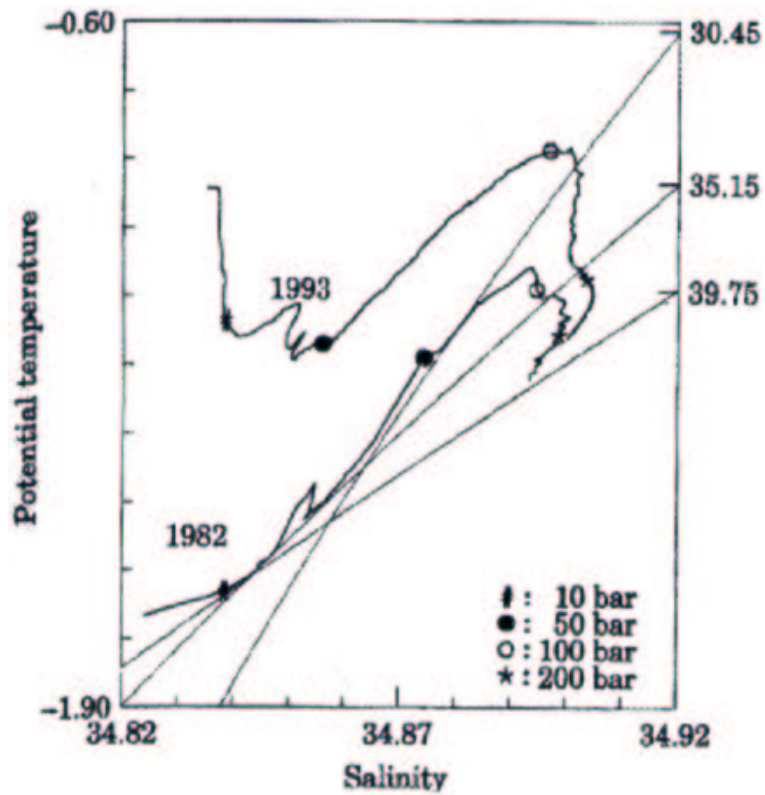


FIG. 4.4 –: Diagramme $\Theta - S$ de stations effectuées en 1982 et 1993, au centre du gyre de la mer du Groenland, montrant les augmentations de température et de salinité de la GSDW. Extrait de Meincke et al. (1997).

données historiques avec les nôtres, faute de correspondance entre les échantillonnages des différentes missions.

L'échantillon Hudson 83-036 station LC, 100 m peut être comparé à l'échantillon Signature/GINS station 5, 7 m. Ces deux stations sont géographiquement très proches. Bien que les profondeurs des échantillons soient assez différentes, leurs salinités très faibles (32.7 et 30.6, respectivement) montrent qu'ils ont tous deux été soumis à des apports d'eau douce importants. Leurs C.I. de Nd sont très proches : $\varepsilon_{Nd} = -26.1$ et -24.9 , respectivement. Ces valeurs négatives sont cohérentes avec la nature archéenne des côtes du Labrador. Leurs concentrations sont relativement différentes, 4.6 et $6.3 \times 10^{-12} \text{g/g}$, respectivement, mais toutes deux nettement supérieures à la moyenne. Ces deux échantillons sont donc très similaires.

L'échantillon Hudson 83-036 station 9, 5 m peut être comparé à l'échantillon Signature/GINS station 1, 21 m. Ces deux stations sont géographiquement très proches. Les salinités des deux échantillons sont assez différentes (33.4 et 34.4, respectivement), mais sont toutes deux faibles. Les C.I. de Nd sont identiques (compte tenu des incertitudes sur les mesures) : $\varepsilon_{Nd} = -15.4$ et -15.5 , respectivement. La concentration, forte à la station Hudson, est normale à la station Signature/GINS. Ce point est cohérent avec le fait que cette dernière est plus au large et plus salée que la première. Bien qu'hydrologiquement légèrement différents, ces deux échantillons ont une signature isotopique identique.

La station 11 de la campagne Hudson 83-036 peut être comparée à la station 6 de Signature/GINS. Ces deux stations ne sont pas très proches géographiquement (environ 230 km de distance), mais elles se situent dans le même courant (Le courant du Labrador en surface et le DWBC en profondeur). A 5 et 26 m, respectivement, les salinités sont faibles, $S = 34.3$ et 33.9 , respectivement et les C.I. de Nd particulièrement négatives, $\varepsilon_{Nd} = -17.9$ et -20.2 . Bien qu'en valeur absolue la différence de C.I. de Nd soit significative, ces deux échantillons montrent une tendance tout à fait similaire, qui semble indiquer un apport d'eau douce ayant été en contact avec des terrains archéens. La différence de C.I. est d'ailleurs cohérente avec celle de salinité.

A 1500 m (Hudson) et 1650 m (Signature/GINS), les échantillons ont été prélevés dans un minimum de salinité correspondant à la LSW ($S = 34.87$ et 34.86 , respectivement). Les C.I. de Nd de -14.4 et -13.9 , respectivement, sont encore une fois très similaires.

A 2500-3000 m (Hudson) et 2499 m (Signature/GINS), les échantillons ont été prélevés dans un maximum de salinité correspondant à la NEADW

Prof. (m)	Salinité (‰)	ϵ_{Nd}	2σ	Conc. (10^{-12} g/g)
CSS Hudson 83-036 juillet-août 1981				
Station LC 54°29'41" N 56°19'24" W				
100	32.689	-26.1	0.4	4.6
Station 9 54°14'51" N 52°07'24" W				
5	33.385	-15.4	0.3	3.6
1200	34.859	-14.4	0.6	2.6
2550	34.916	-13.8	0.3	2.9
Station 11 52°05'50" N 47°01'18" W				
5	34.285	-17.9	0.5	3.0
125	34.653	-15.8	0.5	3.1
500	34.813	-15.5	0.4	2.8
800	34.853	-15.1	0.4	2.6
1000	34.880	-14.7	0.4	2.6
1500	34.872	-14.4	0.4	2.6
2000	34.921	-14.1	0.4	2.6
2500	34.932	-13.8	0.5	2.4
3000	34.933	-13.4	0.4	2.5
3500	34.919	-13.3	0.4	2.6
3850	34.913	-13.4	0.5	2.8
TTO/NAS novembre 1983				
Station 142 61°21' N 8°01' W				
750	34.905	-7.7	0.6	3.1
Station 144 67°40' N 3°17' W				
65	35.071	-10.3	0.5	2.1
3750	34.909	-9.5	0.5	2.3
Station 149 76°53' N 1°02' E				
2800	34.901	-10.7	0.4	2.4
Station 167 64°03' N 33°20' W				
840	34.923	-14.1	0.4	2.4
2310	34.880	-8.6	0.5	3.0
Signature/GINS juillet-août 1999				
Station 1, 55.03°N, -52.14°E				
21	34.43	-15.5	0.4	2.5
Station 5, 55.01°N, -56.40°E				
~7 (filtré)	~30.6	-24.9	0.4	6.3
Station 6, 50.20°N, -45.68°E				
26	33.92	-20.2	0.4	-
1650	34.86	-13.9	0.4	2.5
2499	34.90	-13.2	0.4	2.6
Station 23, 60.50°N, -5.00°E				
988	34.90	-7.3	0.4	3.5
Station 25, 64.65°N, 4.18°E				
21	35.04	-13.2	0.4	2.2
101	35.27	-13.1	0.4	3.4
1385	34.90	-9.1	0.4	3.3
Station 26, 69.03°N, 7.95°E				
43	35.19	-12.2	0.4	1.3
74	35.22	-12.1	0.4	2.9
2972	34.90	-9.8	0.4	3.9
Station 30, 76.74°N, -2.33°E				
2512	34.90	-10.8	0.4	2.8

TAB. 4.1 –: *Panneau supérieur: Données historiques de Piegras et Wasserburg (1987). Seules les données surlignées en couleur seront comparées aux données Signatures/GINS. Panneau inférieur : Données Signature/GINS comparées aux données historiques (valeurs tirées du tableau C.1). Les données du tableau supérieur surlignées en couleur sont comparées dans le texte aux données du tableau inférieur surlignées de la même couleur.*

($S=34.93$ et 34.90 , respectivement). Les C.I. de Nd de -13.8 et -13.4 (Hudson, 2500 et 3000 m, respectivement) et de -13.2 (Signature/GINS), sont assez similaires en valeur absolue et représentent de plus un maximum vertical à chacune des stations.

De manière globale, les deux stations comparées dans les trois paragraphes précédents sont très similaires dans leurs tendances (variations, extrema). Les faibles différences en valeur absolue peuvent s'expliquer par la distance qui les sépare et par les différences dans leurs propriétés hydrologiques. Les différences sur les concentrations ne sont pas significatives.

L'échantillon TTO/NAS station 142, 750 m (échantillon de fond du chenal Faroe-Bank) peut être comparé à l'échantillon Signature/GINS station 23, 988 m (échantillon de fond du chenal Faroe-Shetland). Les eaux échantillonnées ici sont celles du débordement Islande-Ecosse. Le chenal Faroe-Bank est le continûment du chenal Faroe-Shetland. Les salinités des deux échantillons sont très proches : 34.905 et 34.90 , respectivement, leurs C.I. de Nd aussi : $\varepsilon_{Nd}=-7.7$ et -7.3 , respectivement.

L'échantillon TTO/NAS station 144, 65 m ($S=35.07$, $\varepsilon_{Nd}=-10.3$) peut être comparé aux échantillons Signature/GINS station 25, 21 m ($S=35.04$, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$) et 101 m ($S=35.27$, $\varepsilon_{Nd}=-13.1$) ainsi qu'aux échantillons Signature/GINS station 26, 43 m ($S=35.19$, $\varepsilon_{Nd}=-12.2$) et 74 m ($S=35.22$, $\varepsilon_{Nd}=-12.1$). On note ici des différences importantes, l'échantillon de la campagne TTO/NAS est nettement plus positif que ceux de la campagne Signature/GINS. Il est difficile d'établir si ces différences sont dues au fait que les échantillons en question ne se correspondent pas, ou si il s'agit d'une variation temporelle. Parmi les arguments en faveur d'une non correspondance des échantillons on peut citer: 1) la distance non négligeable qui sépare les deux stations Signature/GINS de la station TTO/NAS (340 et 240 km pour les stations 25 et 26, respectivement); 2) le fait que la station TTO/NAS soit nettement plus au large du plateau norvégien que les stations Signature/GINS, étant de ce fait beaucoup plus sujette à l'influence de la région arctique et conséquemment à l'influence radiogénique (c'est à dire caractérisée par des valeurs d' ε_{Nd} positives) des îles Jan-Mayen et de l'Islande, ce qui pourrait expliquer une valeur plus positive à la station TTO/NAS.

L'échantillon TTO/NAS station 144, 3750 m peut être comparé aux échantillons Signature/GINS station 25, 1385 m et station 26, 2972 m (ces trois échantillons étant des échantillons de fond). Leurs salinités respectives sont $S=34.91$, 34.90 et 34.90 , leurs C.I. de Nd de -9.5 , -9.1 et -9.8 . Ces valeurs, si on néglige les variations de salinité, sont très proches. De plus la C.I. de Nd à la station TTO/NAS se situe entre les valeurs des stations

Signature/GINS, ce qui est cohérent avec leurs positions géographiques.

Enfin, l'échantillon TTO/NAS station 149, 2800 m peut être comparé à l'échantillon Signature/GINS station 30, 2512 m (ces deux échantillons étant aussi des échantillons de fond). Leurs salinités respectives sont $S=34.90$ et 34.90 , leurs C.I. de Nd de -10.7 et -10.8 . Ici les salinités ainsi que les C.I. de Nd sont identiques.

Résumé et conclusions

En résumé, si la comparaison de nos données avec celles de Piegras et Wasserburg (1987) a été possible, elle a été limitée d'une part par le fait que les prélèvements n'ont pas été effectués exactement aux mêmes endroits, dans des masses d'eau de caractéristiques hydrologiques identiques et d'autre part par le fait que les températures des échantillons de Piegras et Wasserburg (1987) ne sont pas connues.

Cependant il a été possible de comparer 10 données historiques avec 13 données produites au cours de ce doctorat. Ces comparaisons n'ont donné lieu qu'à une seule discordance notable (TTO/NAS station 144), dans le cas d'eaux de surface dont les prélèvements étaient particulièrement distant géographiquement.

Une première conclusion de cette étude est que la cohérence des valeurs, obtenues dans deux laboratoires, et avec deux méthodes analytiques différentes, est une validation supplémentaire de l'ensemble de nos données.

La seconde conclusion est que les variabilités temporelles de la dynamique du système décrites plus haut n'ont pas eu de conséquence notable sur les signatures isotopiques des masses d'eau de la zone d'étude, du moins entre 1981 et 1999. Cela signifie que les variabilités climatiques observées entre 1981 et 1999 n'ont pas modifié la circulation océanique ni les échanges de matière entre l'océan et la terre solide, de façon suffisante pour affecter la distribution d' ε_{Nd} dans la zone d'étude. En effet, compte tenu du fait que nos comparaisons couvrent l'étendue du circuit de formation des eaux profondes dans la zone d'étude¹ et que les temps de résidence des masses d'eau profonde dans les Mers Nordiques ou le gyre supolaire nord atlantique sont de l'ordre de quelques années², l'absence de variation temporelle d' ε_{Nd} ne peut pas être attribuée au temps de réponse d' ε_{Nd} .

1. Entrée des eaux chaudes dans les Mers Nordiques, eaux profondes au sud du détroit de Fram, Eaux de Débordement Islande-Ecosse, courant profond de bord nord et ouest.

2. Ces temps de résidence peuvent être déduits des mesures de traceurs transitoires tels le SF6 ou le ^{129}I .

Cela ne signifie pas que d'éventuels changements climatiques ne peuvent pas être tracés par ε_{Nd} . En effet une interruption des débordements de l'intervalle Groenland-Ecosse par exemple, perturberait certainement de manière significative la distribution d' ε_{Nd} dans le gyre subpolaire nord atlantique (en supprimant un apport radiogénique important, voir section 6.4). Cela signifie plutôt que les variabilités climatiques observées entre 1981 et 1999 n'étaient pas assez importantes pour modifier la distribution d' ε_{Nd} . En d'autres termes ε_{Nd} intégrerait dans une certaine mesure les variabilités climatiques de petites échelles.

4.2 Eau Subarctique Intermédiaire

L'eau subarctique intermédiaire (SAIW), évoquée dans la section 2.4.3, est une eau de faible salinité qui a probablement ses origines dans le courant du Labrador (typiquement $4^{\circ}\text{C} < \Theta < 7^{\circ}\text{C}$ et $S < 34.9$). Cette masse d'eau subducte au niveau des fronts créés par le NAC et serait ensuite advectée vers le sud et l'ouest. Cependant, bien qu'une partie recirculerait à l'ouest de la ride médio-atlantique, une autre poursuivrait sa route entre les deux fronts du NAC vers l'est (Harvey & Arhan, 1988; Arhan, 1990). De faibles quantités de cette masse d'eau ont en effet été identifiées à l'est de cette ride (Harvey, 1982; Read, 2001 et références incluses).

Les diagrammes Θ - S des stations 6 (au large de Terre Neuve) et 12 (Bassin d'Islande) de Signature/GINS sont représentés sur la figure 4.5. On y voit nettement le minimum de salinité associé à la SAIW à la station 6. A la station 12, bien que le minimum de salinité ne soit plus compris dans la zone du diagramme Θ - S définissant la SAIW pure (Harvey & Arhan, 1988), la similitude de l'allure des deux courbes suggère que le minimum observé à cet endroit est lié à celui de la station 6. En outre, ces minima sont situés sur une même isopycnae ($\sigma_{\theta} = 27.38 \text{ kg/m}^3$). Les C.I. de Nd vont confirmer cette hypothèse.

Les C.I. de Nd des deux échantillons prélevés dans le minimum de salinité de la station 12 (points rouges, figure 4.5) sont caractérisées par $\varepsilon_{Nd} = -15.1$ et -15.0 , à 250 et 350 m respectivement. La station 6 n'ayant pas été échantillonnée aux profondeurs correspondantes, il n'est pas possible de comparer directement ces données. Cependant, ces valeurs sont particulièrement négatives si on les compare à l'ensemble des résultats obtenus au cours de la campagne Signature/GINS. La figure 4.6 représente l'ensemble des données de C.I. de Nd, obtenues au cours de Signature/GINS. Il apparaît que très peu de données sont inférieures ou égales à $\varepsilon_{Nd} = -15.0$. Ces données sont énumérées ci-dessous:

- station 1, 20m, $\varepsilon_{Nd} = -15.5$
- station 3, 20 m, 1000 m et 2250 m, $\varepsilon_{Nd} = -15.1, -15.1$ et -16.4 , respectivement
- station 6, 30 m, $\varepsilon_{Nd} = -20.2$
- station 7, 40 m, $\varepsilon_{Nd} = -15.6$
- station 12, 250 et 350 m, $\varepsilon_{Nd} = -15.1$ et -15.0 , respectivement

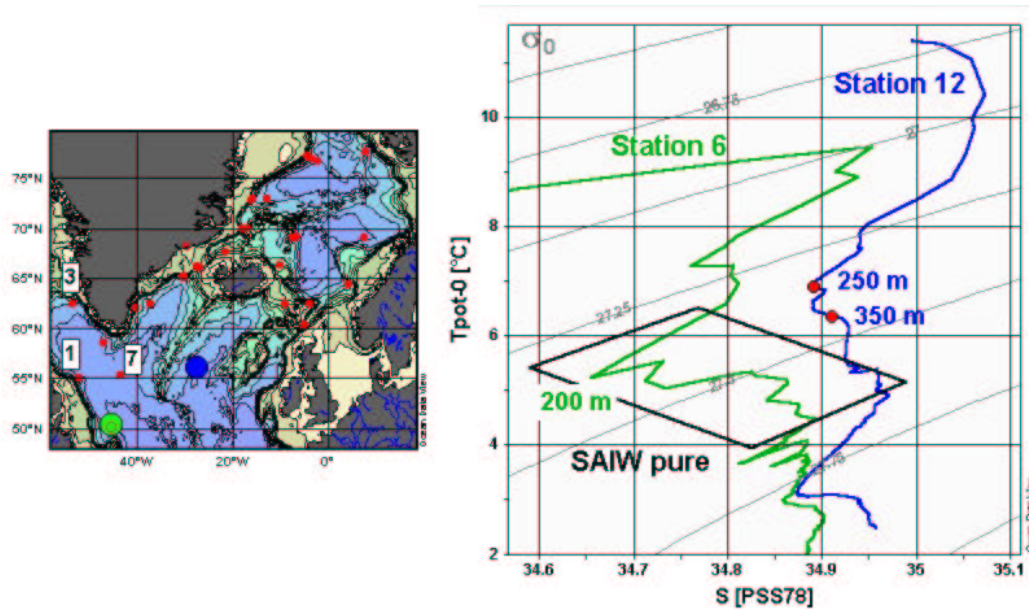


FIG. 4.5 – : Diagrammes Θ - S des stations 6 et 12 montrant le minimum de salinité caractéristique de la SAIW. Le quadrilatère noir représente les frontières de la SAIW pure telle que définie par Harvey et Arhan (1988). Les couleurs des courbes sont cohérentes avec celles des points sur la carte. En outre, les numéros de certaines stations discutées dans cette section sont reportés sur la carte.

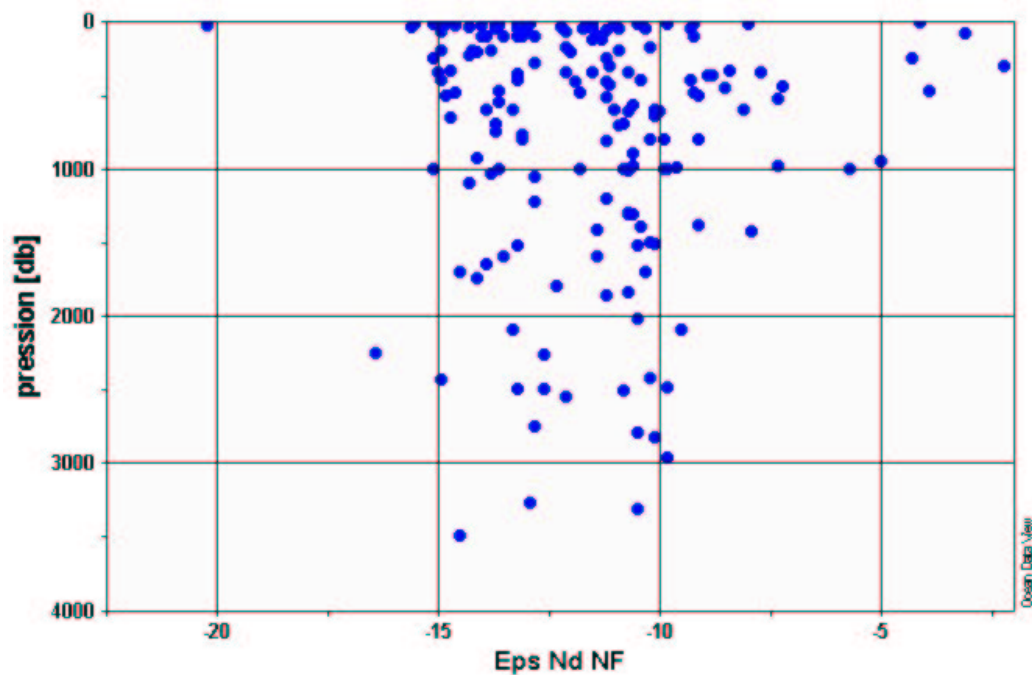


FIG. 4.6 – Ensemble des C.I. de Nd de la campagne Signature/GINS en fonction de la profondeur. Le nombre de données inférieures ou égales à -15.0 est très faible. Ces dernières correspondent à des échantillons prélevés dans le bassin du Labrador (outre ceux de la station 12).

A l'exception de la station 12, on constate que les seuls échantillons plus négatifs que -15.0 sont trouvés dans le bassin du Labrador³. Ceci suggère que la signature négative du minimum de salinité de la station 12 trouve son origine dans cette région. Cependant, il est possible que cette signature négative soit due à un apport éolien.

Les spectres de REE des échantillons prélevés à 250 et 350 m à la station 12 sont présentés sur la figure 4.7 (cf. annexe B pour la définition d'un spectre de REE). Ces spectres montrent une anomalie négative prononcée de Ce (Ce^* de l'ordre de 0.2), ainsi qu'un enrichissement relatif en REE lourdes par rapport aux REE légères (La/Lu de l'ordre de 0.3). Ces particularités sont caractéristiques de spectres marins, ce qui signifie qu'elles ont été acquises au cours du temps dans l'océan, en l'absence d'apport terrigène. Ceci permet donc de rejeter l'hypothèse d'un enrichissement éolien et renforce l'hypothèse que le minimum de salinité de la station 12, vers 300 m de profondeur, est la conséquence de l'advection de SAIW depuis le courant du Labrador.

Les variations de température et de salinité, observées entre la station 6 et la station 12, peuvent s'expliquer par un mélange avec de la NACW (Eau Centrale Nord Atlantique; cf. section 5.2; Arhan, 1990). La C.I. de Nd de cette masse d'eau a été mesurée par Piepgras et Wasserburg (1987), ses caractéristiques sont les suivantes : $S \approx 36.3$, $\Theta \approx 18.3$ et $\varepsilon_{Nd} \approx -10.0$ (valeurs moyennes décrites dans la section 5.2). La SAIW à la station 6 a les caractéristiques suivantes : $S = 34.655$, $\Theta = 5.23^\circ\text{C}$ et ε_{Nd} non mesuré. A la station 12, les caractéristiques moyennes des deux échantillons de SAIW mesurés sont : $S = 34.90$, $\Theta = 6.63^\circ\text{C}$ et $\varepsilon_{Nd} = -15.05$.

Lors d'un mélange de deux masses d'eau, un paramètre conservatif satisfait l'équation suivante :

$$x \times S_1 + (1 - x) \times S_2 = S_m \quad (4.1)$$

Où : S_y est le paramètre conservatif du réservoir y
 m est le réservoir résultant du mélange de des réservoir 1 et 2
 x est la proportion de 1 dans le mélange.

En supposant un mélange conservatif et compte tenu des valeurs ci-dessus, les salinités impliquent que la SAIW de la station 12 résulte du mélange de 85% de SAIW de la station 6 et de 15% de NACW. Les températures

3. Ceci est parfaitement cohérent avec la nature des formations géologiques entourant ce bassin, les plus anciennes de la zone d'étude.

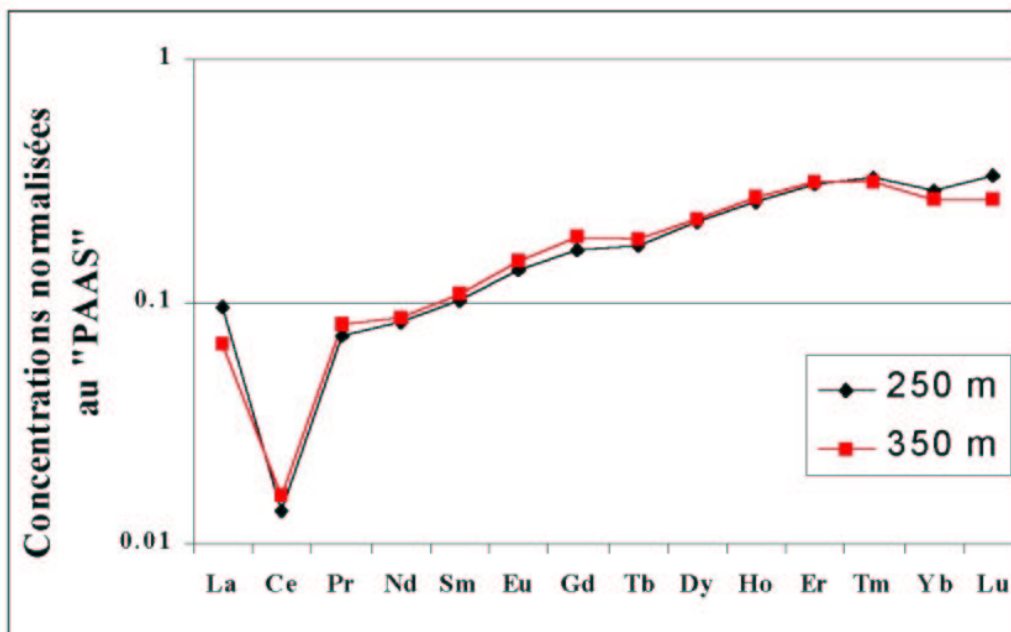


FIG. 4.7 – : Spectres de REE des échantillons de SAIW : station 12, 250 et 350 m. Ces spectres sont obtenus en divisant les concentrations de l'échantillon par celles du PAAS puis en multipliant par 10^6 . L'allure marine de ces spectres, qui se traduit par une anomalie négative de Ce et un enrichissement en REE lourdes par rapport aux REE légères, suggère que ces échantillons n'ont pas reçu d'apport terrigène récents.

impliquent 89% de SAIW de la station 6 et 11% de NACW. La similitude de ces résultats confirme l'hypothèse du mélange. En considérant une valeur moyenne de 87% de SAIW de la station 6 et un mélange conservatif pour ε_{Nd}^4 , les C.I. de Nd impliquent que la C.I. de Nd de la SAIW de la station 6 (non mesurée) devrait être de -15.8. Cette valeur semble réaliste, sachant que les échantillons prélevés au-dessus et en-dessous de la SAIW à la station 6 ont des C.I. de Nd de -20.2 et -13.9 (à 20 et 1650 m, respectivement).

De plus, un échantillon prélevé en 1983 par Piepgras et Wasserburg (1987) à 52°N et 47°W (donc proche de notre station 6 : 50°N et 47°W) à 125 m de profondeur par une salinité de 34.65 (quasiment identique au minimum de salinité de la station 6) a une C.I. de Nd de -15.8, valeur indentique à celle que nous venons de calculer pour la SAIW de la station 6.

Ces résultats, en expliquant les variations de température et de salinité observées entre les station 6 et 12, confirment notre conclusion sur l'origine de la SAIW.

En résumé, nous avons vu à travers cet exemple, de quelle manière, dans une **configuration favorable**, la C.I. de Nd pouvait permettre de tracer de manière robuste **l'origine d'une masse d'eau**. Cela a été réalisé dans un premier temps de manière **qualitative** (en étudiant la distribution des C.I. de Nd et les spectres de REE). Dans un second temps, une **quantification**, basée sur Θ , S et ε_{Nd} , nous a permis de confirmer nos conclusions.

4. La conservativité d' ε_{Nd} a été mise en évidence dans de nombreux travaux (Piepgras & Wasserburg, 1987; Piepgras & Jacobsen, 1988; Jeandel, 1993; Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001). Ce point sera développé dans les sections 5.7 et 6.2.

4.3 Eaux profondes des mers Nordiques

Cette section s'intéresse aux masses d'eau profondes qui ont été échantillonnées au cours de Signature/GINS, en faisant le tour des mers Nordiques dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (celui de la circulation générale). Plus précisément nous allons d'abord regarder les stations situées dans l'EGC du détroit de Fram à la mer d'Islande. Nous regarderons ensuite celles situées dans la mer de Norvège. Nous terminerons notre tour par la station située à proximité des îles Spitzberg. Les stations discutées sont représentées sur la figure 4.8.

Les caractéristiques Θ -S des masses d'eau profondes rencontrées dans les mers Nordiques sont (cf. section 2):

- EBDW (*Eurasian Basin Deep Water*) : $-1.1^{\circ}\text{C} < \Theta < -0.8^{\circ}\text{C}$, $S \approx 34.91$
- CBDW (*Canadian Basin Deep Water*) : $-0.8^{\circ}\text{C} < \Theta < -0.5^{\circ}\text{C}$, $S \approx 34.91$
- GSDW (*Greenland Sea Deep Water*) : $\Theta < -1.1^{\circ}\text{C}$, $S \approx 34.90$
- NSDW (*Norwegian Sea Deep Water*) : $-1.2^{\circ}\text{C} < \Theta < -0.5^{\circ}\text{C}$, $S \approx 34.91$

4.3.1 East Greenland Current

Résultats

Section 77°N :

Station 30 (Est de la section) :

2016 m: $\Theta = -1.00^{\circ}\text{C}$, $S = 34.90$, $[O_2] = 9.85$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.5$, $[Nd] = 2.8$ ppt

2512 m: $\Theta = -1.06^{\circ}\text{C}$, $S = 34.90$, $[O_2] = 9.94$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.8$, $[Nd]$ inconnue

Si on compare aux définitions ci-dessus, la salinité indique qu'il s'agit de GSDW, la température en revanche, très légèrement supérieure à celle définissant la GSDW, suggère qu'il s'agit de EBDW. Les C.I. de Nd sont semblables.

Station 32 (Ouest de la section) :

1840 m: $\Theta = -0.74^{\circ}\text{C}$, $S = 34.92$, $[O_2] = 9.73$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.7$, $[Nd]$ inconnue

Ces caractéristiques correspondent plutôt à la CBDW, bien qu'elles soient proches de celles de l'EBDW. La concentration en oxygène plus faible qu'à la station 30, suggère que ces eaux proviennent de l'océan Arctique alors que celles de la station 30, suggèreraient une origine de la mer du Groenland (GSDW, Olsson et al., 2003).

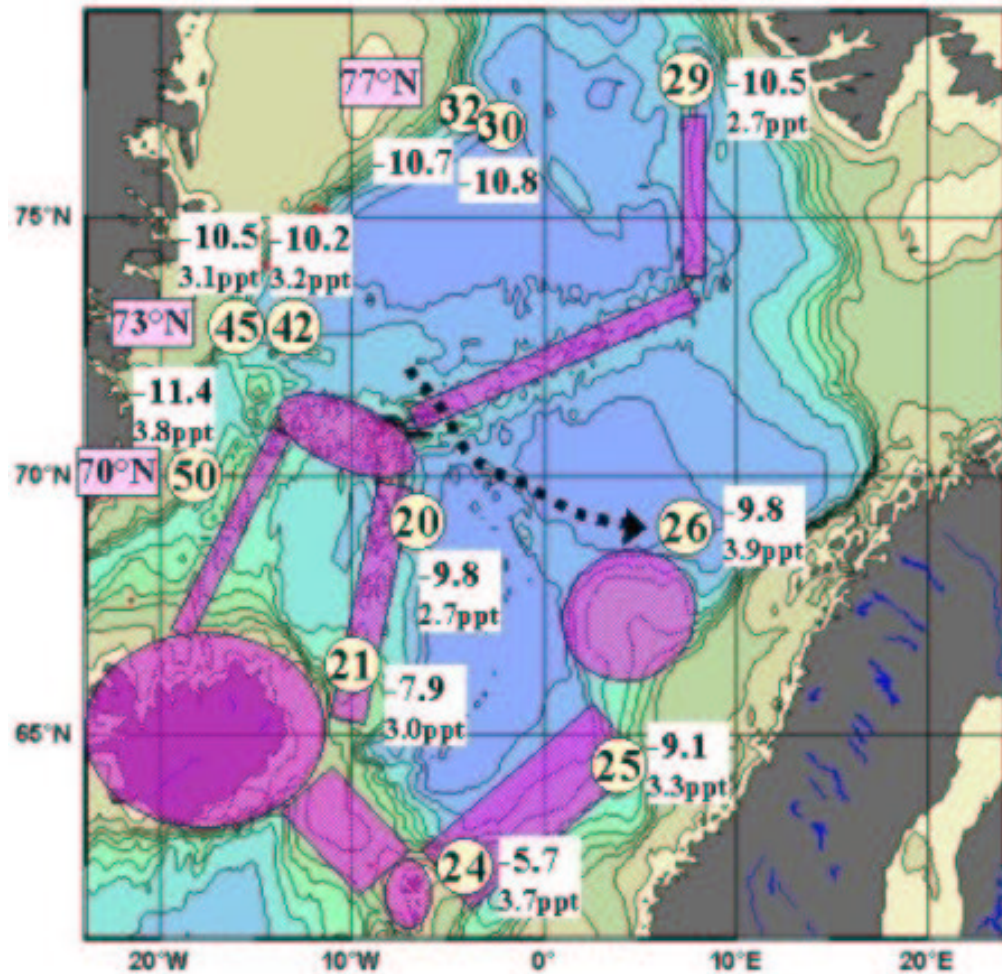


FIG. 4.8 – Carte indiquant les C.I. et concentrations de Nd des échantillons de fond des mers Nordiques (sur fond blanc). Les positions et numéros des stations sont indiqués (sur fond jaune). Les structures basaltiques sont schématisées par les formes violettes. La flèche noire représente la trajectoire de la NSDW déduite de la discussion.

Les C.I. de Nd des échantillons des stations 30 et 32 sont identiques et ne permettent pas de les distinguer.

Section 73°N :

Station 42 (Est de la section) :

2635 m (filtré): $\Theta = -1.12^\circ\text{C}$, $S = 34.90$, $[O_2] = 10.00$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.2$, $[Nd] = 3.2$ ppt

Ces caractéristiques correspondent à la GSDW. La concentration en oxygène est, de même qu'à la station 30, relativement élevée. La C.I. de Nd de cet échantillon est très proche de celles des échantillons de la station 30.

Station 45 (Ouest de la section) :

1521 m : $\Theta = -0.84^\circ\text{C}$, $S = 34.91$, $[O_2] = 9.68$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.5$, $[Nd] = 3.1$ ppt
Ces caractéristiques correspondent à l'EBDW bien qu'elles soient très proches de la CBDW. La concentration en oxygène est encore une fois relativement faible (comme à la station 32), ce qui confirme une origine de l'océan Arctique. La C.I. de Nd est encore une fois identique aux précédentes.

Section 70°N :

Station 50 (Ouest de la section) :

1596 m : $\Theta = -0.91^\circ\text{C}$, $S = 34.91$, $[O_2] = 9.76$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -11.4$, $[Nd] = 3.8$ ppt
Ces caractéristiques correspondent à l'EBDW bien qu'elles soient assez proches de la CBDW. Encore une fois, la concentration en oxygène confirme une origine de l'océan Arctique. La C.I. de Nd est cette fois-ci un peu plus négative que les précédentes (environ une unité ε_{Nd}).

Cette diminution peut s'expliquer par un apport de Nd provenant des sédiments de surface. On observe en effet une concentration de Nd importante dans cet échantillon comparativement aux échantillons discutés précédemment. La faible anomalie de Ce ($Ce^* = 0.48$) et le relativement faible fractionnement des REE lourdes par rapport aux REE légères ($La/Lu = 0.40$) témoignent d'un apport crustal récent. La C.I. de Nd des sédiments de surface mesurée à la section 73°N étant de -13.7, un tel enrichissement peut expliquer la décroissance de la C.I. de Nd observée. L'occurrence d'un enrichissement de l'eau de mer par des sédiments peut s'expliquer par le fait qu'entre la section 73°N et la section 70°N, les eaux de fond ont rencontré une remontée importante des fonds marins liée à la présence du plateau Islandais.

Discussion

L'étude succincte des échantillons de fond de 5 stations des sections 77, 73 et 70°N, a mis en évidence la présence de deux types de masses d'eau. La première a une salinité plus faible que la seconde, d'environ 34.90 et une teneur en oxygène plus forte ($[O_2] > 9.8$ mg/L). Il s'agit de GSDW. Elle était présente dans l'Est des sections. La seconde, plus salée (environ 34.91) et plus appauvrie en oxygène ($[O_2] < 9.8$ mg/L) est vraisemblablement de l'EBDW ou de la CBDW. Il est difficile de dire, dans chaque cas, de laquelle des deux il s'agit, car les caractéristiques Θ -S des échantillons sont intermédiaires entre celles de ces deux masses d'eau. Il serait possible de les distinguer en utilisant des mesures de CFC par exemple, mais nous verrons plus loin que ce n'est pas le but de cette section.

A l'exception d'un échantillon, les C.I. de Nd de tous ces échantillons sont très similaires (comprises entre -10.2 et -10.8, cf. figure 4.8) et ne permettent pas de distinguer les trois masses d'eau profondes. Un échantillon, à la section 70°N, a une C.I. de Nd inférieure aux autres d'une unité ε_{Nd} , ce qui peut s'expliquer par un enrichissement des eaux de fond par les sédiments de surface.

L'homogénéité de C.I. de Nd des eaux profondes de l'EGC sera utile en comparaison aux signatures des eaux profondes de la mer de Norvège.

4.3.2 Mer de Norvège

Nous allons comme précédemment passer en revue les échantillons profonds des stations de la mer de Norvège, en partant du sud des îles Jan-Mayen (station 20, figure 4.8) et en progressant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. L'eau profonde de la mer de Norvège, NSDW, résulte du mélange de GSDW avec les eaux profondes d'origines arctiques, qui pénètrent dans la mer de Norvège via le courant de Jan-Mayen (cf. section 2.3.4). On rappelle que la mer de Norvège est composée des bassins de Norvège et des Lofoten.

Résultats

Station 20 :

2491 m : $\Theta = -1.02^\circ\text{C}$, $S = 34.90$, $\sigma_\theta = 28.07$ kg/m³, $[O_2] = 9.63$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -9.8$, $[Nd] = 2.7$ ppt

Ces caractéristiques sont très proches de celles de la GSDW, ainsi que de

celles de la NSDW. Cette station se situant à l'entrée du bassin de Norvège, nous considérerons qu'il s'agit de NSDW. Sa C.I. de Nd est légèrement plus positive que celle de la mer du Groenland, d'où elle est supposée parvenir via le courant de Jan-Mayen. Cette légère variation de C.I. de Nd est cohérente avec la signature isotopique des îles Jan-Mayen, de l'ordre de $\varepsilon_{Nd} \approx +6$. Un léger apport de Nd provenant de ces îles pourrait expliquer cette augmentation.

Station 21 :

1431 m : $\Theta = -0.87^\circ\text{C}$, $S = 34.90$, $\sigma_\theta = 28.07 \text{ kg/m}^3$, $[O_2] = 9.43 \text{ mg/L}$, $\varepsilon_{Nd} = -7.9$, $[Nd] = 3.0 \text{ ppt}$

Ces caractéristiques sont celles de la NSDW. Sa C.I. de Nd est nettement plus radiogénique que précédemment, ce qui reflète l'influence d'apports provenant des îles Jan-Mayen, d'Islande ou de la ride de Jan-Mayen (au sud des îles Jan-Mayen).

Station 24 :

1003 m : $\Theta = -0.54^\circ\text{C}$, $S = 34.89$, $\sigma_\theta = 28.04 \text{ kg/m}^3$, $[O_2] = 10.00 \text{ mg/L}$, $\varepsilon_{Nd} = -5.7$, $[Nd] = 3.7 \text{ ppt}$

Cet échantillon est moins dense que les autres et ses caractéristiques sont à la limite de la définition de la NSDW. Il n'est pas représentatif de cette masse d'eau, mais est inclus dans cette discussion afin de mettre en évidence la valeur très radiogénique ($\varepsilon_{Nd} = -5.7$) des eaux denses à l'extrémité sud du bassin de Norvège.

Station 25 :

1385 m : $\Theta = -0.96^\circ\text{C}$, $S = 34.90$, $\sigma_\theta = 28.07 \text{ kg/m}^3$, $[O_2] = 9.74 \text{ mg/L}$, $\varepsilon_{Nd} = -9.1$, $[Nd] = 3.3 \text{ ppt}$

Ces caractéristiques hydrologiques sont à nouveau celles de la NSDW. Elles sont assez proches de celles de la station 20. La C.I. de Nd est en revanche plus radiogénique qu'à la station 20.

Station 26 :

2972 m : $\Theta = -1.01^\circ\text{C}$, $S = 34.90$, $\sigma_\theta = 28.08 \text{ kg/m}^3$, $[O_2] = 9.79 \text{ mg/L}$, $\varepsilon_{Nd} = -9.8$, $[Nd] = 3.9 \text{ ppt}$

Il s'agit toujours de NSDW. Ses caractéristiques hydrologiques sont proches de celles des stations 20 et 25. Sa C.I. de Nd est plus négative que celle de la station 25 et identique à celle de la station 20.

Station 29 :

3360 m : $\Theta = -0.99^\circ\text{C}$, $S = 34.91$, $\sigma_\theta = 28.08 \text{ kg/m}^3$, $[O_2] = 9.88 \text{ mg/L}$, $\varepsilon_{Nd} = -10.5$, $[Nd] = 2.7 \text{ ppt}$

Cette station se situe à proximité des îles Spitzberg dans la mer du Groenland, (elle a été incluse dans cette section par commodité, afin de respecter l'ordre dans lequel les stations ont été décrites). La salinité de cet échantillon suggère qu'il a pour origine l'océan Arctique, alors que sa teneur en oxygène correspond d'avantage à de la GSAIW. Sa C.I. de Nd est identique à celles mesurées dans l'EGC aux section 77°N et 73°N.

Discussion

La discussion qui suit concerne des éléments de la circulation profonde des mer Nordiques, dont un schéma de Smethie et al. (1988) est reproduit sur la figure 4.9.

On constate des augmentations des C.I. de Nd du nord au sud du bassin de Norvège, en longeant son bord ouest (-9.8, -7.9 et -5.7, aux stations 20, 21 et 24, respectivement). Ces augmentations sont accompagnées d'augmentations des concentrations de Nd. Elles s'expliquent très simplement par l'influence des formations basaltiques voisines (îles et ride de Jan-Mayen, Islande, îles Faroës, cf. figures 4.8).

Lors d'un mélange de deux quantités de Nd, les C.I. et quantité de Nd satisfont les équations :

$$\varepsilon_{Nd_{1+2}} \times Q_{1+2} = \varepsilon_{Nd_1} \times Q_1 + \varepsilon_{Nd_2} \times Q_2 \quad (4.2a)$$

$$\text{Et : } Q_{1+2} = Q_1 + Q_2 \quad (4.2b)$$

Où : 1 et 2 sont les deux réservoirs qui se mélangent, 1+2 est le mélange
 Q_x est la quantité de Nd dans le réservoir x

Dans le cas de l'enrichissement d'une masse d'eau par une source terrigène, les quantités de Nd sont en général connues par la mesure des concentrations de Nd de la masse d'eau avant et après l'enrichissement. Les équations 4.2 sont alors modifiées de la façon suivante:

$$\varepsilon_{Nd_f} \cdot [Nd]_f \cdot M = \varepsilon_{Nd_i} \cdot [Nd]_i \cdot M + \varepsilon_{Nd_a} \cdot ([Nd]_f - [Nd]_i) \cdot M \quad (4.3)$$

Où : M est la masse du réservoir,

f, i et a signifient final, initial et apport

Ce qui donne après simplification par la masse du réservoir :

$$\varepsilon_{Nd_f} \cdot [Nd]_f = \varepsilon_{Nd_i} \cdot [Nd]_i + \varepsilon_{Nd_a} \cdot ([Nd]_f - [Nd]_i) \quad (4.4)$$

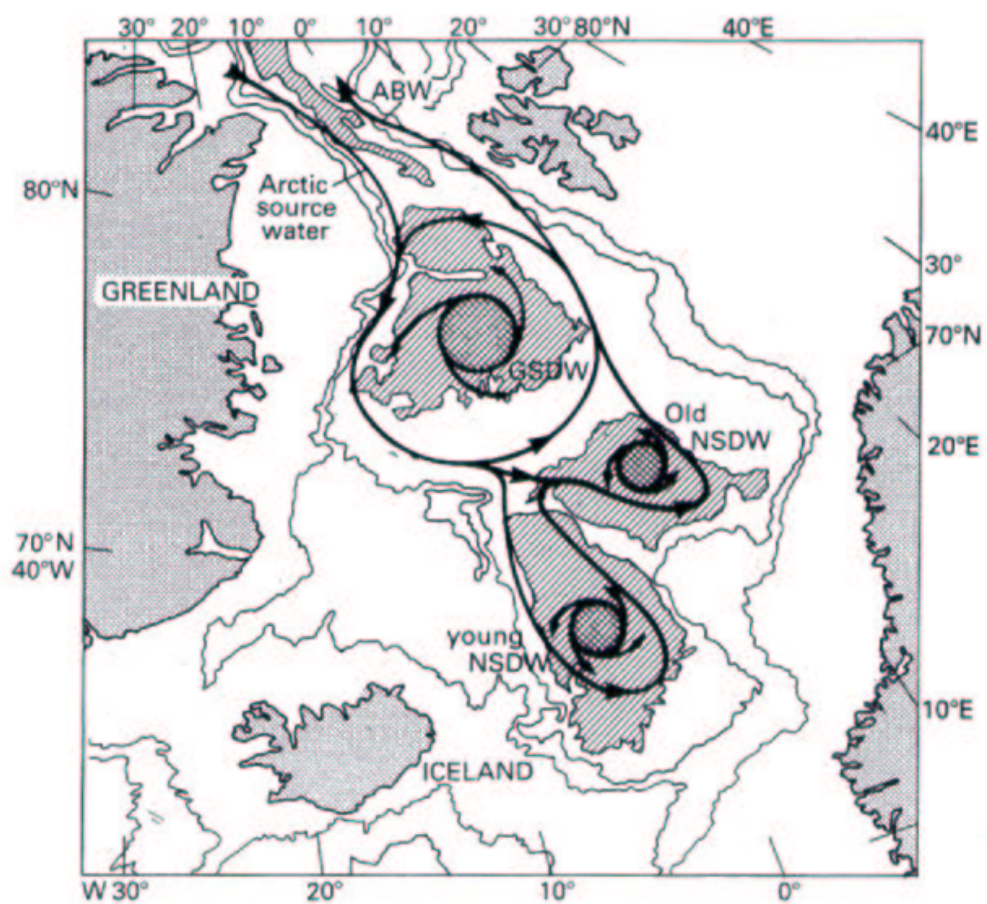


FIG. 4.9 –: Schéma de la circulation profonde des mers Nordiques, extrait de Smethie et al. (1988).

Compte tenu des valeurs de C.I. et de concentrations de Nd, les variations entre les stations 20 et 21 (de caractéristiques hydrologiques proches) requièrent un apport de Nd caractérisé par $\varepsilon_{Nd}=+9$, ce qui est cohérent avec des apports terrigènes d'origine basaltique.

Dans le sud est du bassin de Norvège (St. 25), la C.I. de Nd de la NSDW est de -9.1. Cette valeur, bien qu'inférieure à celle de la station 21, reste supérieure à celle de la station 20 et par conséquent témoigne de l'influence des formations basaltiques (nous ne la comparerons pas à l'échantillon de la station 24, de densité nettement inférieure).

Dans l'est du bassin des Lofoten, l'échantillon de la station 26, a une C.I. de Nd de -9.8 et une concentration de Nd de 3.9 ppt. Cette forte concentration en Nd ainsi qu'une faible anomalie de Ce (0.5) et qu'un faible fractionnement de REE lourdes par rapport aux REE légères (La/Lu=0.6) témoignent d'apports terrigènes récent. Ces apports, puisqu'ils concernent des eaux situées à 3000 m de profondeur, sont probablement dus à de la remobilisation de matériel déposé sur le fond.

La signature de la NSDW à la station 26 est inférieure à celle de la station 25 (-9.1). Si la NSDW de la station 26 provenait de la station 25, elle devrait contourner la plateau de Voemark. Celui-ci est de nature basaltique. Nous n'avons pas trouvé de mesure de C.I. de Nd des sédiments de ce plateau, mais on peut supposer, compte tenu des C.I. de Nd des autres formations basaltiques de la zone, qu'elle est d'environ +6. Compte tenu de cette valeur, si la NSDW de la station 26 provenait de la station 25, elle verrait sa signature augmenter. Puisque la signature de la NSDW à la station 26 est inférieure à celle de la station 25, nous rejetons cette hypothèse.

Une autre éventualité, en suivant ce schéma de circulation, serait que la diminution de C.I. de Nd observée soit due à un apport de sédiment provenant du plateau continental norvégien (caractérisé par $\varepsilon_{Nd}\approx-14$). Cependant la station 26 est située suffisamment loin (environ 120 km) et, qui plus est, en amont du bas du talus norvégien, pour que nous rejetions de même cette possibilité.

Supposons maintenant que la NSDW de la station 26 provient directement de la mer du Groenland. Les échantillons situés dans l'est des sections de l'EGC de la mer du Groenland (donc susceptible d'être advectés vers la mer de Norvège) sont en moyenne caractérisés par : $\varepsilon_{Nd}=-10.5$ et $[Nd]=3.2$ ppt (stations 30 et 42). En considérant ces valeurs et celles de la station 26, le Nd apporté doit avoir une C.I. de Nd de +6.6. Cette valeur est en très bon accord avec la nature basaltique du plateau de Voemark. Cela suggère donc que la NSDW de la station 26 provient directement de la mer du Groenland et qu'elle s'enrichit en Nd au contact des sédiments du nord du plateau de

Voemark.

En comparaison au schéma de Smethie et al. (1988) (figure 4.9), qui suggèrent que les eaux profondes dans l'est du bassin des Lofoten proviennent à la fois du bassin de Norvège et de de la mer du Groenland, nous suggérons donc que la composante de la mer du Groenland est dominante.

En suivant un raisonnement similaire, on peut comparer les eaux de fond de la station 29 (Spitzberg) avec celles de l'EGC. La mer du Groenland est bordée au sud-est et à l'est par les rides de Mohs et Knipovich, respectivement. Ces dernières ont des C.I. de Nd moyennes de $\varepsilon_{Nd}=+8.0$ et $+8.9$, respectivement (Schilling et al., 1999). Les sédiments du talus groenlandais de la région de l'EGC ont au contraire une C.I. de Nd de $\varepsilon_{Nd}=-12.6\pm 1.2$ (moyennes de deux échantillons, prélevés à 74 et 73°N, lors de la campagne Signature/GINS, cf. annexe C.1). Le contraste est donc très important entre les frontières profondes de l'est et de l'ouest de cette mer.

Le fait qu'aucun contraste ne soit observé dans les C.I. de Nd des eaux de fond requiert une explication. Dans une telle situation, deux possibilités existent.

1. Le mélange des masses d'eaux est suffisamment important pour que les éventuels apports, négatifs à l'ouest et positifs à l'est, ne se reflètent pas par une hétérogénéité des C.I. de Nd des masses d'eaux. Ceci paraît toutefois peu probable compte tenu des vitesses particulièrement faibles qui caractérisent les déplacements des eaux de fond (bien qu'elles puissent atteindre 10 cm/s dans l'EGC (3000 m, 75°N-10°37W), elles se réduisent à 1 ou 2 cm/s vers l'intérieur du gyre de la mer du Groenland (3300m, 75°N-7°46W), Woodgate et al., 1999).
2. Les eaux échantillonnées à la station 29 n'ont pas subi d'apports différents de celles de l'EGC. Les eaux de l'EGC, ne subissant a priori pas d'apport des rides basaltiques de l'est du bassin, cela signifierait que les eaux échantillonnées à la station 29 n'en ont pas subi non plus. Cela impliquerait soit :
 - (a) que les eaux échantillonnées à la station 29 ont coulé le long de ces rides sans subir d'apport, ce qui est très improbable compte tenu du fait que dans l'ensemble de la zone d'étude les formations basaltiques ont montré une très forte tendance à imprimer leurs signatures sur les eaux rentrant en contact avec elles.
 - (b) que les eaux échantillonnées à la station 29 n'ont pas coulé le long de ces rides. Compte tenu de ce qui précède, cette dernière hypothèse est la plus probable parmi celles proposées.

Il n'a pas été possible d'aller plus avant dans cette interprétation, compte tenu du peu d'information disponible à ce sujet et du peu de données de C.I. de Nd dans cette région.

En résumé, nous avons mis en évidence, la manière dont la signature d'une masse d'eau peut être modifiée par des **apports de matériel sédimentaire d'origine basaltique** (st. 26). Cet exemple nous a aussi permis de présenter la manière dont la **distribution des C.I. de Nd** dans l'océan, en relation à l'**hydrologie** et à la **géologie**, induit des **contraintes sur les trajectoires des masses d'eau** (St. 26 et 29).

4.4 Fjord Nansen

Dans cette section nous allons nous intéresser à une station située à l'entrée du fjord Nansen, lequel est situé sur la côte est groenlandaise, dans le détroit du Danemark. Nous comparerons les résultats obtenus aux trois stations du détroit du Danemark ainsi qu'à une station située plus au nord dans l'EGC. Cette discussion est extraite de Lacan et Jeandel (2003), article reproduit en annexe E.

4.4.1 Résultats

Les positions des stations ainsi que les profils de température, salinité et ε_{Nd} dans le détroit sont représentées sur la figure 4.10. La circulation y est aussi représentée très succinctement. Celle-ci est dominée par l'EGC, coulant vers le sud-ouest. Le Courant d'Irminger Nord Islandais (NIIC) transporte en subsurface, sur le bord est du détroit, des eaux d'origines atlantiques vers le nord-est. Les structures basaltiques y sont rappelées, elles bordent de part et d'autre la partie nord du détroit.

Les profils de température et salinité de la station du fjord⁵ montrent la présence d'une eau très dessalée et relativement chaude en surface, vraisemblablement d'origine locale. Vers 80 m, l'eau est toujours très dessalée mais beaucoup plus froide, il s'agit de PSW. Vers 200 m, on observe des maxima très marqués de température et salinité ($\Theta=4.31$, $S=34.77$) qui correspondent à des eaux d'origines atlantiques (quoique légèrement diluées, que nous noterons ici AtW, pour eau atlantique). Au fond, on retrouve une eau froide et dessalée dont les caractéristiques correspondent à la définition de l'Eau Arctique de Surface (*Arctic Surface Water*, Swift, 1986). Le profil d' ε_{Nd} de cette station reproduit parfaitement ces variations, avec un minimum à -10.9 associé aux eaux d'origine atlantique et des valeurs de -4 à -2 au dessus en en dessous de celles-ci.

4.4.2 Discussion

Enrichissement en matériel basaltique

La PSW, à la station du fjord, a une C.I. de Nd de -3.1 et une très forte concentration de Nd de 14.6 ppt. En comparant à un échantillon de PSW en amont dans l'EGC, à la station 46 (50 m, $\varepsilon_{Nd}=-10.9$, $[Nd]=3.2$ ppt), on constate une forte augmentation de C.I. et de concentration de Nd. Il est

5. La station du fjord Nansen a été répétée deux fois lors de la campagne : ces données correspondent aux stations 52 et 53

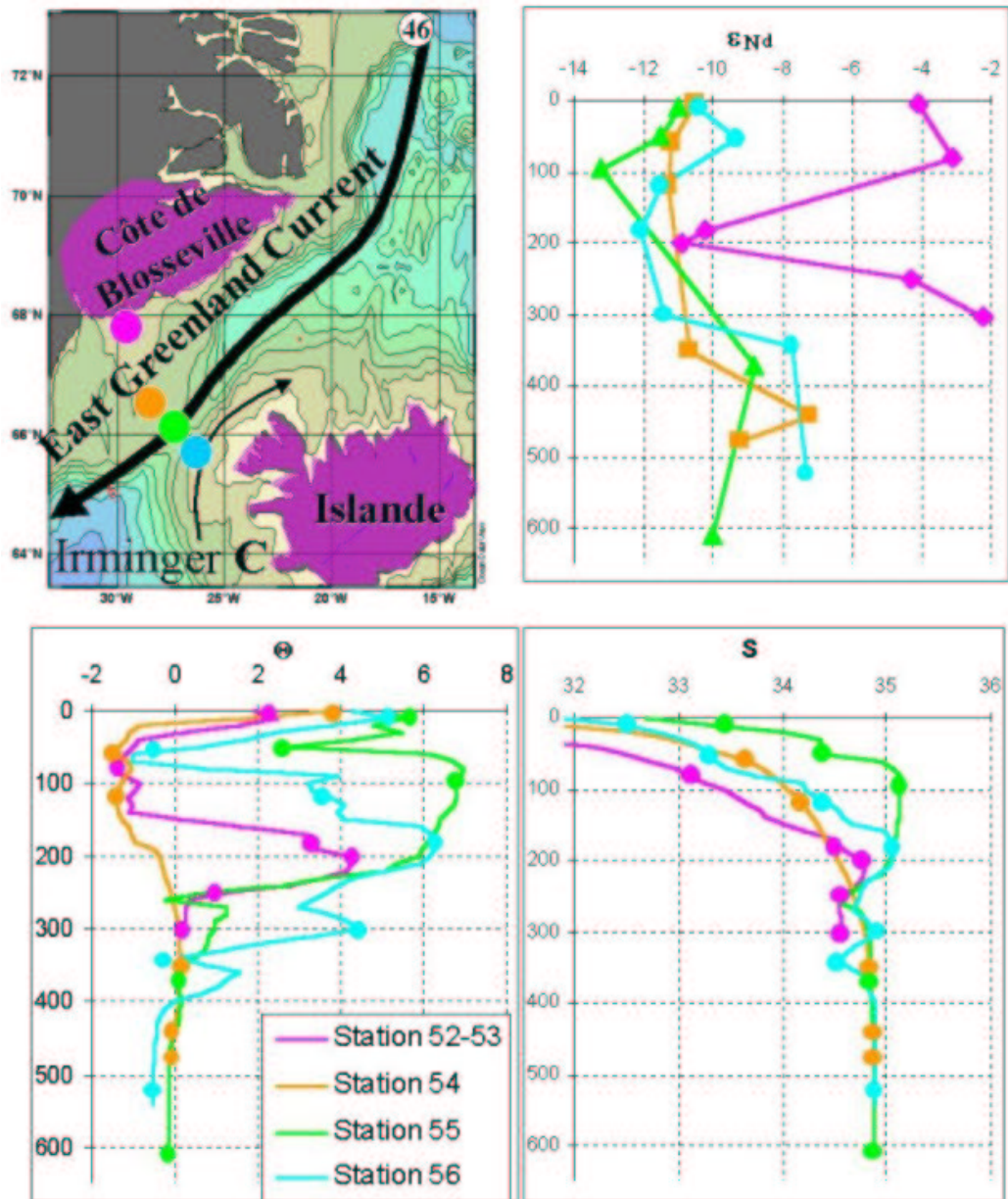


FIG. 4.10 — Profils d' ϵ_{Nd} , Θ et S dans le fjord Nansen et le détroit du Danemark. Les profondeurs des échantillons sont marquées. Les positions des stations sont indiquées sur la carte avec des couleurs correspondant à celles des profils. La circulation générale ainsi que les formations basaltiques (en violet) y sont aussi représentées.

donc naturel de supposer que la PSW s'est enrichie en Nd d'origine basaltique, lors de son passage le long de la côte est groenlandaise, côte dite de Blosseville entre 70 et 68°N.

La C.I. de Nd des particules du fjord a été calculée en mesurant les C.I. de Nd d'un échantillon filtré et d'un échantillon non filtré prélevés dans les eaux de surface du fjord. Ces échantillons ont les caractéristiques suivantes:

- Echantillon filtré (Fjord Nansen, 7 m), $\varepsilon_{Nd}=-8.4$, $[Nd]=5.7$ ppt;
- Echantillon non filtré (Fjord Nansen, 7 m), $\varepsilon_{Nd}=-1.4$, $[Nd]=14.5$ ppt.

En appliquant l'équation 4.4, à ces deux échantillons (en considérant que l'échantillon non filtré résulte de l'addition des particules à l'échantillon filtré), on obtient une valeur de $\varepsilon_{Nd}=+3.1$ pour les particules. Cette valeur est en très bon accord avec celle caractérisant la côte, d'environ +4 (cf. section 2.5).

Si maintenant on compare les C.I. et concentrations de Nd de la PSW telles que mesurées aux stations 46 et dans le fjord et qu'on applique le même calcul, la C.I. du matériel qui doit être apportée à la PSW de la station 46 pour atteindre les caractéristiques de la PSW du fjord est de -0.9 (toujours par application de l'équation 4.4).

Cette valeur, bien qu'inférieure à celle caractérisant les sources solides invoquées (+3 à +4), confirme l'hypothèse d'un enrichissement en Nd dû à du contact avec du matériel d'origine basaltique. Compte tenu de la configuration des formations basaltiques et des courants de la zone, l'hypothèse la plus vraisemblable est que cet enrichissement provient des côtes de Blosseville.

L'échantillon de fond de la station du fjord a aussi une signature radiogénique et une forte concentration de Nd (303 m, $\varepsilon_{Nd}=-2.2$ et $[Nd]=11.9$ ppt). Cela suggère que ces eaux ont subi un enrichissement similaire à celui décrit ci-dessus. Cependant, l'échantillon de surface semble avoir reçu des apports d'eau douce (puisque la salinité de la PSW passe de 34.33 à 33.13 entre la station 46 et le fjord), ce qui semble improbable dans le cas des eaux de fond, du fait des faibles densités des eaux douces apportées. Cela suggère que la PSW a été enrichie en Nd, au moins partiellement, via le ruissellement, et que les enrichissements affectant les eaux de fond s'effectuent par remobilisation de matériel sédimentaire au contact de la marge. En effet tout autre type d'apport (éoliens ou de ruissellement) affecterait préférentiellement les eaux de surface. Le rôle important du contact aux marges de formations basaltiques sur la signature des masses d'eaux a été mis en évidence dans

Jeandel et al. (1998) et Lacan et Jeandel (2001, 2003).

Ces conclusions, de même que celles de la section précédente, confirment l'impact important des formations basaltiques sur les masses d'eau entrant en contact avec elles. Cet aspect sera discuté en détail dans le chapitre 6. D'ores et déjà, nous pouvons l'opposer à ce qui est observé dans le cas de formations granitiques. Bien que les concentrations en Nd de ces dernières soient nettement plus élevées que celles des basaltes, l'influence de sédiment d'origine granitique, par contact direct avec les masses d'eau, sur leur signature n'a, avant ce travail, jamais été observée (la légère diminution concernant le eaux de fond de l'EGC, notée dans la section 4.3 est trop faible pour constituer une première mise en évidence).

Eau atlantique du fjord Nansen

Nous allons maintenant nous intéresser à l'AtW identifiée vers 200 m de profondeur dans le fjord (station 53, 200 m, $\Theta=4.31^\circ\text{C}$, $S=34.77$, $\varepsilon_{Nd}=-10.9$ et $[Nd]=3.0$ ppt). Il est surprenant de trouver cette masse d'eau à cet endroit, sachant que le seul courant connu transportant de l'AtW dans le détroit est le NIIC, qui se limite à la partie est du détroit.

Parmi les trois stations centrées sur le seuil du détroit (stations 54, 55 et 56, d'ouest en est), les deux les plus à l'est montrent des maxima de température et salinité vers 100-200 m qui témoignent de la présence d'AtW et du NIIC (station 55, 97 m, $\Theta=6.80^\circ\text{C}$, $S=35.13$, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$ et $[Nd]=2.7$ ppt; station 56, 182 m, $\Theta=6.29^\circ\text{C}$, $S=35.06$, $\varepsilon_{Nd}=-12.1$ et $[Nd]=2.8$ ppt). Les densités de ces deux échantillons correspondent à celle de l'échantillon du fjord, ce qui confirme l'origine commune de l'ensemble de ces extrema (station 53, 55 et 56, $\sigma_\theta=27.57$, 27.55 et 27.56, respectivement). L'absence de tels extrema à la station 54, confirme que le NIIC ne s'étend pas dans l'ouest du détroit. Comment donc, l'AtW parvient-elle jusqu'au fjord?

Au vu des faibles différences de C.I. et concentrations de Nd entre les stations 55-56 et le fjord, et compte tenu de l'influence de la côte de Blosseville sur les eaux de surface et de fond du fjord, il est très peu probable que l'AtW ait longé cette côte avant d'atteindre le fjord (il serait d'ailleurs surprenant que cette eau provienne du nord, puisque son origine est a priori au sud du détroit). Excluant cette hypothèse, deux possibilités demeurent, soit l'AtW vient du NIIC et traverse le détroit, soit elle parvient jusqu'au fjord par l'intermédiaire d'un contre-courant côtier longeant la côte est groenlandaise en direction du nord-est. Ces hypothèses sont représentées sur la figure 4.11.

Les contre-courants côtiers sont particulièrement sujet aux échanges de

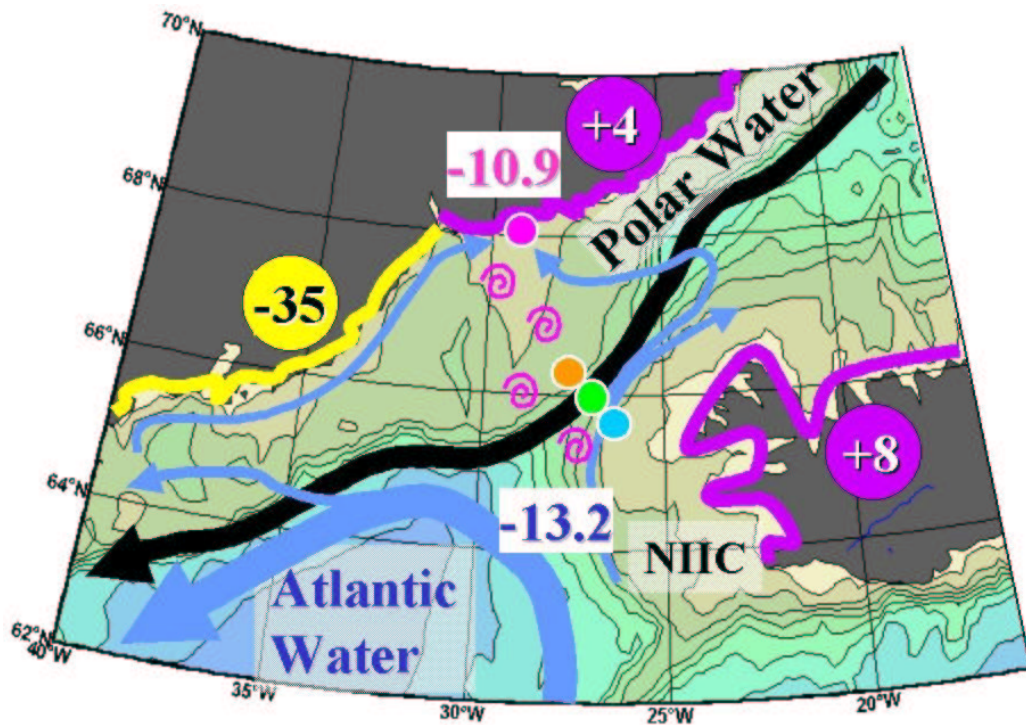


FIG. 4.11 –: Trajectoires de l'AtW dans le détroit du Danemark. Les positions des stations sont indiquées par des points de couleurs cerclés de blanc. Les C.I. de Nd des côtes ainsi que de l'AtW dans le NIIC et dans le fjord sont indiquées (sur fonds circulaires et rectangulaires, respectivement). Les fines flèches bleues indiquent les trajectoires éventuelles de l'AtW. Les spirales violettes indiquent d'éventuels tourbillons.

matières avec la côte. Celle qui se situe au sud du fjord est caractérisée par $\varepsilon_{Nd} \approx -35$. Si l'AtW était transportée dans un contre-courant-côtier longeant une telle côte, on observerait une diminution de la C.I. de Nd entre la source qui est à -13.2 (station 55) et le fjord. C'est au contraire une augmentation qui est observée, ce qui écarte l'hypothèse du contre-courant côtier. Cette augmentation de C.I. de Nd, accompagnée d'une variation de température et de salinité, peut s'expliquer par un mélange d'AtW avec de la PSW du fjord. Ce mélange, représenté sur la figure 4.12, confirme le caractère conservatif d' ε_{Nd} . La conservativité d' ε_{Nd} est reprise et détaillée dans la section 6.2.

En appliquant l'équation de mélange de paramètres conservatifs (équation 4.1) à S, Θ et ε_{Nd} , on obtient les proportions de mélange suivantes : 0.82, 0.69 et 0.77, respectivement pour l'AtW de la station 55. Ces proportions sont assez proches, ce qui confirme ce qui est visible sur la figure 4.12.

L'hypothèse du contre-courant côtier rejetée, l'AtW du fjord provient probablement du NIIC et traverse le détroit. Il reste à comprendre la dynamique de ce transport "à contre courant". En effet, le courant dans le détroit étant très largement dominé par l'EGC, une veine de courant se détachant du NIIC et traversant l'ensemble du détroit de manière ininterrompue (représenté par une flèche bleue sur la figure 4.11) est difficilement concevable. De plus, si tel était le cas, une partie de l'AtW serait entraînée jusqu'à la station 54, or nos observations montrent qu'elle en est absente (cf. figure 4.10). Cette absence suggère que le transport de l'AtW est due à des structures discontinues. Il doit donc faire appel à des structures de petites dimensions à l'échelle du détroit, capable de traverser ce dernier, sans être entraînées par l'EGC.

La formation de tourbillons dans le détroit, décrite par exemple dans Krauss et Käse (1998), Spall et Price (1998), pourrait donc être le mécanisme expliquant le transport d'AtW depuis le NIIC jusqu'au fjord Nansen. Des données satellitales de hauteur de la mer permettent de détecter de telles structures. La figure 4.13 représente une carte d'anomalies de hauteur de la mer, déduites des données combinées TOPEX/POSEIDON et ERS, pour la semaine précédent notre échantillonnage. Bien que cette carte montre en effet des structures qui pourraient correspondre à des tourbillons, une analyse plus approfondie des données est nécessaire afin de conclure fermement sur ce point.

Reconstruction paléocéanographiques Le fort contraste entre les signatures de l'AtW et des autres eaux présentes dans le fjord Nansen suggère

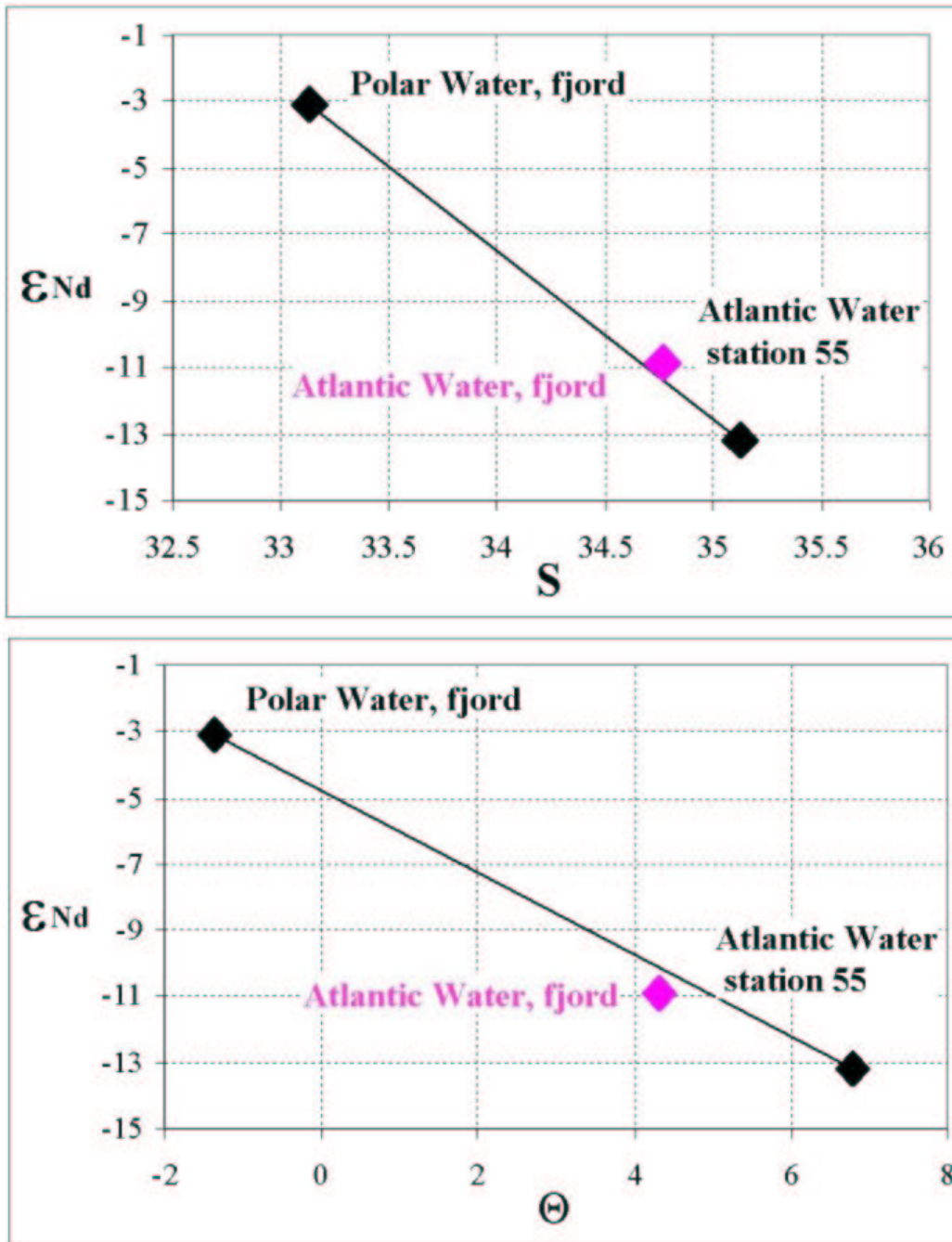


FIG. 4.12 –: Diagrammes $\epsilon_{Nd} - S$ et $\epsilon_{Nd} - \Theta$, montrant que l'AtW échantillonnée dans le fjord Nansen résulte du mélange d'AtW de la station 55 avec de la PSW du fjord.

que la présence d'AtW dans le fjord est détectable dans les C.I. de Nd enregistrées dans ses sédiments. Les taux de sédimentations dans ce fjord sont très importants (de l'ordre de 1.5 mm/an, Jennings & Weiner, 1996), ce qui permet une étude à haute résolution temporelle. De plus des carottes ont été prélevées à cet endroit dans le cadre du programme international "IMAGES" (composante des programmes IGBP-PAGES et SCORE).

L'analyse des C.I. de Nd de ces carottes pourrait donc probablement permettre d'étudier la variabilité temporelle de la présence d'AtW dans le fjord, et par ce biais, la variabilité temporelle de l'extension vers le nord de l'influence des eaux d'origine subtropicales dans cette région.

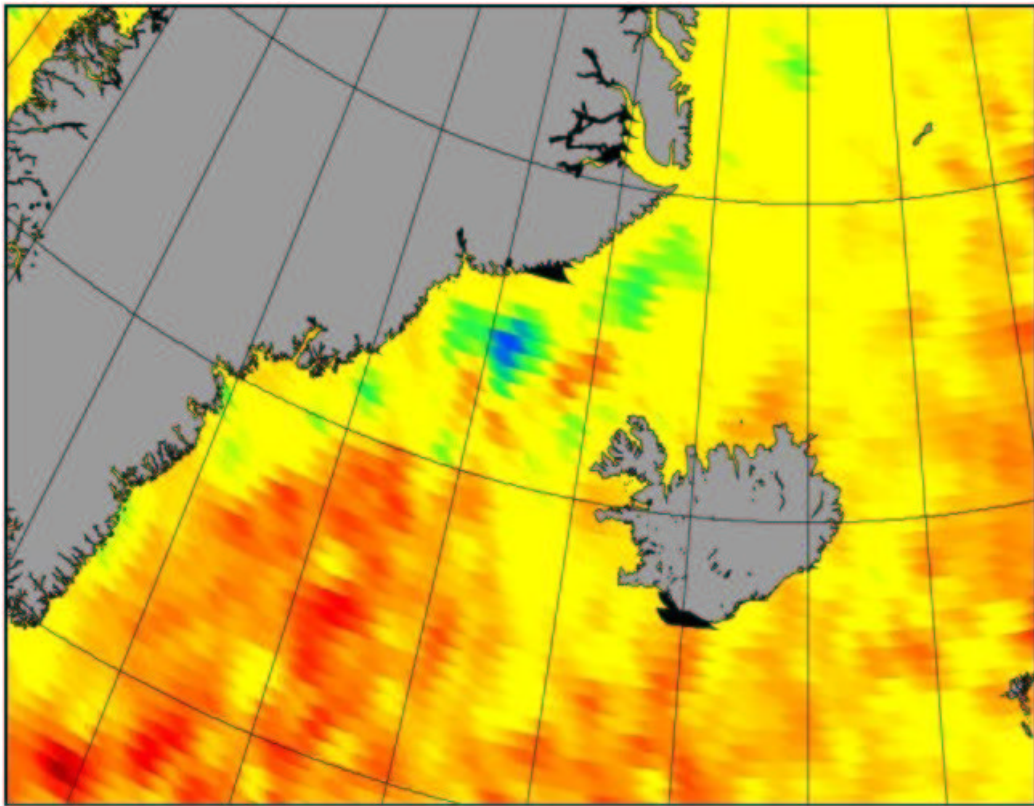


FIG. 4.13 —: Carte des anomalies de hauteur de la mer déduites des données satellitales combinées TOPEX/POSEIDON et ERS, pour la semaine précédant l'échantillonnage dans le fjord. On constate dans le détroit des anomalies qui pourraient correspondre à des tourbillons. Une analyse plus approfondie de ces données est cependant nécessaire afin de conclure fermement sur ce point.

En résumé, l'étude des C.I. de Nd de la station du fjord Nansen nous à conduit :

1. à conclure de nouveau à l'**impact des formations basaltiques** sur la signature des masses d'eau, par contact avec les sédiments (PSW et ASW);
2. à montrer une fois de plus qu' ε_{Nd} est **conservatif** lors de mélange de masses d'eau loin des côtes (AtW);
3. à apporter des **contraintes sur les trajectoires** des masses d'eau (AtW);
4. dans une configuration favorable, à proposer un outil de reconstruction de **paléo-circulation** (AtW).

4.5 Apports d'eaux douces des côtes du Labrador

Les apports de Nd d'origine terrigène et basaltique discutés dans les sections 4.3 et 4.4, s'effectuaient probablement par remobilisation de matériel sédimentaire. Ils ne modifiaient donc pas des caractéristiques hydrologiques des masses d'eau et pouvaient modifier la signature isotopique de celles-ci quelque soit la profondeur.

Les apports d'eau douce, au contraire, via le ruissellement sur les terres émergées, modifient préférentiellement la signature des eaux de surface en modifiant aussi leurs caractéristiques hydrologiques (puisque, entre autre, ils les dessalent).

Les apports d'eau douce sont particulièrement importants le long des côtes sud du Groenland et de la côte du Labrador. La figure 4.14 extraite de Khatiwala et al. (1999) représente ces apports. Ceux-ci n'ont pas été échantillonnées lors de Signature/GINS sur la côte est Groenlandaise. Cependant, ceci a été réalisé au cours de la mission OVIDE (2002, IFRTP). Ces C.I. de Nd ont été mesurées (par C. Pradoux et B. Minster) au sein de l'équipe de géochimie du LEGOS. Malheureusement, ces données ont été acquises trop tard pour être interprétées dans le cadre de cette thèse, les données hydrologiques n'étant, en particulier, pas disponibles à ce jour. Les apports d'eau douce sur la côte ouest groenlandaise sont visibles aux stations 2 et 3 de la campagne signature/GINS, mais les deux échantillons analysés ne constituent pas un jeu de données suffisant pour permettent une étude.

Les mesures effectuées sur les côtes du Labrador, combinées aux données de Piepgras et Wasserburg (1987) fournissent, en revanche des informations exploitables. Les échantillons concernés, classés par salinité croissante, sont les suivants:

- Sign/GINS, St. 5, 7m, S=30.6, $\Theta=1.5^{\circ}\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-24.9$;
- Hudson 83-036, St. LC, 100m, S=32.7, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-26.1$;
- Hudson 83-036, St. 9, 5m, S=33.4, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.4$;
- Sign/GINS, St. 6, 26m, S=33.9, $\Theta=8.7^{\circ}\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-20.2$;
- Sign/GINS, St. 4, 7m, S=34.0, $\Theta=6^{\circ}\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.8$;
- Hudson 83-036, St. 11, 5m, S=34.3, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-17.9$;

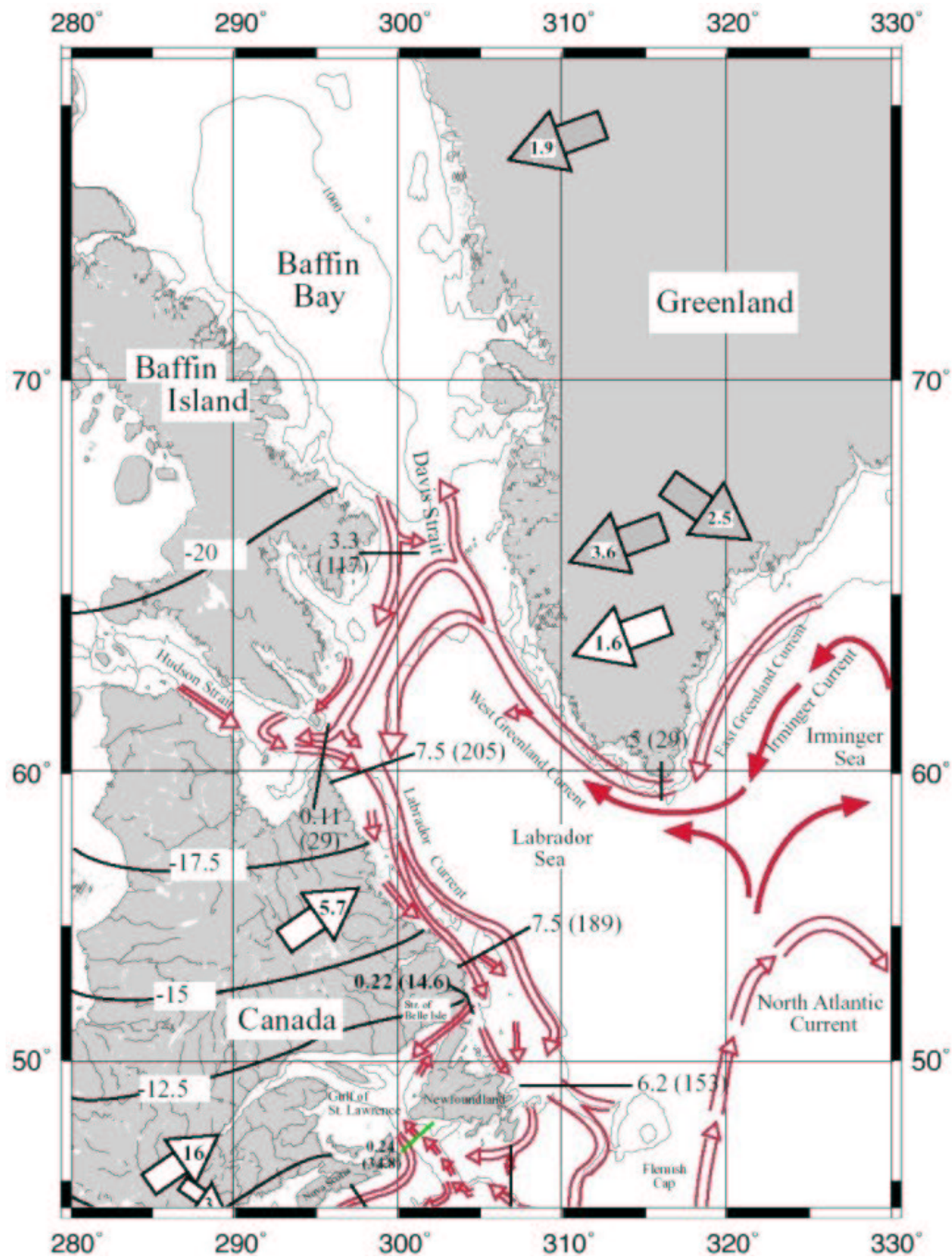


FIG. 4.14 – Représentation schématique des apports d'eau douce du Groenland et du Canada. Les larges flèches sur les continents représentent les flux d'eau douce en mSv, les flèches grisées correspondent à des décharges de glace. Extrait de Khatiwala et al. (1999).

- Sign/GINS, St. 1, 21m, $S=34.4$, $\Theta=4.8^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.5$;
- Hudson 83-036, St. 11, 125m, $S=34.7$, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.8$.

La figure 4.15 représente les variations d' ε_{Nd} en fonction de la salinité de l'ensemble de ces échantillons. Le coefficient de corrélation de ces deux séries de données est de 0.77 ce qui indique qu'il existe un lien entre elles. Ce lien n'a pas d'application directe dans le cas présent, mais pourrait être utilisé pour différencier des sources d'eau douce (par exemple entre de la fonte de glace de mer et du ruissellement) et éventuellement pour des reconstructions passées de l'intensité de ces apports (flux d'eau douce, érosion).

Cette étude très succincte met en évidence des possibilités d'usage de la C.I. de Nd dans des reconstructions passées de paramètres climatiques.

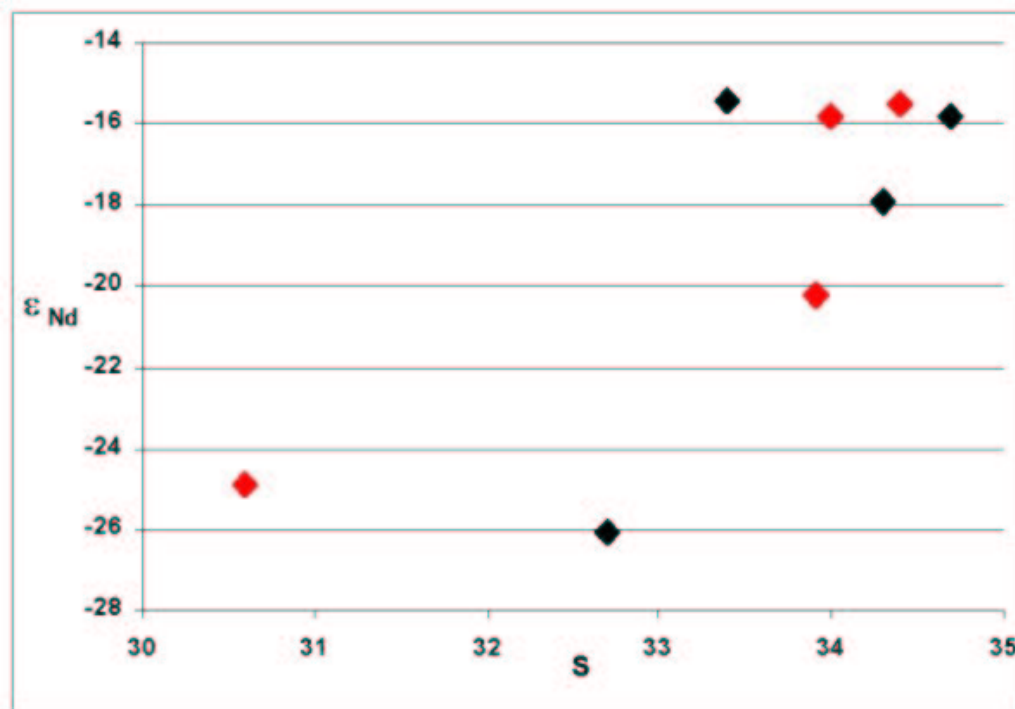


FIG. 4.15 — Diagramme ε_{Nd} - S des échantillons témoignant d'apports d'eau douce le long des côtes du Labrador. Les symboles rouges et noirs correspondent aux échantillons des campagnes Signature/GINS et Hudson 83-036, respectivement.

Chapitre 5

Eau Profonde Nord Atlantique

Sommaire

5.1	Introduction	131
5.2	Eaux atlantiques de surface	134
5.2.1	Eaux atlantiques de surface, en amont de la ride Groenland-Ecosse	134
5.2.2	Eaux de surface, dans le Courant Atlantique Nor- végien	139
5.3	Eaux intermédiaires	142
5.4	Eaux de débordement	144
5.4.1	DSOW	144
5.4.2	ISOW	146
5.5	North West Atlantic Bottom Water	149
5.6	North East Atlantic Deep Water	155
5.7	Labrador Sea Water	165
5.8	Résumé et conclusion	170

5.1 Introduction

Le titre original de ce doctorat était : "Détermination des signatures isotopiques du Nd des masses d'eau de l'océan Atlantique : sources et budget". Derrière ce titre se cachait en réalité la question majeure : "Comment la NADW acquiert-elle sa signature isotopique? ". Les seuls travaux portant sur cette question publiés avant le commencement de ce doctorat étaient les articles Stordal et Wasserburg (1986) et Piepgras et Wasserburg (1987). Ces travaux étaient basés sur un nombre limité de données au nord de 50°N. Le premier présentait principalement des mesures en Baie de Baffin avec une station à l'extrémité nord de la mer du Labrador. Le second présentait, au nord de 50°N, des mesures au large des côtes du Labrador (une quinzaine de données) et six données réparties entre les mers Nordiques et le bassin d'Irminger.

Ces travaux ont néanmoins permis de constater que les eaux denses de débordement de l'intervalle Groenland-Ecosse étaient porteuses d'une signature radiogénique de l'ordre de -8 alors que les eaux de la mer du Labrador avaient des signatures beaucoup plus négatives de l'ordre de -20. La signature de la NADW, de -13.5, pouvait donc être interprétée comme reflétant ces deux contributions.

Compte tenu du nombre limité d'observations, Piepgras et Wasserburg ne pouvaient pas quantifier la manière dont ces deux pôles se mélangeaient et étaient restreint sur ce point à la conclusion : "*Mixtures of these overflow waters with the more negative ϵ_{Nd} values associated with Labrador Sea and Baffin Bay sources could, in principle, yield the isotopic signature of NADW*" (Des mélanges de ces eaux de débordement avec les valeurs plus négatives associées aux sources de la mer du Labrador et de la baie de Baffin pourraient, en principe, conduire à la signature de la NADW Piepgras & Wasserburg, 1987).

Ceci étant, cette interprétation était en désaccord avec le schéma, même simplifié, proposé par Broecker et Peng (1982) pour expliquer la composition de la NADW (représenté sur la figure 5.1). Jeandel et Tachikawa (communication personnelle) ont tenté d'appliquer les flux hydrologiques proposés par Schmitz (1996) pour expliquer comment la NADW acquerrait sa signature iso-

topique, sur la base des quelques valeurs de Piepgras et Wasserburg (1987) pouvant être affectées à ces flux d'eau. Le manque de données d' ε_{Nd} d'une part et une compréhension probablement trop simpliste des composantes de la NADW d'autre part ne leur ont pas permis d'aboutir. Nous allons donc essayer d'approfondir ce point. Cela fera l'objet des parties 5.5, 5.6 et 5.7.

Par ailleurs, alors que Stordal et Wasserburg (1986) et Piepgras et Wasserburg (1987) décrivent les causes des signatures négatives des eaux de la Baie de Baffin et de la mer du Labrador, ils n'expliquent pas les valeurs radiogéniques des eaux de débordement de l'intervalle Groenland-Ecosse. Ceci est un deuxième point que nous tenterons d'éclaircir.

De manière plus générale nous tenterons de répondre à la question : "Comment la signature, d'environ -10.5, des eaux centrales atlantiques coulant vers le nord passe-t-elle à une valeur d'environ -8 lorsque ces eaux ressortent des mers nordiques sous forme d'eaux denses de débordement de l'intervalle Groenland-Ecosse?". Cela fera l'objet des parties 5.2, 5.3 et 5.4.

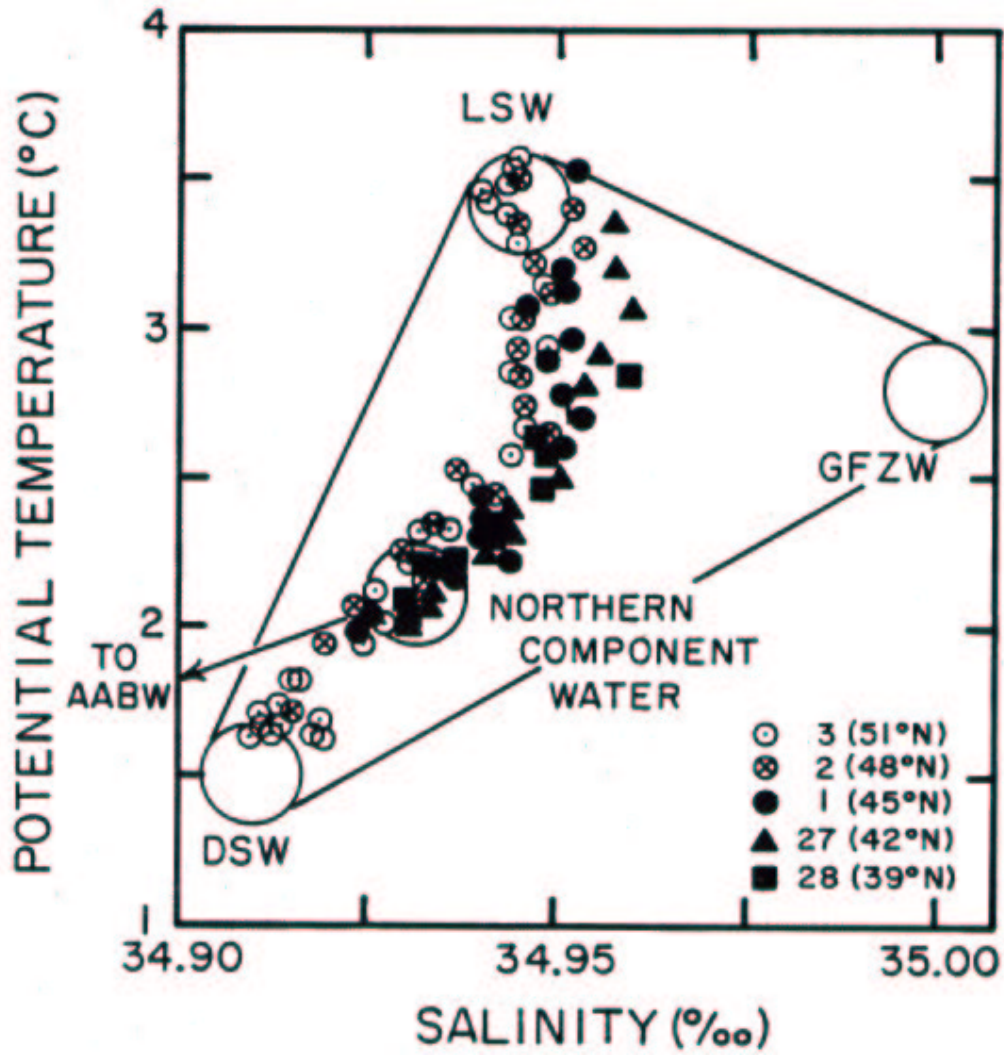


FIG. 5.1 - : Diagramme $\Theta - S$ des eaux de l'Atlantique nord, extrait de Broecker et Peng (1982). La proto-NADW y est décrite comme résultant du mélange des trois pôles représentés : LSW, DSW (DSOW) et GFZW (Gibbs Fracture Zone Water).

5.2 Eaux atlantiques de surface

5.2.1 Eaux atlantiques de surface, en amont de la rive Groenland-Ecosse

Les eaux atlantiques pénétrant dans les mers nordiques ont été échantillonnées dans l'intervalle Islande-Ecosse (stations 22 et 23) et le détroit du Danemark (station 55, cf. figure 5.2). Leurs caractéristiques sont les suivantes :

- St. 22, 20 m, $S=35.24$, $\Theta=10.96^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$;
- 50 m, $S=35.29$, $\Theta=9.19^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$;
- 200 m, $S=35.26$, $\Theta=8.18^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.8$;
- St. 23, 51 m, $S=35.34$, $\Theta=10.13^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.0$;
- 99 m, $S=35.33$, $\Theta=9.20^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-12.8$;
- 280 m, $S=35.24$, $\Theta=7.72^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-12.8$;
- St. 55, 97 m, $S=35.13$, $\Theta=6.80^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$.

Les caractéristiques moyennes de l'ensemble de ces échantillons sont :

$S=35.3\pm 0.1(\sigma)$, $\Theta=8.9\pm 1.4$, $\varepsilon_{Nd}=-13.1\pm 0.3$ (7 valeurs)

Ces caractéristiques hydrologiques sont celles des MNAW et des NAW. Nous ne feront pas de distinction entre ces deux masses d'eau pour l'instant et les nommerons SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse

Les C.I. de Nd des eaux de surface et centrales du gyre subtropical nord atlantique ont été mesurées dans ses parties ouest et est par Piepgras et Wasserburg (1987) et Spivack et Wasserburg (1988), respectivement. La position de ces stations est donnée sur la figure 5.2. Les caractéristiques de ces échantillons sont les suivantes :

A l'ouest :

- Mission AII 109-1 (1981), St. 30, 5 m, $S=36.32$, $\Theta=23.69^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-9.5$;
- Mission AII 109-1, St. 30, 200 m, $S=36.52$, $\Theta=18.04^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-9.4$;
- Mission AII 109-1, St. 30, 400 m, $S=36.40$, $\Theta=17.40^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd} = -10.6$;

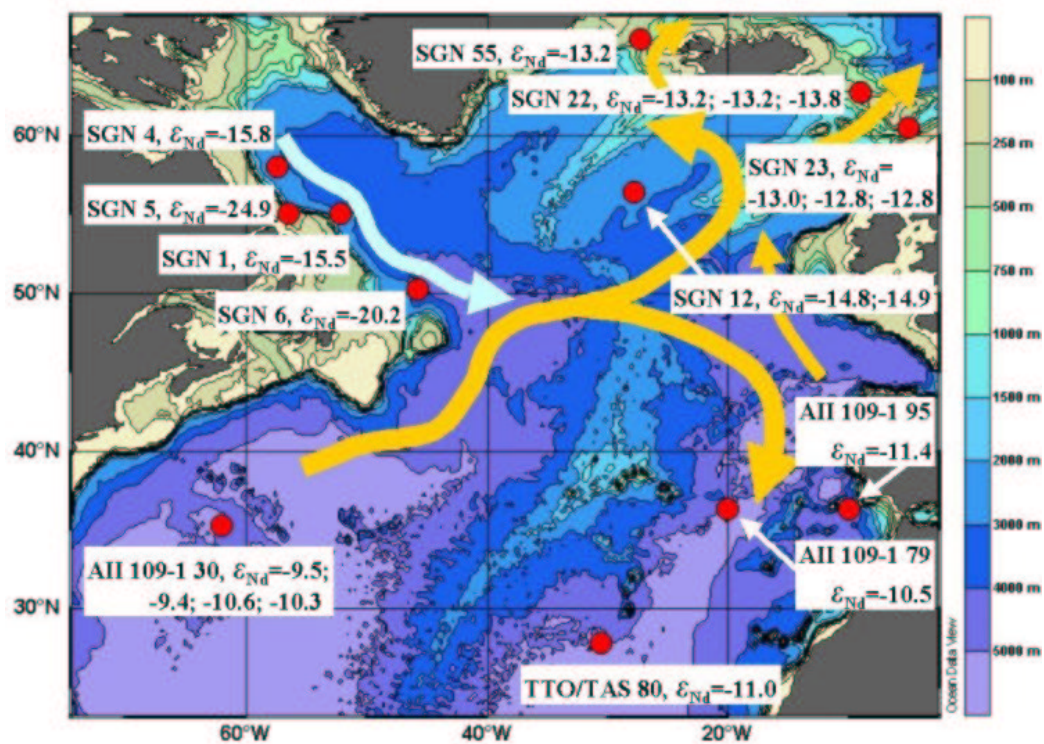


FIG. 5.2 –: Cartes montrant les positions des stations dont les échantillons de surface et subsurface sont discutés dans le texte. Les C.I. de Nd de ces échantillons sont indiquées. La circulation de surface y est représentée. Au sud de 40°N, les données à l'ouest et à l'est de la ride médio-atlantique sont extraites de (Piepgras & Wasserburg, 1987) et (Spivack & Wasserburg, 1988), respectivement.

- Mission AII 109-1, St. 30, 5 m, S=35.86, $\Theta=14.13^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-10.3$;
– d'où une valeur moyenne de $\varepsilon_{Nd}=-10.0$.

A l'est :

- Mission AII 109-1, St. 79, 5 m, S=36.54, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-10.5$;
- Mission AII 109-1, St. 95, 0 m, S=36.55, $\Theta=\text{inc.}$, $\varepsilon_{Nd}=-11.4$;
- Mission TTO-TAS (1983), St. 80, 389 m, S=35.94, $\Theta=14.35^\circ\text{C}$,
 $\varepsilon_{Nd}=-11.0$;
– d'où une valeur moyenne de $\varepsilon_{Nd}=-11.0$.

Il n'y a pas de différence notable entre l'ouest et l'est, les caractéristiques moyennes de l'ensemble de ces échantillons sont :

S=36.3±0.3(σ), $\Theta=17.5\pm 3.9$, $\varepsilon_{Nd}=-10.4\pm 0.7$ (7 valeurs)

La question qui se pose maintenant est de savoir comment la C.I. de Nd varie de -10.4 en moyenne à environ 30-35°N à -13.1 en moyenne au niveau de l'intervalle Groenland-Ecosse.

La seule source identifiée d'eau de surface ou subsurface ayant des C.I. de Nd inférieures à -13.1 et donc susceptible, en se mélangeant avec les eaux décrites ci-dessus, de produire des eaux dont la signature isotopique correspond à celle observée dans l'intervalle Groenland-Ecosse, est la mer du Labrador.

Les caractéristiques des échantillons de surface du courant du Labrador sont énumérées ci-dessous :

- St. 1, 21 m, S=34.43, $\Theta=4.81^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.5$;
- St. 1, 198 m, S=34.79, $\Theta=3.80^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-14.6$;
- St. 4, 7 m, S=34.0, $\Theta=6.0^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-15.8$;
- St. 5, 7 m, S=30.6, $\Theta=1.5^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-24.9$;
- St. 6, 26 m, S=33.92, $\Theta=8.65^\circ\text{C}$, $\varepsilon_{Nd}=-20.2$;

Les caractéristiques moyennes de l'ensemble de ces échantillons sont :

S=33.5±1.7(σ), $\Theta=5.0^\circ\text{C}\pm 2.6$, $\varepsilon_{Nd}=-18.2\pm 4.3$ (5 valeurs).

Les caractéristiques moyennes des trois masses d'eau décrites ci-dessus sont reportées sur le diagramme ε_{Nd} - S représenté sur la figure 5.3. Les caractéristiques de la SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse s'alignent entre

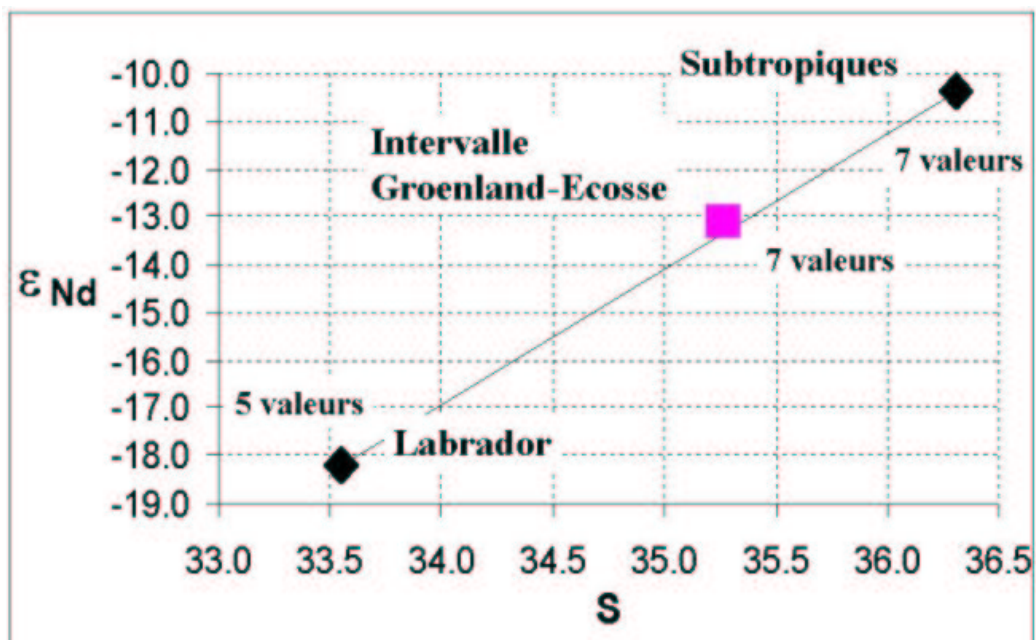


FIG. 5.3 –: Diagramme ϵ_{Nd} - S des échantillons de surface discutés dans le texte. L'alignement du point rose et des points noirs suggère que les eaux de l'intervalle Groenland-Ecosse résultent du mélange des eaux subtropicales et des eaux du courant du Labrador.

celles des eaux subtropicales et du courant du Labrador. Cela suggère qu'elle résulte du mélange conservatif de ces deux poles.

Nous allons donc calculer les proportions de mélange, entre les eaux subtropicales et celles du courant du Labrador, qui pourraient conduire aux caractéristiques de l'eau pénétrant dans les mers Nordiques, en fonction des paramètres S , Θ et ε_{Nd} . Nous utilisons les caractéristiques moyennes de ces eaux et l'équation de mélange de quantités conservatives (équation 4.1) :

- S : 64% d'eau atlantique subtropicale et 36% d'eau du courant du Labrador
- Θ : 31% d'eau atlantique subtropicale et 69% d'eau du courant du Labrador
- ε_{Nd} : 62% d'eau atlantique subtropicale et 38% d'eau du courant du Labrador

Des différences très importantes existent entre les proportions déduites des salinités et des températures. Cela n'est pas surprenant compte tenu du fait que la température n'est pas conservative en surface dans cette region, les flux de chaleurs échangés avec l'atmosphère étant importants. En revanche on constate une très forte similitude entre les proportions déduites des salinités et des C.I. de Nd.

Cette similitude doit cependant être interprétée avec prudence. Les données utilisées pour caractériser les deux pôles participant au mélange proviennent en effet de stations très éloignées. Un mélange pur entre ces deux pôles conduisant à la formation de l'eau pénétrant dans les mers Nordiques n'est donc pas réaliste. Par ailleurs les caractéristiques des eaux du courant du Labrador dépendent certainement fortement de l'échantillonnage. Les écarts types sur ces moyennes témoignent de l'hétérogénéité des eaux de ce courant. **Néanmoins ce qui précède montre que la signature isotopique des eaux pénétrant dans les mers nordiques par l'intervalle Islande-Ecosse reflète la contribution d'une part des eaux d'origines subtropicales et d'autre part des eaux du courant du Labrador.**

Dans la section 4.2, nous avons montré que la SAIW était détectable par sa signature isotopique négative jusqu'à la station 12 (repérée sur la figure 5.2), dans le bassin d'Islande et qu'elle provenait du courant du Labrador. Il est probable que le mélange que nous venons de décrire sur la base des eaux de surface du courant du Labrador implique aussi (et peut être surtout) la SAIW. Cette masse d'eau ayant malheureusement été mal échantillonnée

dans le courant du Labrador lors de la campagne Signature/GINS, il n'est pas possible de conclure fermement sur ce point. Des mesures complémentaires seraient souhaitables.

Les C.I. de Nd des eaux de surface des stations de l'intervalle Islande Ecosse sont très homogènes ($\varepsilon_{Nd} = -13.1 \pm 0.3$) bien que leurs caractéristiques hydrologiques correspondent à deux masses d'eau : la MNAW et la NAW. Ce que nous venons de discuter peut correspondre à une histoire de la formation de la MNAW. En effet, Becker et Hansen (1998) suggèrent que la MNAW provient du NAC depuis l'ouest du plateau de Rockall, alors que Harvey et Arhan (1988) et Arhan (1990) mettent en évidence l'existence de "modified" NACW résultant d'interactions entre la SAIW et la NACW dans une région située approximativement à 50°N et 35°W. La combinaison de ces deux résultats pourrait correspondre à ce que nous venons de conclure. En revanche, cela est en désaccord avec les conclusions de Read (2001) suggérant que la MNAW provient de la région du golfe de Gascogne.

La NAW est supposée provenir du large des côtes européennes dans le courant de pente continental (CSC) directement vers le chenal Faroe Shetland. Nous n'avons de données ni dans le golfe de Gascogne (France), ni au large de l'Irlande sur la route de ce courant. Cependant si on suppose que ces eaux ont à l'origine la signature des données les plus proches (AII 109-1 St.79 et 95), $\varepsilon_{Nd} = -10.5$ et -11.4 , il est nécessaire que leur C.I. de Nd diminue au cours de cette route (puisque'elle est d'environ -13 dans le détroit). Une masse d'eau ayant une signature suffisamment faible dans cette zone n'est pas connue à ce jour. Cependant, un courant de pente pouvant être sujet à des échanges de matière avec la marge continentale, un apport terrigène pourrait expliquer cette variation. La région nord ouest de l'Ecosse dont des sédiments ont été mesurés à $\varepsilon_{Nd} \approx -20$ serait une source possible de tels apports (O'Nions et al., 1983). Comme pour la SAIW, quelques mesures dans le CSC, pourraient aider à comprendre l'origine discutée de la NAW dans le détroit Faroes-Shetland.

5.2.2 Eaux de surface, dans le Courant Atlantique Norvégien

Une fois la ride Groenland-Ecosse passée, les MNAW et NAW progressent vers le nord dans le Courant Atlantic Norvégien (NwAC). Nous ne ferons pas de distinction entre ces masses d'eau dans la suite de cette section et les nommerons AtW (pour *Atlantic Water*). Les profils de salinités et d' ε_{Nd} des stations discutées sont représentés sur la figure 5.4. L'AtW a été me-

surée juste au nord des îles Faroes à $\varepsilon_{Nd} = -13.5$ (station 24, 100 m). Nous ne constatons pas de variation pour l'instant avec les valeurs de l'intervalle Islande-Ecosse (la légère augmentation de 0.4 unité ε_{Nd} n'est pas significative). Plus au nord, à la station 25, la signature est toujours identique : $\varepsilon_{Nd} = -13.1$ (101 m). Encore plus au nord, station 26, la signature a cette fois-ci légèrement augmenté, $\varepsilon_{Nd} = -12.1$ (74 m).

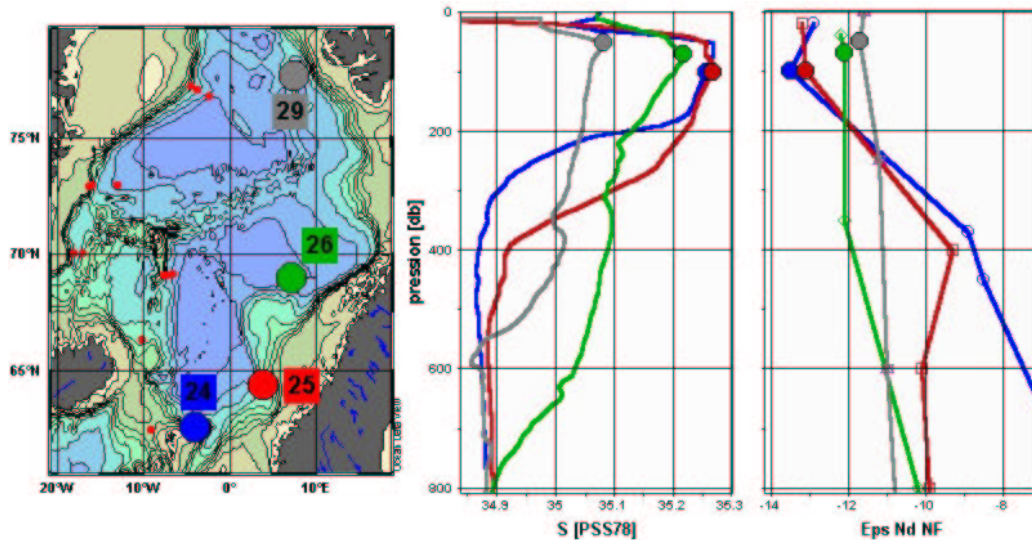


FIG. 5.4 – Profils des premiers 800 m, de S et ε_{Nd} , des stations du NwAC. Les couleurs des courbes correspondent à celles des stations sur la carte. Les échantillons discutés dans le texte sont marqués. On voit la diminution de la salinité et l'augmentation de la C.I. de Nd qui accompagnent la progression de l'AtW vers le nord.

Cette diminution ne peut pas s'expliquer par des apports terrigènes d'origine norvégiens, cette côte ainsi que son plateau continental étant caractérisés par des C.I. de Nd inférieures à -13. La station 26 est séparée de la station 25 en profondeur par le plateau de Voemark, qui est basaltique, mais sa profondeur, de l'ordre de 1300-1500 m, est trop importante pour qu'il influence les eaux de surface. La salinité de ces échantillons (35.22) est peu différente de celle mesurée dans l'intervalle Islande-Ecosse, ce qui indique que l'AtW n'a pas été soumise à des mélanges significatifs. La seule explication restante est d'éventuels apports éoliens provenant d'Islande ou de Jan-Mayen. Ceci reste purement spéculatif, les concentrations de REE ne présentant pas d'anomalies particulières. La raison de cette augmentation d'une unité ε_{Nd} de la signature de l'AtW entre les station 25 et 26 restera donc pour l'instant inexpliquée.

La station suivante et la dernière dans le NwAC est la station 29. L'AtW, à cette latitude, a été mélangée à une eau plus douce comme en témoigne sa salinité plus faible qu'à la station 26 (35.08 et 35.22, respectivement, cf. figure 5.4). Sa C.I. de Nd a légèrement augmenté par rapport à la station 26, $\varepsilon_{Nd}=-11.7$ (50 m). Ces variations peuvent s'expliquer par un mélange d'AtW de la station 26 avec des eaux d'origine polaire, probablement via la mer de Barentz, que le NwAC a longé entre les stations 26 et 29, ou via le détroit de Fram. N'ayant pas d'échantillons en mer de Barentz, nous utiliserons ces caractéristiques des eaux d'origines polaires des stations 29 et 30 (à proximité du détroit de Fram) afin de valider cette hypothèse. Les caractéristiques des eaux impliquées dans ce mélange sont :

- St. 26, 74 m, AtW : $S=35.22$, $\Theta=7.27^{\circ}\text{C}$ et $\varepsilon_{Nd}=-12.1$
- Eaux d'origine polaire de subsurface (moyenne des st. 29, 604m et st. 30, 405 m) : $S=34.9$, $\Theta=0.5^{\circ}\text{C}$ et $\varepsilon_{Nd}=-11.2$
- St. 29, 50m, AtW : $S=35.08$, $\Theta=4.88^{\circ}\text{C}$ et $\varepsilon_{Nd}=-11.7$

Ces valeurs produisent des proportions de mélanges cohérentes, d'environ 60% d'AtW de la station 26 et 40% d'eau d'origine polaire, ce qui confirme notre hypothèse.

En résumé, la C.I. de l'AtW évolue légèrement dans le NwAC, de -13.1 dans l'intervalle Islande Ecosse à -11.7 à la station 29 (1.4 unité ε_{Nd}). Une partie de cette augmentation peut s'expliquer par des mélanges avec des masses d'eau d'origines polaires, l'autre partie restant inexpliquée à ce jour.

5.3 Eaux intermédiaires

Nous allons nous intéresser aux masses d'eau de l'EGC dont les densités sont telles que : $27.80 \leq \sigma_\theta \leq 28.05$, $\sigma_\theta = 27.80$ est la valeur traditionnellement choisie comme borne supérieure de la DSOW et 28.05 est la valeur maximum mesurée pendant signature/GINS dans le détroit du Danemark. Nous avons mesuré les C.I. de Nd de 14 échantillons satisfaisant ce critère aux sections 77°N, 73°N et 70°N. Elles sont comprises entre -11.8 et -10.4 et ont une valeur moyenne de $-11.1 \pm 0.4(\sigma)$ (Lacan & Jeandel, 2003). Ces valeurs assez homogènes ne permettent pas de distinguer les différents type d'eaux intermédiaires de l'EGC (MAW et GSAIW). De plus les masses d'eau sus et sous-jacentes aux masses d'eau intermédiaires de l'EGC ont des signatures isotopiques très proches. On n'observe pas de variation significative que ce soit du nord au sud, d'ouest en est ou de la surface vers le fond. ε_{Nd} ne peut donc pas être utilisé comme traceur de trajectoire ou de mélange de masse d'eau au sein de l'EGC.

En revanche la constance des signatures des eaux intermédiaires aux trois sections successives (valeur moyennes successives : -11.3, -10.8 et -10.7) montre l'absence d'apport terrigène à ces masses d'eaux, que ce soit en provenance de la côte groenlandaise (ε_{Nd} de -13 à -47) ou des formations volcaniques (Jan-Mayen, $\varepsilon_{Nd} \approx +6$). **Ce résultat, associé au léger enrichissement des eaux de fond observé entre les sections 73 et 70°N (cf. section 4.3), confirme celui de Measures et Edmond (1992), basés sur des mesures de concentration en aluminium dissous, qui concluent que seules les eaux de fond de l'EGC reçoivent des apports de matériel continentaux alors que ses eaux intermédiaires en sont privées.**

L'origine de cette valeur moyenne de -11.1 est discutée dans ce qui suit. Nous avons vu précédemment que les eaux provenant de l'océan Arctique étaient probablement en partie responsable de l'augmentation de la valeur d' ε_{Nd} de l'AtW de -13.1 à -11.7.

La MAW mesurée à la station 32 (810 m, cf. figure 3.1) a une C.I. de Nd de -11.2. De manière plus générale l'ensemble des masses d'eau de la section 77°N (à l'exception d'un échantillon, station 30, 20 m, $\varepsilon_{Nd} = -12.2$) ont des C.I. de Nd supérieures ou égales à -11.6. La PSW mesurée aux stations 32 et 33 a des C.I. de Nd comprises entre -9.8 et -9.2. Par l'intermédiaire de son influence sur les eaux de surface de la mer du Groenland et via les processus de convection qui s'y produisent, celle-ci doit contribuer à conférer à la GSAIW et à la GSDW leurs signatures de -10.7 et -10.5, respectivement (GSAIW : st. 42, 707 m, $\varepsilon_{Nd} = -10.9$; st. 46, 900 m, $\varepsilon_{Nd} = -10.6$; st. 48, 700 et 1000 m, $\varepsilon_{Nd} = -10.8$ et -10.8; st. 50, 570 et 1010 m, $\varepsilon_{Nd} = -10.7$ et -10.6 ;

GSDW : st. 30, 2512 m, $\varepsilon_{Nd}=-10.8$; st. 42, 2635 m, $\varepsilon_{Nd}=-10.2$).

Les flux importants de masses d'eau en provenance de l'océan Arctique, via le détroit de Fram (et éventuellement la mer de Barentz), sont donc probablement en grande partie responsables de la valeur moyenne de -11.1 des eaux intermédiaires de l'EGC. Les raisons pour lesquelles les masses d'eau provenant de l'océan Arctique ont les signatures décrites ci-dessus sont en dehors du cadre de ce travail. Les premières mesures de C.I. de Nd d'eau de mer dans l'océan Arctique sont en cours, sous la responsabilité de M. Frank (ETH-Zentrum, Zurich, Suisse).

5.4 Eaux de débordement

5.4.1 DSOW

Les origines des masses d'eau formant la DSOW sont controversées. Alors que certains auteurs suggèrent qu'elle est composée principalement de ISAIW (Swift et al., 1980; Jónsson, 1999; Olsson et al., 2003), d'autres concluent qu'elle est significativement composée d'eau provenant de la mer du Groenland ou de l'océan Arctique (Strass et al., 1993; Mauritzen, 1996; Rudels et al., 1998, cf. section 2.3.5). Quoi qu'il en soit, elles proviennent soit de l'EGC, auquel cas leur C.I. de Nd est de -11.1 à 73°N, soit de la mer d'Islande. L'ISAIW sous sa forme la plus pure, dans l'EGC lors de la campagne Signature/GINS, a été identifiée aux stations 47 et 48 (≈ 200 m, $\Theta \approx -0.37^\circ\text{C}$, $S \approx 34.83$, $\sigma_\theta \approx 27.99$, $[O_2] \approx 11.24\text{mg/L}$). Malheureusement la C.I. de Nd de ces échantillons n'a pas été mesurée. En revanche un échantillon de la station 17 montre des caractéristiques (en particulier une faible salinité) attestant de l'influence de l'ISAIW (400 m, $\Theta = -0.05^\circ\text{C}$, $S = 34.85$, $\sigma_\theta = 27.99$, $[O_2] = 10.37\text{mg/L}$ et $\varepsilon_{Nd} = -10.4$). La C.I. de Nd de cet échantillon ne suggère pas que la signature de l'ISAIW soit très différente de celles des eaux intermédiaires de l'EGC. Nous avons par ailleurs effectué une mesure à la station 48, à la limite inférieure de l'ISAIW (431 m, $\Theta = -0.04^\circ\text{C}$, $S = 34.88$, $\sigma_\theta = 28.01$, $[O_2] = 10.41\text{mg/L}$ et $\varepsilon_{Nd} = -11.1$). La C.I. de cet échantillon est identique à celle des éventuels précurseurs de la DSOW dans l'EGC.

Les profils d' ε_{Nd} des trois stations du détroit du Danemark sont représentés sur la figure 5.5. Les C.I. de Nd des échantillons de DSOW ($\sigma_\theta \geq 27.80$) sont très hétérogènes, comprises entre -10.7 et -7.2, avec une valeur moyenne de -8.9 ± 1.3 . Leur concentration de Nd moyenne est de 3.3 ± 0.6 ppt. Cette C.I. est nettement plus radiogénique que celles des sources potentielles de la DSOW, qu'elles viennent de l'EGC ou de la mer d'Islande. Ces caractéristiques sont en très bon accord avec la donnée historique de Piepgras et Wasserburg (1987) mesurée en aval du détroit, dans le bassin d'Irminger : $\varepsilon_{Nd} = -8.6 \pm 0.5$, $[Nd] = 3.0$ ppt.

Les variations observées entre les C.I. mesurées dans l'EGC et celles mesurées dans le détroit sont discutées en détail dans Lacan et Jeandel (2003), reproduit en annexe E.

L'augmentation globale de C.I. de Nd (de -11.1 dans l'EGC, à -8.4 dans le détroit), peut s'expliquer par la remobilisation de sédiments de surface d'origine basaltique, provenant de la côte de Blosseville, de la ride de Kolbeinsey et d'Islande. Cette remobilisation aurait lieu sur une zone d'environ

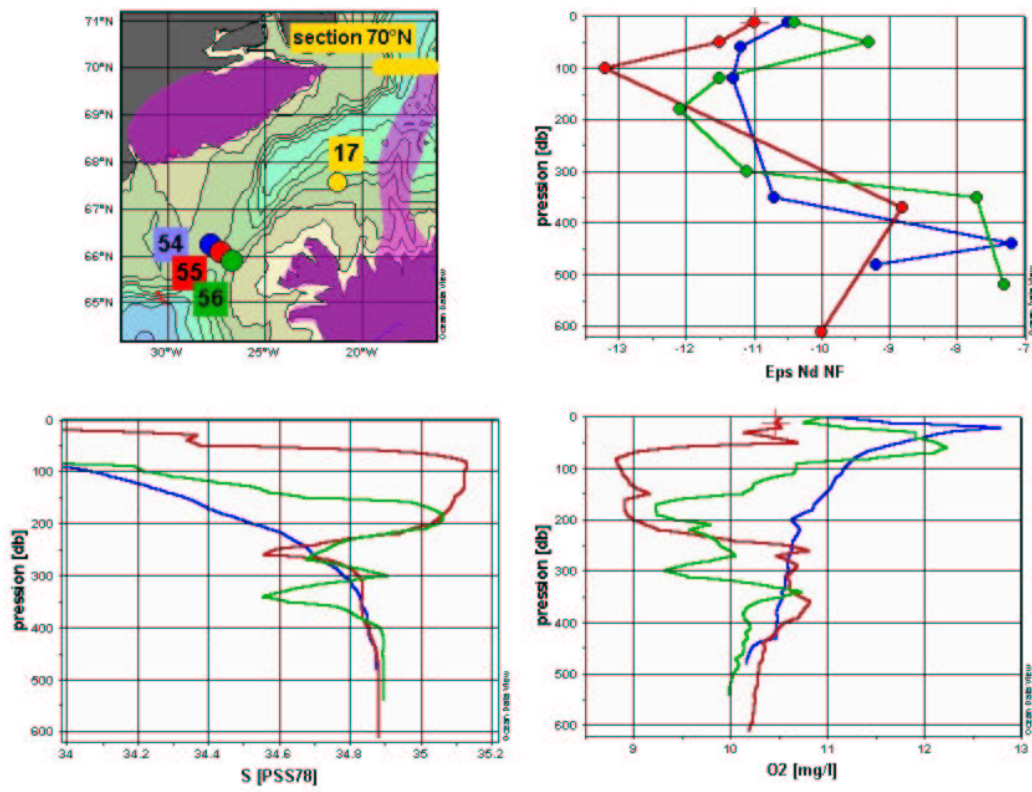


FIG. 5.5 –: Profils d' ϵ_{Nd} , S et $[O_2]$ dans le détroit du Danemark. Les couleurs des courbes correspondent à celles des points représentant les stations sur la carte. Les formations basaltiques sont schématisées en violet.

20 000 km², lorsque les eaux intermédiaires de l'EGC entrent en contact avec le fond océanique à l'approche du détroit et à raison de 0.1 mm/an. Ce taux, bien qu'important représente moins de 10% de certains taux de sédimentation mesurés dans des zones voisines à l'abri de courant important. A l'heure actuelle, nous ne connaissons pas précisément les processus impliqués dans cette remobilisation (cf. section 6.1.3).

Les variations de C.I. de Nd associées à l'influence des formations basaltiques ont une amplitude importante (augmentation de 2.7 unité ε_{Nd} , en moyenne) par rapports aux différences de C.I. de Nd des masses d'eaux sources de la DSOW (valeurs comprises entre -10.4 et -11.4 à la section 70°N). De plus cette influence affecte les masses d'eau de manière hétérogène. On observe par exemple un écart de 2 unités ε_{Nd} entre deux échantillons de caractéristiques hydrologiques identiques et séparés seulement de 40 m à la station 54 (442 et 479 m). **Cela implique que les variabilités de signature isotopique des masses d'eau sont partiellement effacées lors de processus d'apport terrigène de ce type. A partir d'un tel événement, ε_{Nd} perd la mémoire de l'histoire et des origines des masses d'eau. Il ne pourra de nouveau être utilisé en tant que traceur de circulation qu'en aval de cet événement.**

5.4.2 ISOW

Note : Le terme ISOW désignant les eaux issues du débordement au dessus de la ride Islande-Ecosse, ayant entraîné de la MNAW et de la LSW, nous ne l'utiliserons pas pour désigner les eaux présentes au dessus de la ride. Celles-ci seront nommées "ISOW pure".

Lors de Signature/GINS, les eaux présentes à la station 22 située au dessus de la ride Islande-Faroe avaient toutes une salinité supérieure à 35.1. Il s'agissait donc d'eau d'origine atlantique. Les eaux de débordement n'ont donc pas été échantillonnées à cette station.

En revanche, les eaux denses de la station 23, située dans le chenal Faroe-Shetland sont les précurseurs de l'ISOW. Les profils de salinité, oxygène dissous et ε_{Nd} de cette station et des autres stations de la mer de Norvège sont représentés sur la figure 5.6. Les minima de salinité, associés aux maxima de concentration d'oxygène, à des densités telles que $27.92 \leq \sigma_\theta \leq 28.01$, à l'ensemble des stations exceptée la station 21, caractérisent clairement la NSAIW. Sous-jacente, on trouve, à l'ensemble des stations, la NSDW, caractérisée par un maximum profond de salinité (≈ 34.90) et des minima de concentration en oxygène (≈ 9.4 mg/L) et de température ($\approx -0.96^\circ\text{C}$). **L'ISOW pure, lors de la campagne Signature/GINS, est donc constituée de**

NSAIW et de NSDW, comme cela a été mis en évidence précédemment (Hansen & Østerhus, 2000 et références incluses).

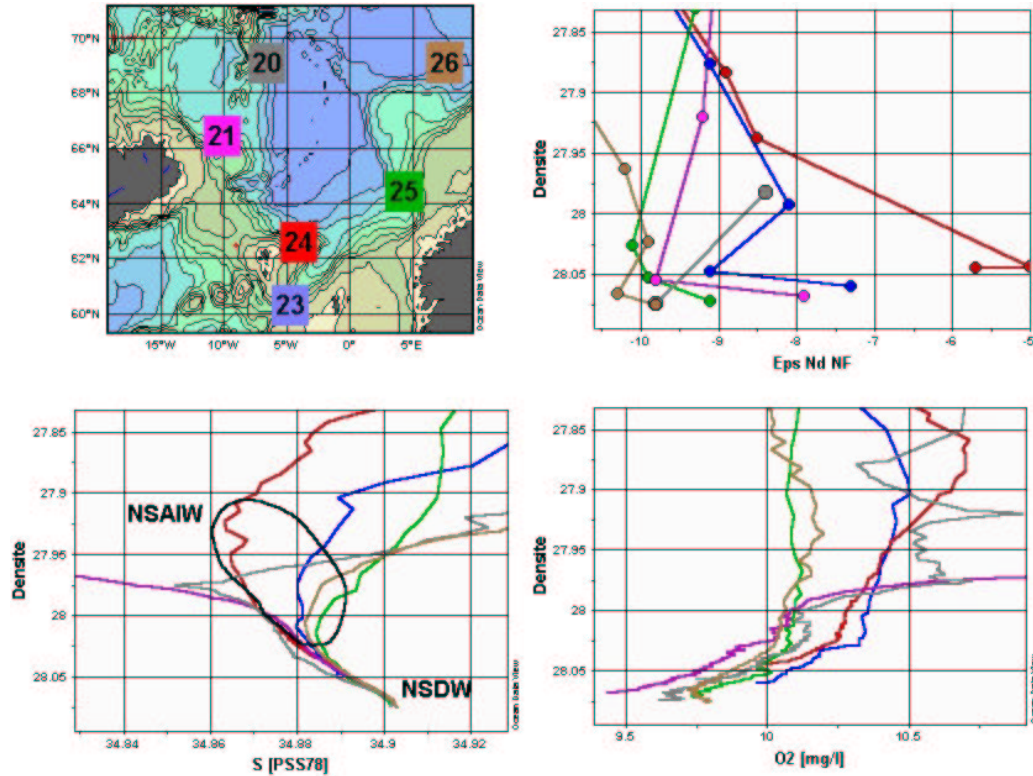


FIG. 5.6 –: Profils d' ε_{Nd} , S et $[O_2]$ dans le chenal Faroes-Shetland et la mer de Norvège.

Nous avons vu dans la section 4.3, que la signature radiogénique de la NSDW dans le sud du bassin de Norvège s'expliquait par la présence de formations basaltiques bordant ce bassin, à l'ouest, au sud et à l'est. Les échantillons de NSDW de la station 23 ($\sigma_\theta = 28.04$ et 28.06 , 800 et 980 m, $\varepsilon_{Nd} = -9.1$ et -7.3) ont une C.I. de Nd moyenne de -8.2 , ce qui confirme ce point. On constate par ailleurs systématiquement (sauf à la station 24 qui est particulièrement radiogénique : $\varepsilon_{Nd} = -5.0$ à $\sigma_\theta = 28.04$), que pour les stations situées dans le sud du bassin de Norvège (st. 21, 23 et 25), l'échantillon de fond est plus radiogénique que l'échantillon sus-jacent de NSDW. **Cela suggère que l'influence radiogénique des formations basaltiques s'opère via la dissolution de sédiment de surface.** Ce point est confirmé par les concentrations de Nd,

les anomalies de Ce et les rapports La/Lu qui montrent une influence terrigène plus importante sur les échantillons de fond que sur les échantillons sus-jacents (pour les échantillons de fond et ceux sus-jacents respectivement, ces grandeurs valent en moyenne : $[Nd]=3.3$ et 2.5 ppt, $Ce^*=0.36$ et 0.27 , La/Lu= 0.40 et 0.35).

La C.I. de Nd de la NSAIW, à la station 23 est de -8.1 , ce qui est équivalent à la valeur moyenne de la NSDW dans le détroit calculée ci-dessus. Cette valeur est du même ordre que celles mesurées aux stations 20 et 24 (-8.5 et -8.4 , respectivement), mais plus radiogénique que celles des stations 25 et 26 (-10.1 et -9.9 , respectivement). Cela est cohérent avec le fait que ces eaux sont issues d'une circulation cyclonique et proviennent de l'ouest du bassin de Norvège (Hansen & Østerhus, 2000).

La C.I. et la concentration de Nd moyenne des trois échantillons de la station 23 constituant l'ISOW pure sont : $\varepsilon_{Nd}=-8.2\pm 0.9$ et $[Nd]=3.1\pm 0.3$ ppt. Ces valeurs sont en bon accord avec une donnée historique de Piegras et Wasserburg (1987), d'un échantillon d'eau de fond prélevé dans le chenal Faroe-Bank, en aval du chenal Faroes-Shetland : $\varepsilon_{Nd}=-7.7\pm 0.6$ et $[Nd]=3.1$ ppt.

5.5 North West Atlantic Bottom Water

La DSOW pénètre dans le bassin d'Irminger, à la sortie du détroit du Danemark. Cette masse d'eau, compte tenu de sa forte densité, plonge sous les autres masses d'eau de ce bassin et constitue l'eau de fond de celui-ci. Lors de cette plongée, elle entraîne une partie des eaux environnantes, en particulier la LSW ainsi que des eaux chaudes et salées (ce qui reflète leur composante subtropicale) du bassin d'Irminger, appelée Eau d'Irminger (IW, pour *Irminger Water*, Clarke & Gascard, 1983), qui est une variété de SPMW. Ces entrainements modifient les caractéristiques de la DSOW et la masse d'eau ainsi formée est la NWABW *North West Atlantic Bottom Water*.

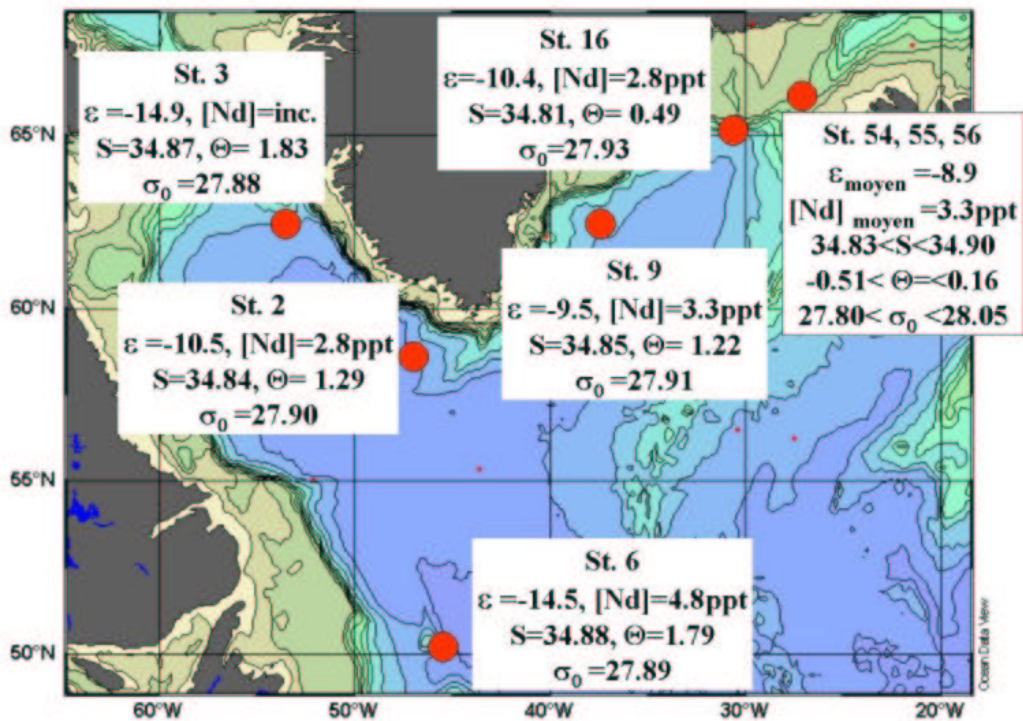


FIG. 5.7 –: Evolution des caractéristiques de la NWABW le long du DWBC (*Deep Western Boundary Current*).

L'évolution des caractéristiques des échantillons de fond du DWBC (*Deep Western Boundary Current*) est représentée sur la figure 5.7. Les profils de salinité, concentration en oxygène et ϵ_{Nd} sont représentés sur la figure 5.8,

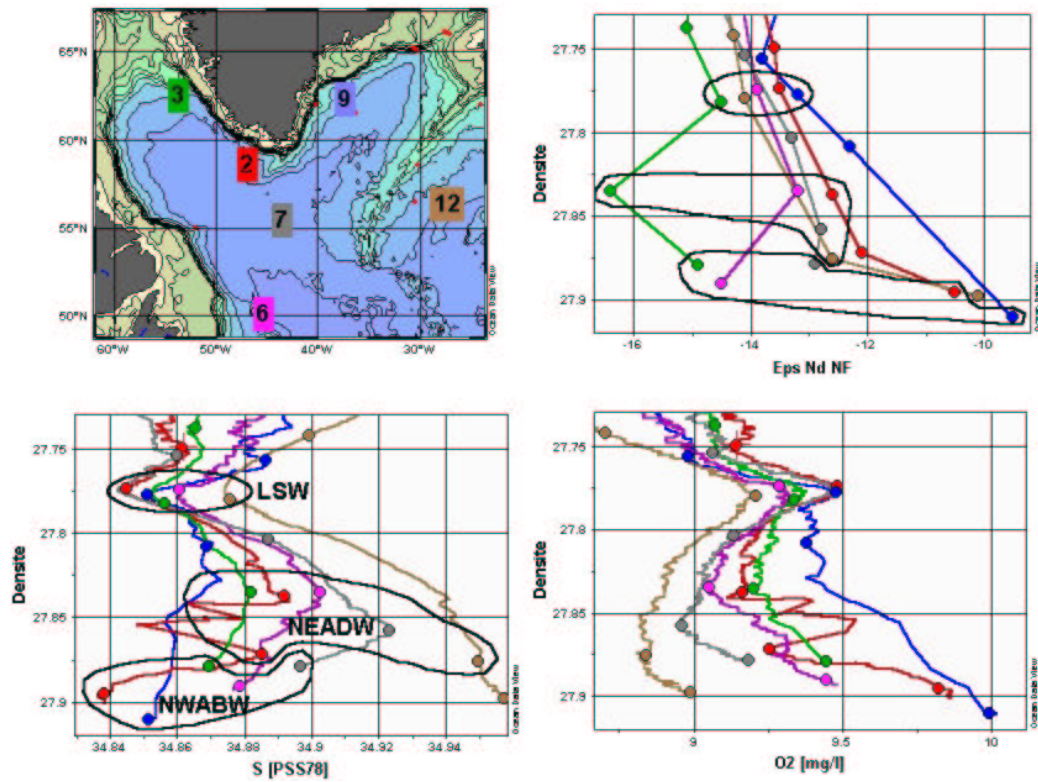


FIG. 5.8 –: Profils d' ϵ_{Nd} , S et concentration en oxygène du gyre subpolaire nord atlantique : stations du DWBC et stations 7 et 12.

sur laquelle nous avons aussi reporté les caractéristiques des stations 7 et 12. Le long de la pente est groenlandaise, les échantillons des stations 16, 9 et 2 montrent des variations de C.I. de Nd de l'ordre d'une unité ε_{Nd} d'une station à l'autre ($\varepsilon_{Nd}=-10.4$, -9.5 et -10.5 , respectivement). Ces variations sont difficiles à interpréter, car ces échantillons ont des caractéristiques hydrologiques variables. C'est pourquoi nous avons fait le choix de ne regarder que globalement ces variations en n'étudiant que la variation observée entre le détroit du Danemark et le cap Farewell.

Schmitz (1996) indique que les 3 Sv de DSOW, pénétrant dans le bassin d'Irminger, entraînent dans leur plongée 3 Sv de LSW et de SPMW. McCartney (1992), sur sa figure 8, précise que cet entrainement a lieu sur la côte est groenlandaise entre le détroit du Danemark et le cap Farewell. Les C.I. de Nd de ces deux masses d'eau ont été mesurées dans cette région (SPMW : St. 15-16-14 $\varepsilon_{Nd}=-13.8$, LSW : St. 9 $\varepsilon_{Nd}=-13.2$). En supposant que des quantités égales de SPMW et de LSW prennent part à ce mélange, cela nous conduit à une masse d'eau de C.I. de Nd de -11.2 . Cette valeur est un peu plus négative que celle mesurée au cap Farewell (-10.5). Compte tenu des hétérogénéités observées dans la DSOW, nous considérons ces 15% à la limite du significatif. Nous admettons donc par la suite que la NWABW au cap Farewell est composée de 50% de DSOW et de 50% d'un mélange de SPMW et de LSW¹.

Entre les stations 2 (du cap Farewell) et 3 (au nord du bassin du Labrador), la C.I. de Nd de la NWABW décroît de manière très importante (de $\varepsilon_{Nd}=-10.5$ à -14.9). Cette décroissance est accompagnée d'une augmentation de la salinité (de $S=34.84$ à 34.87) et d'une augmentation de température (de $\Theta=1.22^\circ\text{C}$ à 1.83°C). Ces augmentations de température et salinité sont vraisemblablement dues à l'influence de la masse d'eau sus-jacente, la NEADW, caractérisée à la station 2 par $S=34.89$ et $\Theta=2.10^\circ\text{C}$ (2550 m). Cependant la C.I. de Nd de cette eau (-12.1), ne peut pas expliquer à elle seule la diminution de C.I. de Nd de la NWABW.

Nous allons, dans un premier temps, calculer les proportions de ce mélange qu'impliquent les salinités, températures et concentrations en oxygène. Les caractéristiques des échantillons utilisés pour ce calcul sont les suivantes :

1. Ce mélange est en accord avec les valeurs de Θ et S de ces masses d'eau, dans la mesure où l'on considère une contribution de LSW très majoritaire par rapport à celle de la SPMW. Mais de même que pour ε_{Nd} , compte tenu de l'hétérogénéité de ces paramètres aux seins de la DSOW et de la SPMW en particulier, une telle quantification (basée sur des valeurs moyennes) est approximative.

- NWABW, st. 2, 2800 m, S=34.838, $\Theta=1.29^{\circ}\text{C}$, $[O_2]=9.82$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -10.5$;
- NEADW, st. 2, 2550 m, S=34.885, $\Theta=2.10^{\circ}\text{C}$, $[O_2]=9.26$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -12.1$;
- NWABW, st. 3, 2430 m, S=34.870, $\Theta=1.85^{\circ}\text{C}$, $[O_2]=9.445$ mg/L, $\varepsilon_{Nd} = -14.9$.

En supposant que la NWABW de la station 3 résulte du mélange de la NEADW et de la NWABW de la station 2, la salinité, la température et la concentration en oxygène impliquent un proportion de 68%, 69% et 66% de NEADW, respectivement. La similitude de ces résultats suggère la robustesse de l'hypothèse du mélange. En considérant donc un mélange dans ces proportions, la C.I. de Nd résultante n'est que de -11.6. Cette valeur est, comme cela a été annoncé ci-dessus, supérieure (de 3.3 unité ε_{Nd}) à la valeur mesurée de -14.9.

La côte sud-ouest groenlandaise, de nature archéenne, est caractérisée par des C.I. de Nd très négatives. Le Nd dissous et particulaire d'eaux de rivières de cette région ont une C.I. d'environ -43 (Goldstein & Jacobsen, 1987). La différence de 3.3 unité ε_{Nd} , mise en évidence ci-dessus, peut donc s'expliquer par un apport en matériel terrigène de ces côtes. Nous n'avons malheureusement pas mesuré les concentrations de REE de l'échantillon de fond de la station 3, mais l'ensemble des autres échantillons de cette station ont des concentrations de Nd, des anomalies de Ce et des rapports La/Lu attestant d'un enrichissement récent (respectivement : 4.1 ppt, 0.5 et 0.6, en moyenne).

Au large du cap Flemish, à la station 6, qui se situe en aval de la station 3, dans le DWBC, les caractéristiques hydrologiques de l'échantillon de fond ne montrent pas de variation importante par rapport à la station 3. Sa C.I. de Nd de -14.5 est très proche de celle de la station 3. Cela suggère que la NWABW de la station 6 provient directement de la station 3. La concentration de Nd de 4.8 ppt confirme l'hypothèse d'un apport terrigène.

La cohérence entre les C.I. de Nd des stations 3 et 6 suggère que cet apport concerne l'ensemble de la NWABW. Le flux de cette masse d'eau est d'environ 6 Sv (3 Sv de DSOW + 3 Sv de LSW). En considérant que le Nd apporté a une C.I. de Nd de -43 et que la masse d'eau qui reçoit cet apport à une C.I. de Nd -11.6 et une concentration de 2.5 ppt (valeurs résultant du mélange de WNABW et NEADW décrit ci-dessus), le flux de Nd nécessaire à expliquer la C.I. de Nd observée à la station 3 (-14.9) est de 1.8 g/s. Il faut noter que la valeur de C.I. de Nd de -43 correspond aux valeurs les plus

négatives observées au Groenland. Le flux calculé ci-dessus constitue donc une borne inférieure du flux requis. Celui-ci peut provenir du ruissellement, des aérosols ou de la remobilisation de sédiments. Nous allons étudier ces différentes possibilités.

La concentration de Nd dissous dans les rivières du sud-ouest du groenland est en moyenne de 330 ppt (Goldstein & Jacobsen, 1987). Considérant un flux d'eau douce de $1.6 \times 10^3 m^3/s$ (Khatiwala et al., 1999, cf. figure 4.14, section 4.5) cela constitue en flux de 0.5 g/s. Considérant que 70% de ce flux sont soustraits dans les estuaires (Goldstein & Jacobsen, 1987), le flux atteignant l'océan est de 0.16 g/s ce qui ne représente que 9% des 1.8 g/s requis.

Les flux d'aérosols minéraux sont inférieurs à $1000 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ dans le nord de l'océan Atlantique (Duce et al., 1991). Nous utiliserons cette valeur comme borne supérieure. La zone comprise entre les stations 2 et 3 est longue de 840 km. Nous considérerons que le DWBC occupe une zone de moins de 200 km de large (valeur que nous utiliserons comme borne supérieure). En utilisant une concentration de Nd dans les aérosols de 20 ppm et un taux de dissolution de 30% (Tachikawa et al., 2002), cela conduit à un flux de Nd $\leq 0.02 \text{ g/s}$, ce qui ne représente que 1% des 1.8 g/s requis.

Nous n'avons malheureusement pas trouvé de données de flux particulières des rivières de la côte sud-ouest groenlandaise. De manière globale le flux particulière de Nd des rivières est environ 800 fois supérieur à celui de leur contenu dissous (Goldstein & Jacobsen, 1987; Milliman & Meade, 1983; Tachikawa et al., 2002). En appliquant ce rapport aux rivières de la côte sud-ouest groenlandaise, on obtient un flux de Nd de 134 g/s. Une dissolution de 1,3% de ces particules suffirait à fournir le flux de 1.8 g/s requis.

Parmi les trois hypothèses étudiées, la dissolution de particules est la plus vraisemblable. Les apports de Nd dissous par les rivières et les apports éoliens sont très insuffisants pour expliquer la diminution de C.I. de Nd de la NWABW. De plus ces apports affecteraient préférentiellement les couches de surface, tandis que la NWABW coule à environ 2500 m de profondeur. Au contraire, le plateau continental sud-ouest groenlandais, particulièrement étroit (cf. figure 5.8), favorise probablement le transfert des particules des estuaires vers le bas du talus continental. Une dissolution d'une très faible proportion de ces sédiments suffirait à expliquer la diminution de C.I. de Nd de la NWABW. Cette proportion repose sur un rapport global entre les flux particuliers et dissous de Nd des rivières. En se plaçant dans un cas défavorable où ce rapport serait dix fois inférieur à la moyenne globale (soit un flux particulière 80 fois plus important que le flux dissous), la proportion du flux particulière à dissoudre serait de 13%. Cette valeur qui est relativement importante reste néanmoins plausible.

Cette conclusion est la première mise en évidence d'une diminution significative de la C.I. d'une masse d'eau par remobilisation de matériel sédimentaire. En effet, jusqu'à présent, les processus d'échange aux marges, au contact des sédiments de fond ou dans les détroits, n'avaient été mis en évidence que pour expliquer des variations de signature des masses d'eau vers des valeurs plus radiogéniques (Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001, 2003). Nous rediscuterons ce point plus en détails dans le chapitre 6.

La manière dont la NWABW, qui constitue la proto-Lower-NADW au large du cap Flemish, semble acquérir sa C.I. de Nd se résume comme suit :

- Le mélange en quantités égales de DSOW ($\varepsilon_{Nd}=-8.9$) et de LSW ($\varepsilon_{Nd}=-13.2$) produit la NWABW du cap Farewell caractérisée par $\varepsilon_{Nd}=-10.5$;
- La diminution de C.I. de Nd observée le long de la pente ouest groenlandaise (de $\varepsilon_{Nd}=-10.5$ à -14.9) s'explique à 25% (1.1 unité ε_{Nd}) par un mélange important avec la NEADW et à 75% (3.3 unité ε_{Nd}) par la remobilisation de matériel sédimentaire archéen de la pente groenlandaise.

Les mécanismes de "remobilisation" dans les cas de matériel basaltique et granitique pourrait faire l'objet d'une étude spécifique, en laboratoire et de terrain.

5.6 North East Atlantic Deep Water

La NEADW se caractérise dans l'ensemble de la zone d'étude (au sud de la ride Groenland-Ecosse) par un maximum de salinité et un minimum de concentration en oxygène, à des densités de l'ordre de $\sigma_\theta=27.85$, ce qui correspond à des profondeurs de l'ordre de 2000 à 3000 m. Les profils de salinité et de température de la figure 5.8 permettent de l'identifier sous la LSW et au dessus de la NWABW à l'ouest de la ride médio atlantique et de l'ISOW à l'est.

La formation de cette masse d'eau est schématisée sur la figure 5.9. La NEADW est formée par le mélange d'ISOW (comprenant les eaux intermédiaires et profondes de la mer de Norvège, mais aussi la MNAW et la LSW entraînées dans les débordements) et de LDW. Ce mélange à lieu dans des cellules de recirculation dans les bassins d'Islande et ouest européen et lors du passage de ces eaux dans la zone de fracture de Charlie Gibbs. La NEADW est transportée dans les cellules de recirculation dans les parties ouest et est du gyre subpolaire nord atlantique, lesquelles communiquent par la zone de fracture de Charlie Gibbs. Son maximum de salinité provient de la MNAW entraînée dans l'ISOW et son minimum d'oxygène de la LDW. (Extrait de la section 2.4.4).

La NEADW a été échantillonnée aux stations 2, 3, 6, 7 et 12. Sa signature isotopique est très homogène à l'ensemble de ces stations exceptée la station 3. Elle est de -16.4 à cette dernière, alors que ses valeurs sont comprises entre -13.2 et -12.6 aux autres stations.

La valeur très négative de la station 3 témoigne vraisemblablement des apports terrigènes groenlandais, compte tenu des conclusions de la section précédente. Cependant, contrairement à la NWABW, la NEADW de la station 6 ne reproduit pas cette valeur négative (st. 6, 2500 m, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$). Cette différence de signature entre la station 3 et la station 6, alors que les échantillons ont exactement la même densité ($\sigma_\theta=27.83$), suggère que la NEADW de la station 6 ne provient pas (ou en très faible proportion) directement de la station 3. Ce résultat met en évidence une importante différence de circulation entre la NEADW et la NWABW. L'interprétation de cette différence n'a pas été conduite. Cependant, la similitude des signatures de la NEADW de l'ensemble des stations (à l'exception de la station 3) suggère qu'elle est soumise à un brassage important.

Un profil de ^{230}Th mesuré par R. François (WHOI, Woods Hole, Etats-Unis, communication personnelle) est représenté sur la figure 5.10. Il s'agit d'une station située en dehors de la zone d'étude mais dans le DWBC à 33.5°N (69°W). Nous ne possédons pas les données hydrologiques de ces

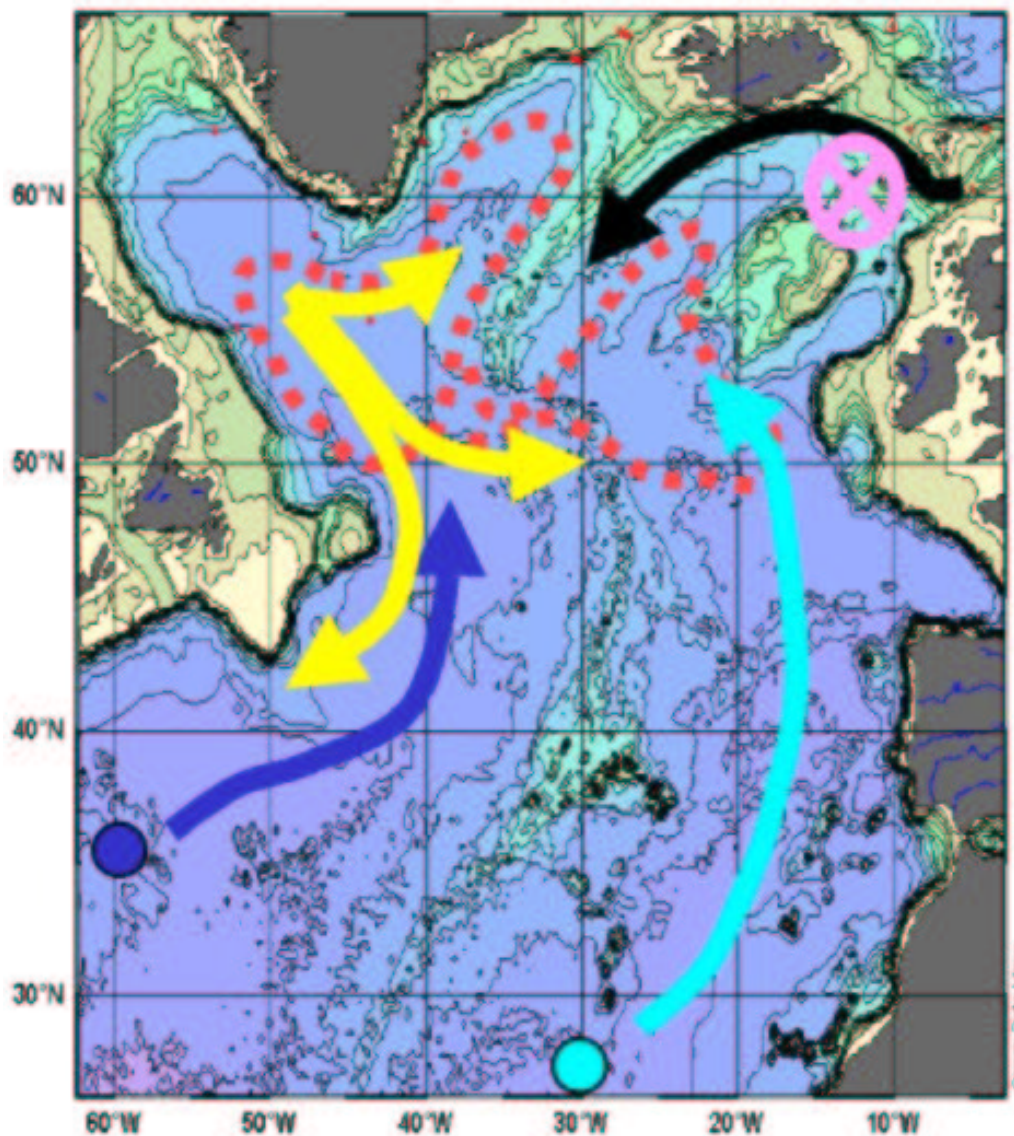


FIG. 5.9 — Schéma de la formation de la NEADW. La flèche noire indique la progression de l'ISOW. La croix violette représente l'entraînement de MNAW. Les flèches jaunes indiquent les directions de propagation principales de la LSW. Les pointillés rouges représentent les cellules de recirculation profondes occupées par la NEADW. Les flèches bleues schématisent la progression de la LDW. Les couleurs utilisées ici correspondent à celles de la figure 5.11.

échantillons. Pour connaître leurs densités nous avons utilisé les données d'une station TTO-NAS voisine (station 247, 31.7°N, 68.5°W). Il apparaît que les échantillons de MNADW (de densité comparable à celle de la NEADW de notre station 6) sont à l'équilibre en ^{230}Th , alors que ceux de LNADW (de densité comparable à celle de la NWABW de notre station 6) sont appauvris en ^{230}Th . Cela signifie que la LNADW est plus "jeune" que la MNADW, en référence à leur dernier contact avec la surface. Cela suggère que la NEADW circule plus longtemps que la NWABW dans des boucles de recirculation profonde du gyre supolaire nord atlantique.

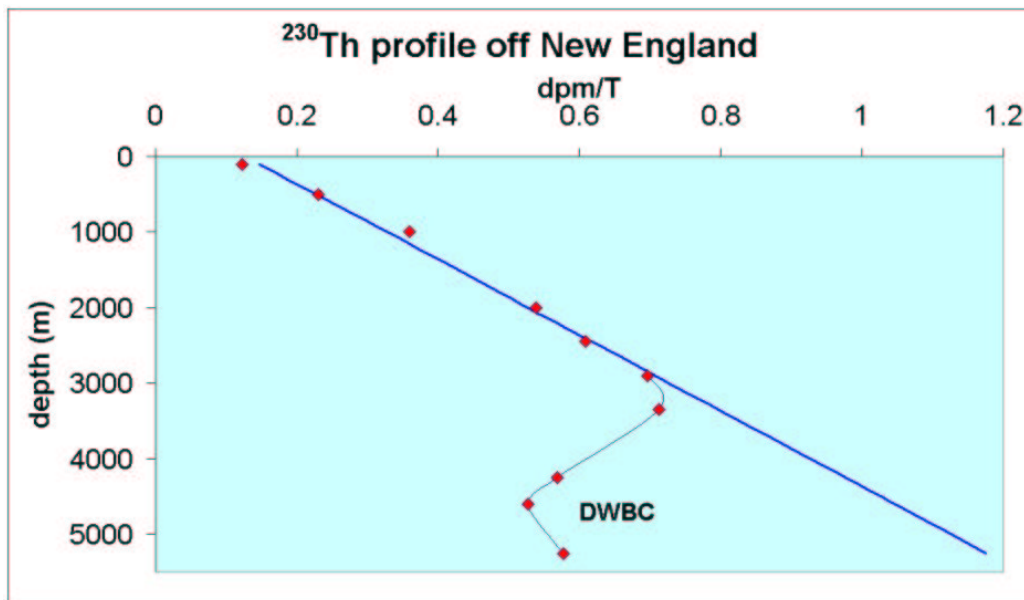


FIG. 5.10 –: Profil de concentration de ^{230}Th total situé à 33.5°N et 69°W. La droite portée par les valeurs des échantillons de profondeur inférieure à 2500 m, représente les valeurs de concentration de ^{230}Th total à l'équilibre résultant d'un état stationnaire, en l'absence de scavenging (soustraction par les particules chutant) et d'advection. La déviation vers des valeurs inférieures des concentrations des échantillons de la partie inférieure de la courbe met en évidence le fait que ces eaux ont été ventilées récemment (R. François, communication personnelle).

Ceci est cohérent avec le résultat que nous venons d'obtenir, qui suggère que, si la NWABW de la station 6 provient directement de la station 3, la NEADW de la station 6 est soumise à un brassage important au sein du gyre supolaire nord atlantique, lequel permet aussi d'expliquer la différence de

C.I. de Nd pour cette masse d'eau entre les stations 3 et 6.

En supposant que la NEADW de la station 3 (située à l'extrémité nord-ouest du bassin du Labrador) n'a qu'une influence marginale sur la NEADW du reste de la zone d'étude, nous avons essayé de comprendre comment cette dernière acquiert sa signature moyenne de -12.8. Pour ce faire, nous avons calculé les proportions de mélanges qu'impliquent les différents paramètres mesurés, la température, la salinité, la concentration en oxygène et la C.I. de Nd. Le mélange faisant intervenir quatre masses d'eau, trois paramètres sont nécessaires pour déterminer ces proportions. Nous avons donc fait les calculs pour les différentes combinaisons possibles de trois paramètres et dans le cas surdéterminé de quatre paramètres, par la méthode des moindres carrés. Par ailleurs deux types de LDW existant (LDW de l'est et de l'ouest), nous avons fait ces calculs dans chacun des cas et dans le cas d'une LDW moyenne.

La LDW n'ayant pas été échantillonnée dans le cadre de Signature/GINS, nous avons utilisé des données de Piepgras et Wasserburg (1987) et Spivack et Wasserburg (1988) pour la wLDW (LDW de l'ouest) et la eLDW (LDW de l'est), respectivement. Pour les autres masses d'eau, les caractéristiques des pôles utilisés ont été choisies parmi les échantillons de la campagne Signature/GINS les plus représentatifs des masses d'eau pures (il s'agit en général de valeurs moyennes) :

- LSW : st. 2, 1600 m, $\Theta=2.87^{\circ}\text{C}$, $S=34.85$, $[O_2]=9.47\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.5$;
- ISOW : st. 23, 599, 800 et 988 m, $\Theta=-0.34^{\circ}\text{C}$, $S=34.89$, $[O_2]=10.14\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-8.2$;
- MNAW : st. 22, 20, 50 et 200 m, st. 23, 51, 99 et 280 m, $\Theta=9.23^{\circ}\text{C}$, $S=35.28$, $[O_2]=9.05\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.1$;
- NEADW : st. 7, 2750 m, $\Theta=2.62^{\circ}\text{C}$, $S=34.92$, $[O_2]=8.96\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-12.8$;
- eLDW : TTO-TAS st. 80, 2984 et 4724 m, $\Theta=2.225^{\circ}\text{C}$, $S=34.916$, $[O_2]=7.95\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-12.5$;
- wLDW : AII 109-1 st. 30, 4000 et 4850 m, $\Theta=2.30^{\circ}\text{C}$, $S=34.899$, $[O_2]=8.464\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-13.5$;
- LDW moyenne est-ouest: $\Theta=2.264^{\circ}\text{C}$, $S=34.91$, $[O_2]=8.21\text{mg/L}$, $\varepsilon_{Nd}=-13$.

Ces caractéristiques sont reportées sur les diagrammes de la figure 5.11. Compte tenu des écarts entre les caractéristiques de la NEADW et des autres

masses d'eau, les concentrations d'oxygène permettront d'évaluer efficacement les contributions des LDW, les températures et salinités celle de la MNAW, les C.I. de Nd celle de l'ISOW, les salinités et les concentrations d'oxygène celle de la LSW. Les résultats des calculs sont présentés sur la figure 5.12.

Dans l'hypothèse où l'eau source profonde venant du sud serait la eLDW, la discordance des résultats obtenus avec différentes combinaisons de grandeurs, suggère que la formation de la NEADW ne peut pas s'expliquer par un tel mélange. En revanche, la très bonne cohérence des résultats obtenus dans le cas où la wLDW serait l'eau source provenant du sud, suggère que la formation de la NEADW peut s'expliquer par le mélange des quatre masses d'eau concernées dans les proportions calculées : 24% de LSW, 56% de wLDW, 7% de MNAW et 13% d'ISOW. Dans l'hypothèse d'une eau aux caractéristiques moyennes entre la eLDW et la wLDW, les résultats sont intermédiaires.

Ce résultat suggère que la NEADW acquiert ses caractéristiques en grande partie à l'ouest de la ride médio-atlantique. Cette conclusion doit cependant être tempérée par le fait que l'eau résultante utilisée dans ces calculs pour caractériser la NEADW est un échantillon de la station 7, située au centre de la cellule de recirculation du bassin ouest du gyre subpolaire nord atlantique. Par conséquent il est compréhensible que celui-ci reflète préférentiellement les apports de la wLDW.

Ces résultats sont différents de la composition de la MNADW donnée par Schmitz (1996) : 2 Sv d'ISOW pure, 2 Sv composés de MNAW et LSW et 2 Sv de eLDW. Si on suppose que la proto-MNADW est composée exclusivement de NEADW et qu'elle constitue un flux de 6 Sv, les proportions que nous avons calculées conduisent aux flux suivants : 0.8 Sv de ISOW pure, 0.4 Sv de MNAW, 1.4 Sv de LSW et 3.4 Sv de wLDW. La somme des contributions de la LSW et de la MNAW correspond au flux proposé par Schmitz (1996) pour l'ensemble de ces deux masses d'eau. En revanche, nos résultats concernant la LDW et l'ISOW pure sont très différents.

Ces différences peuvent en partie s'expliquer par le fait que les caractéristiques des pôles des LDW utilisés ici, proviennent de mesures particulièrement éloignées de la zone d'étude. Ces caractéristiques pourraient être significativement différentes dans le gyre subpolaire nord atlantique. Ceci pourrait en particulier expliquer que nous invoquons une contribution de la wLDW, alors que Schmitz (1996) suggère que la LDW participant à la formation de la MNADW est de type eLDW.

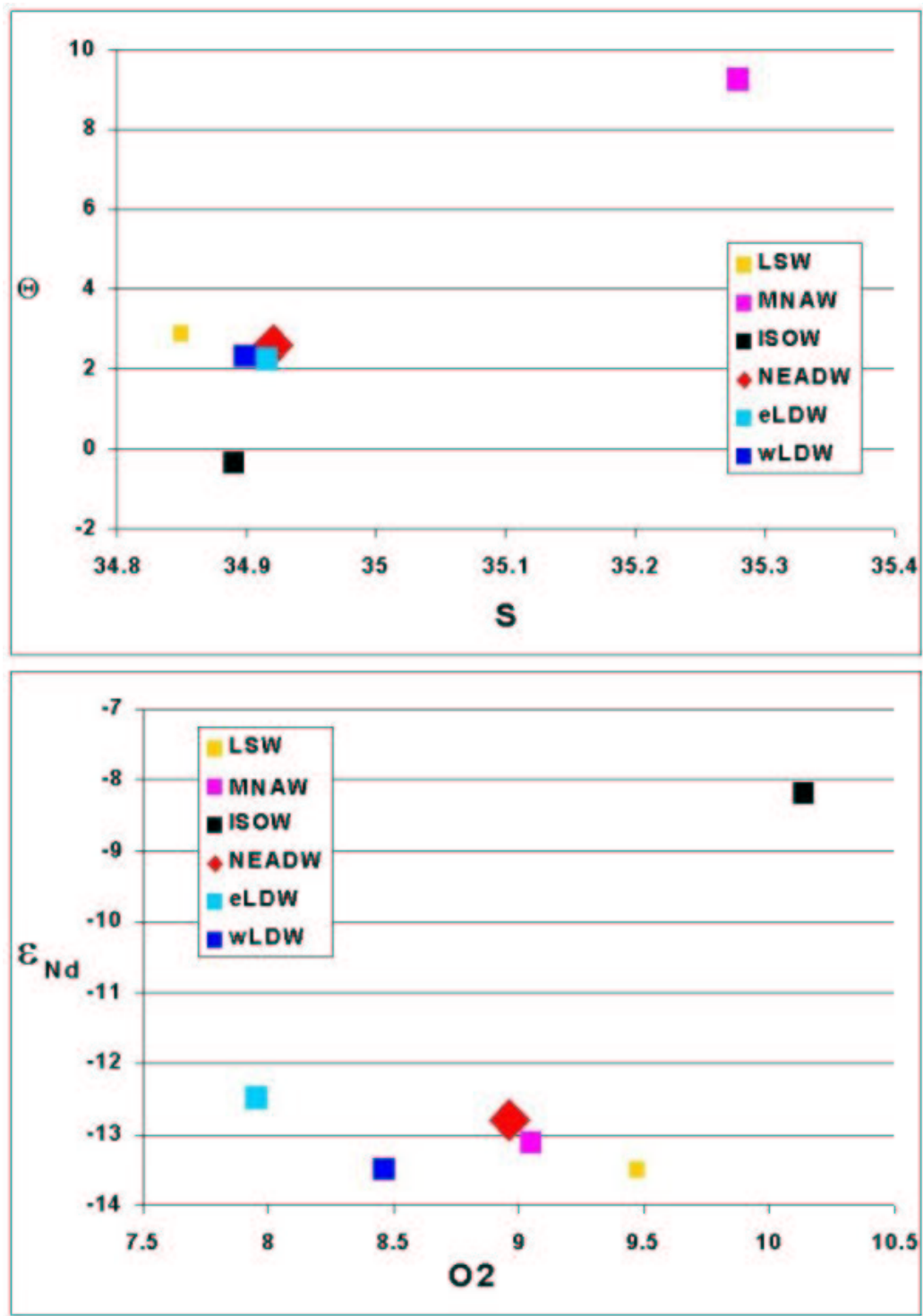


FIG. 5.11 –: Caractéristiques des pôles utilisés dans le calcul de composition de la NEADW. Les couleurs utilisées correspondent à celles de la figure 5.9.

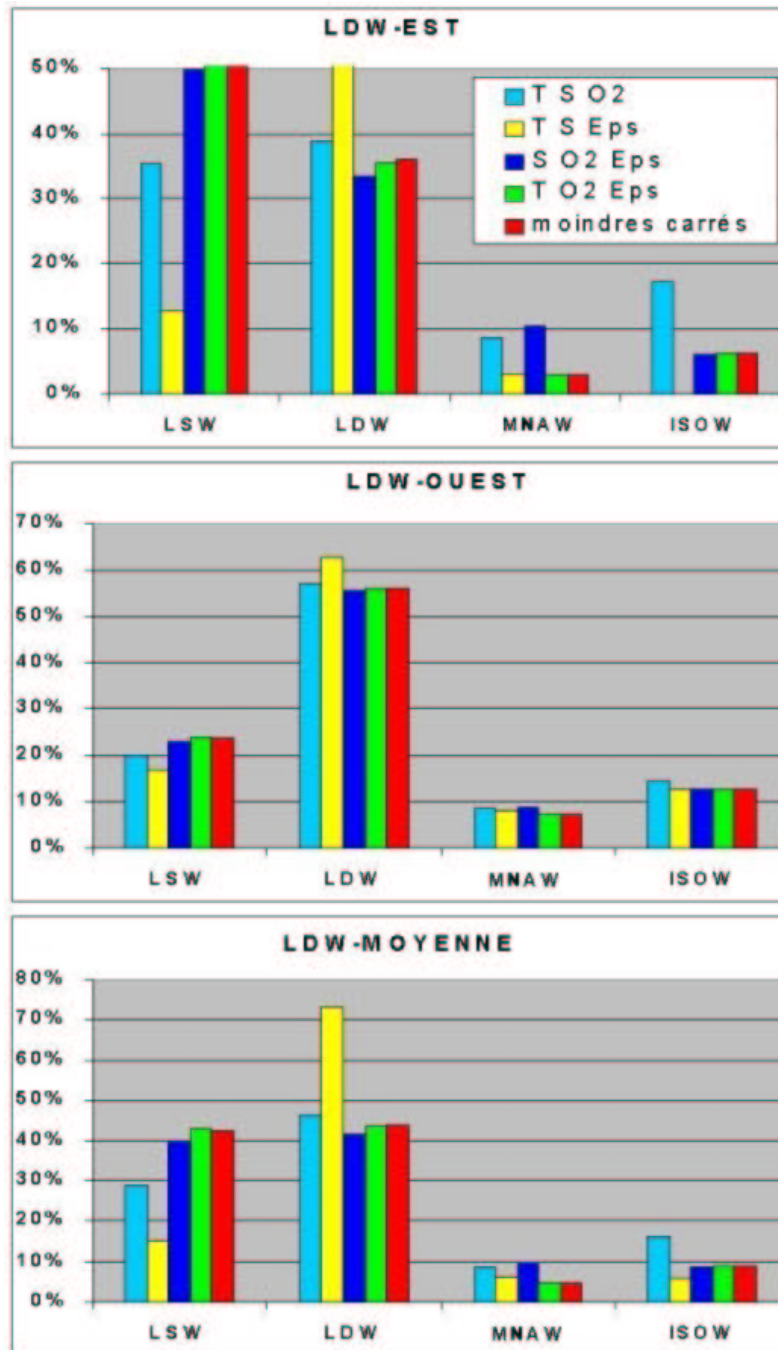


FIG. 5.12 –: Résultats des calculs sur la composition de la NEADW, dans les cas de LDW venant de l'est, de l'ouest ou ayant des caractéristiques moyennes entre les deux (panneau supérieur, central et inférieur, respectivement). Dans chacun des cas, les proportions des quatre masses d'eau intervenant dans le mélange, déduites des combinaisons de trois grandeurs (parmi Θ , S , $[O_2]$ et ε_{Nd} , respectivement notés T , S , O_2 et Eps , sur la figure) indiquées en légende, sont représentées. Les résultats du calcul tenant compte de quatre grandeurs par la méthode des moindres carrés est représentée en rouge.

D'autre part, les compositions de Schmitz (1996) concernent la MNADW, telle que présente dans le DWBC au sud du gyre subpolaire nord atlantique. Cette masse d'eau est issue du DWBC de la mer du Labrador. La composition que nous avons calculée concerne au contraire la NEADW la plus pure que nous avons échantillonnée, c'est à dire celle de la station 7, au centre des cellules de recirculation profonde du bassin ouest de la zone d'étude. Les trajectoires de la LDW et de l'ISOW pure dans le gyre subpolaire nord atlantique sont décrites sur la figure 13 de Dickson et Brown (1994), reproduite ici sur la figure 5.13. Il y apparaît que la trajectoire de l'ISOW pure suit les frontières des bassins, tandis que celle de la LDW se situe davantage à l'intérieur de ces derniers. Nous avons donc pensé que les différences constatées pouvaient résulter du fait que nous avons effectué le calcul au centre du gyre et non dans le courant de bord. Nous avons donc réalisé ces mêmes calculs pour la NEADW de la station 6, qui se situe dans le DWBC, en sortie de notre zone d'étude. Les résultats obtenus dans ce cas sont similaires à ceux obtenus dans le cas de la station 7, ce qui confirme que nos données sont en désaccord avec le schéma de formation communément admis pour la NEADW.

Le cas particulier de l'ISOW pure est important. Nos données suggèrent qu'elle ne constitue qu'environ 13% de la NEADW ce qui ne représente un flux que de 0.8 Sv. Cependant, il est bien établi que le flux d'ISOW pure dans l'intervalle Islande-Ecosse est d'environ 2 Sv (Hansen & Østerhus, 2000). Cette faible valeur du flux contrainte par nos données peut se déduire très facilement de manière qualitative en comparant les valeurs d' ε_{Nd} de l'ISOW pure (-8.2 ± 0.9) et celles de la NEADW et des autres pôles participant au mélange (tous compris entre -13.5 et -12.5, cf. figure 5.11). De plus, à la station 12 (située dans le bassin est de la région subpolaire nord atlantique, donc plus proche de la source d'ISOW), ces mêmes différences existent puisque la NEADW y est caractérisée par $\varepsilon_{Nd} = -12.6$.

Il apparaît donc clairement que la signature relativement positive de l'ISOW pure ne participe que peu à celle de la NEADW, même à l'endroit de la station 12. L'ISOW ne longe que des formations basaltiques entre l'intervalle Islande-Ecosse et la station 12. Un éventuel apport terrigène augmenterait donc la signature de l'ISOW ce qui diminuerait encore d'avantage sa contribution à la NEADW (telle que nous la calculons). Un tel apport ne pourrait donc pas expliquer le désaccord entre nos observations et le schéma de formation communément admis pour la NEADW (au contraire, il l'amplifierait).

Pour résoudre ce problème, il semble nécessaire d'approfondir cette étude en utilisant d'avantage de paramètres (par exemple les éléments nutritifs, les CFCs ou encore les isotopes du Pb) mesurés sur des échantillons mieux répartis géographiquement. Il sera entre autre important de caractériser la LDW dans la zone d'étude et en particulier dans la zone de fracture de Charlie Gibbs et de part et d'autre de la ride de Reykjanes. Cela devrait être réalisé dans le cadre d'une étude multi-traceurs concertée, afin que les différents paramètres puissent être mesurés sur un même échantillon, ce qui lèverait d'éventuelles incertitudes dues à des échantillonnages différents. Nous avons en effet essayé d'utiliser des données d'isotopes du Pb publiées par Véron et al. (1999), mais nos échantillonnages ne se correspondaient pas suffisamment pour nous permettre d'aboutir.

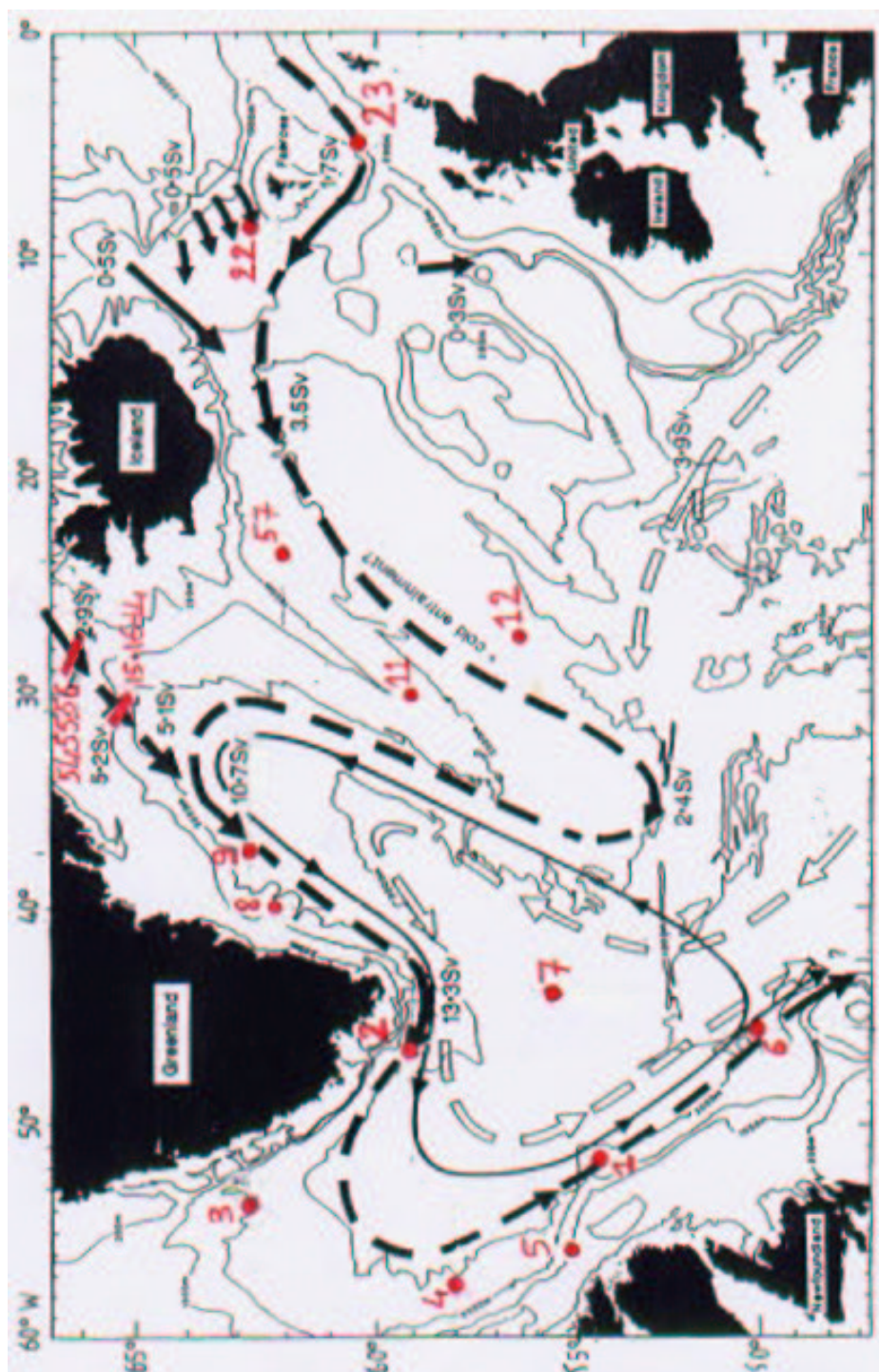


FIG. 5.13 — Schéma de circulation profonde d'après Dickson et Brown (1994). Les flèches noires tiretées représentent la circulation des eaux de débordement de l'intervalle Groenland-Ecosse. Les flèches blanches tiretées représentent la circulation de la LDW. Les positions des stations de la campagne Signature/GINS sont reportées en rouge.

5.7 Labrador Sea Water

La LSW caractérisée par un minimum de salinité, un maximum d'oxygène et une densité de $\sigma_\theta=27.77 \text{ kg/m}^3$, a des C.I. de Nd homogènes sur l'ensemble de la zone, comprises entre -13.2 et -14.5. Sa valeur moyenne est de -13.8 ± 0.5 . Cette masse d'eau est formée par des processus de convection en mer du Labrador. La formation de LSW est donc alimentée par des eaux surplombant la LSW. D'après les profils de salinité et de concentration en oxygène de la figure 5.8, on peut considérer que la limite supérieure de la LSW se situe vers $\sigma_\theta\approx 27.75 \text{ kg/m}^3$.

La figure 5.14 représente les caractéristiques moyennes des eaux de densités inférieures à 27.75 kg/m^3 (qui sont principalement composées de SPMW et que nous nommerons donc SPMW dans ce qui suit) dans le gyre subpolaire nord atlantique. Les SPMW occupent les 1000 premiers mètres du gyre (profondeurs de la densité $\sigma_\theta\approx 27.75 \text{ kg/m}^3$: St. 2 1000m, St. 3 1140m, St. 6 1090m, St. 7 900m, St. 8 900m, St. 9 100m, St. 12 1220m, St. 14 1090m, St. 15 890m, St. 16 980m, St. 57 1090m). On constate que la région du gyre où la signature moyenne de ces eaux est la plus proche de celles caractérisant la LSW (-13.8), est l'EGC. Les SPMW des stations situées dans la mer du Labrador, à l'exception de la station du cap Farewell, ont toutes des signatures plus négatives que celle de la LSW. Les SPMW de la station 12 ont aussi une C.I. de Nd plus négative que celle de la LSW. La similitude des signatures des stations du courant du Labrador et de la station 12, fait apparaître la langue d'eau du courant du Labrador progressant cycloniquement dans le gyre subpolaire nord atlantique et représentée par une flèche bleue sur la figure 5.14 a.

La similitude des signatures entre la LSW et les SPMW de l'EGC suggère que ces dernières sont les précurseurs de la LSW. Nous avons donc essayé de savoir d'où les SPMW de l'EGC provenaient. Il n'y a que deux possibilités : soit elles proviennent des mers Nordiques via le détroit du Danemark, soit elles viennent du sud de l'Islande en empruntant le courant d'Irminger. Les salinités de ces eaux, représentées sur la figure 5.14, montrent de manière univoque qu'elles proviennent du sud de l'Islande. Les SPMW de la station 57, située au sud de l'Islande ont une salinité de 35.2 et une température de 7.2°C , en moyenne. Ces valeurs montrent que ces eaux sont d'origines subtropicales et qu'elles sont parvenues jusqu'à la station 57 via le NAC. Cette trajectoire est représentée sur la figure 5.14 (flèche jaune sur 5.14 a).

Les caractéristiques moyennes des SPMW de l'EGC ne reflètent pas l'influence des eaux provenant des mers nordiques (lesquelles sont plus radiogé-

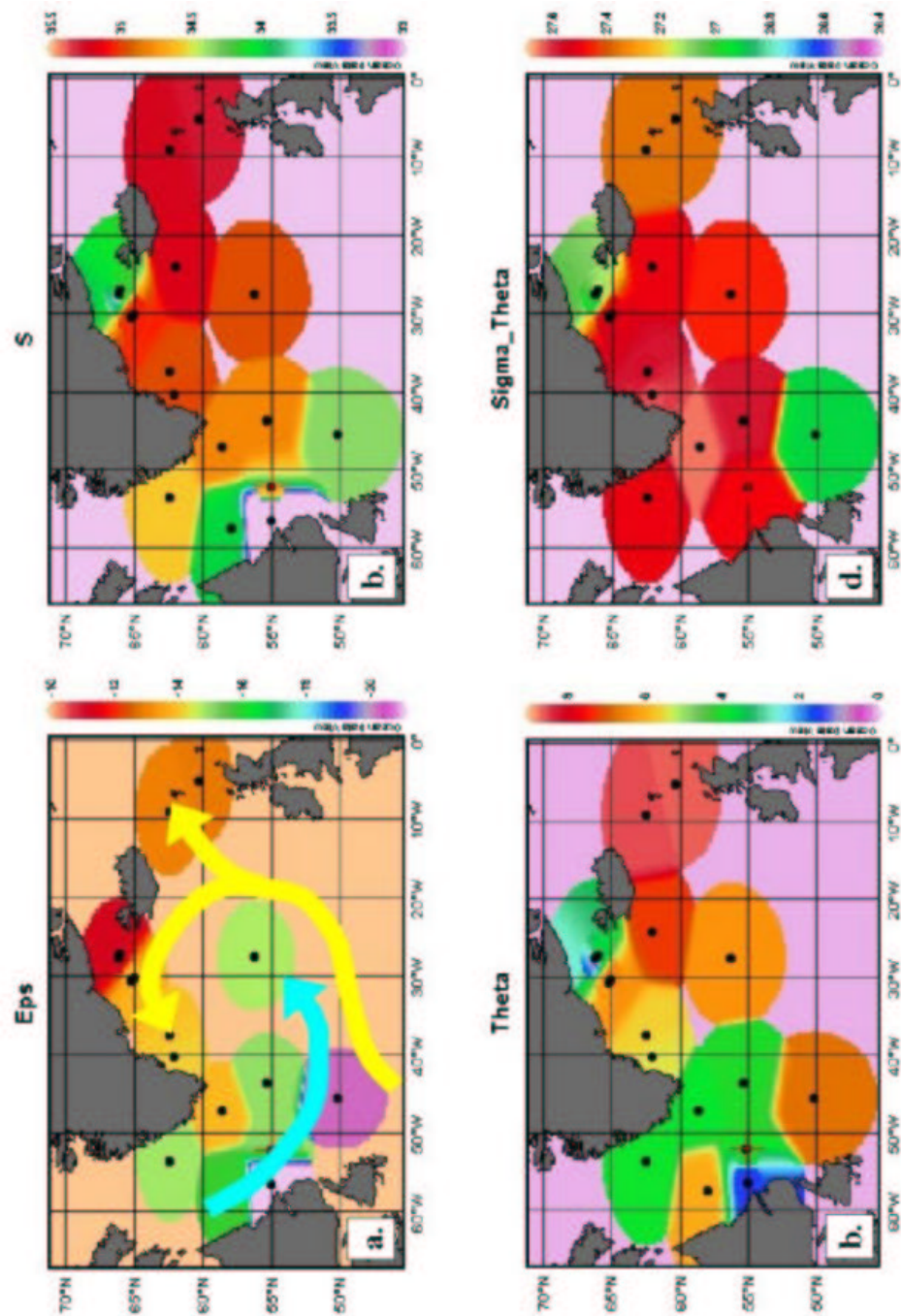


FIG. 5.14 –: Caractéristiques moyennes des eaux telles que $\sigma_{\theta} < 27.75 \text{ kg/m}^3$ des stations du gyre subpolaire nord atlantique. Un schéma de circulation est superposé aux données de C.I. de Nd. a : ε_{Nd} ; b : S; c : Θ ; d : σ_{θ} . Les points noirs représentent les positions des stations. Les zones de couleurs résultent d'une interpolation grossière des données des stations. Elles doivent être considérées comme une représentation schématique des distributions.

niques, moins salées, plus froides et moins denses que les eaux de l'EGC). Cette observation suggère que seules deux masses d'eau semblent influencer les caractéristiques des eaux de densités inférieures à 27.75 kg/m^3 de la zone d'étude (au sud de la ride Groenland-Ecosse) : les eaux du courant du Labrador d'une part et les eaux d'origines subtropicales d'autre part. Ces deux pôles ont été décrits dans la section 5.2.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons reporté sur un diagramme $\varepsilon_{Nd} - S$, les valeurs moyennes des eaux de densité inférieures à 27.75 kg/m^3 de la plupart des stations² de la zone décrite ci-dessus, ainsi que les caractéristiques des deux pôles. Ce diagramme est représenté sur la figure 5.15. Les caractéristiques de ces eaux s'alignent remarquablement bien sur la droite reliant les deux pôles. Sur ce diagramme, nous avons maintenu le point correspondant aux eaux de surface pénétrant dans les mers Nordiques, discuté dans la section 5.2. Il s'aligne de même sur la droite, comme cela a été vu précédemment.

Nous avons aussi représenté sur cette figure le diagramme $\Theta - S$ correspondant aux mêmes échantillons. Les points s'alignent de même parfaitement sur une droite, mais celle-ci ne correspond pas à celle définie par les deux pôles discutés ci-dessus. En outre, elle ne relie à aucun pôle froid cohérent avec l'hydrologie. Cette observation illustre le fait que si la température peut être considérée conservative dans le cas présent au sein du gyre subpolaire nord atlantique, elle ne l'est pas sur l'ensemble de la zone s'étendant de la région subtropicale à la région subpolaire.

Ce résultat a de fortes implications :

- D'un point de vue géochimique, il confirme une fois de plus et de manière beaucoup plus robuste que l'ensemble des travaux publiés à ce jour, la conservativité du traceur ε_{Nd} . En outre, il montre un exemple où la température est moins conservative qu' ε_{Nd} .
- D'un point de vue hydrologique, il suggère très fortement que l'ensemble

2. Les caractéristiques des stations 4 et 5 ne sont pas reportées, car il ne s'agit pas de stations hydrologiques, seules des mesures de C.I. de Nd et concentrations de REE y ont été effectuées, les données de température et de salinité provenant du thermosalinomètre de surface. Les caractéristiques de la station 6 n'y ont pas non plus été reportées, car la seule mesure de C.I. de Nd (particulièrement négative) dans la gamme de densité définie correspond à un échantillon de salinité de 33.9, qui n'est pas représentatif de la salinité moyenne dans cette gamme de densité à cette station (34.8). Enfin, les caractéristiques de la station 3 ne sont pas représentées non plus car il a été mis en évidence dans la section 5.5 que cette station est soumise à des apports terrigènes, ce qui implique qu' ε_{Nd} n'y est pas conservatif.

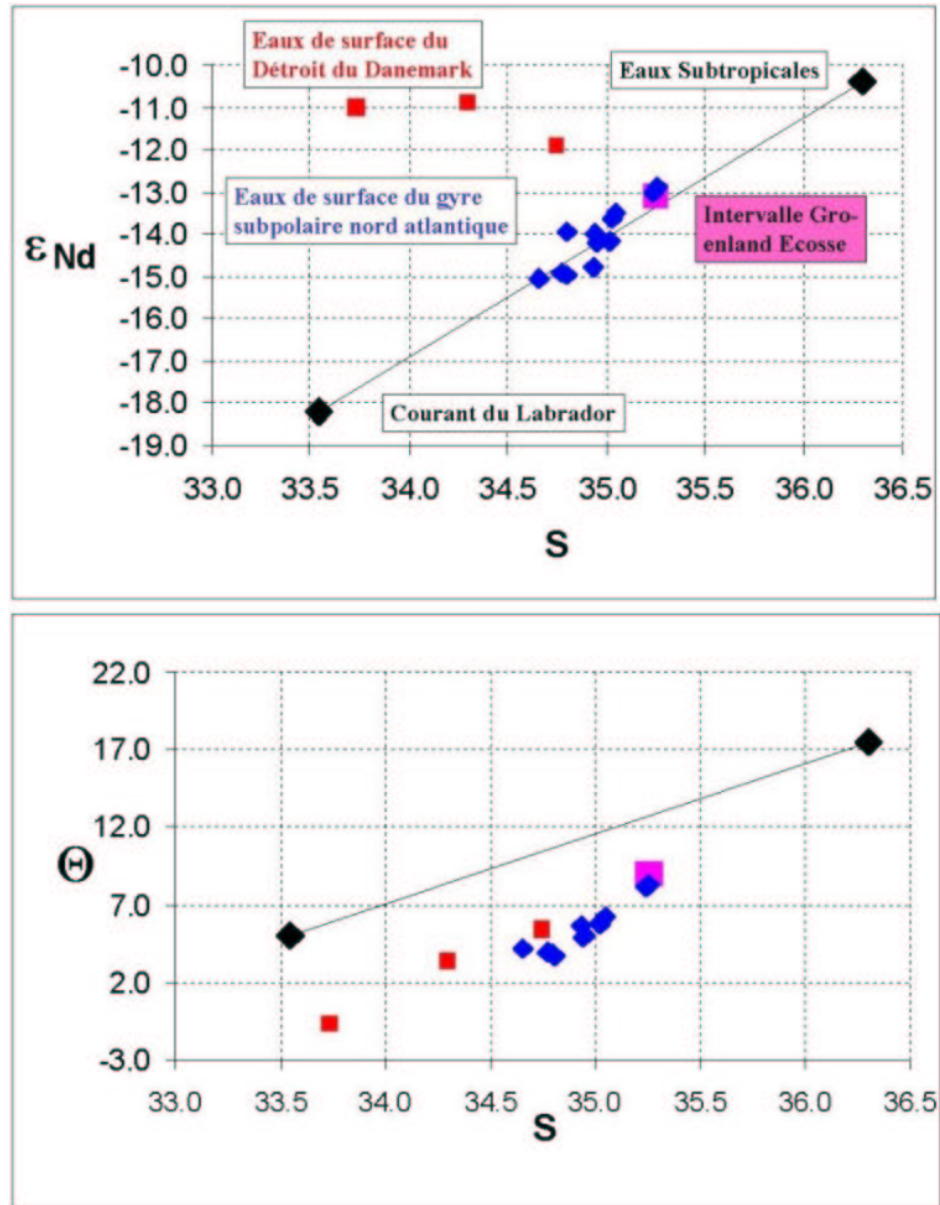


FIG. 5.15 –: Diagramme $\epsilon_{Nd} - S$ (panneau supérieur) et $\Theta - S$ (panneau inférieur) des eaux de densité $\sigma_\theta < 27.75 \text{ kg/m}^3$ des stations du gyre subpolaire nord atlantique (en bleu). Les caractéristiques des échantillons discutées dans la partie 5.2 y sont reportées en rose. Les trois marques rouges représentent les caractéristiques des eaux telles que $\sigma_\theta < 27.75 \text{ kg/m}^3$ des stations du détroit du Danemark, à titre de comparaison.

des eaux de densités inférieures à $\sigma_\theta=27.75 \text{ kg/m}^3$, présentes aux stations de la campagne signature/GINS, résulte du mélange de seulement deux masses d'eau : les eaux du courant du Labrador et celles d'origines subtropicales (décrites dans la section 5.2). En outre, ces masses d'eau semblent contribuer en proportions à peu près équivalentes au mélange.

La C.I. de Nd de la LSW, de -13.8, peut donc s'expliquer de la manière suivante. Des eaux d'origines subtropicales ($\varepsilon_{Nd}=-10.4$) remontent vers le gyre subpolaire nord atlantique dans le NAC. Leur rencontre et leur mélange avec des eaux provenant du courant du Labrador ($\varepsilon_{Nd}=-18.2$) créent une masse d'eau qui est advectée jusque dans l'EGC par le courant d'Irminger (appelée Eau d'Irminger, *Irminger Water*, IW), où sa C.I. de Nd moyenne est de -13.9. En mer du Labrador, cette masse d'eau convecte pour former la LSW.

Nous avons vérifié ce résultat en utilisant des mesures d'isotopes du Pb de ces masses d'eaux (NACW : $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}=1.186$; LCW : $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}=1.209$; LSW : $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}=1.197$; Véron et al., 1999). Ces données, en parfait accord avec le fait que la LSW résulte d'un mélange de NACW et de LCW en proportions à peu près équivalentes, confirment nos résultats.

5.8 Résumé et conclusion

L'ensemble des résultats et interprétations de ce chapitre est résumé ci-dessous. Les résultats concernant directement les trois couches de la NADW sont schématisés sur la figure 5.16.

- Les eaux subtropicales à -10.4 remontant vers le nord se mélangent avec des eaux provenant du courant du Labrador à -18.2 et créent ainsi la MNAW observée dans l'intervalle Groenland-Ecosse à -13.1 (section 5.2.1)
- Les AtW du NwAC voient leur C.I. de Nd augmenter de -13.1 à -11.7 entre l'intervalle Groenland-Ecosse et le détroit de Fram. Cette augmentation s'explique en partie par un mélange avec des eaux d'origines polaires, l'autre partie restant pour l'instant inexpliquée (section 5.2.2).
- Les eaux d'origines polaires pénétrant dans les mers nordiques par le détroit de Fram ont des C.I. de Nd supérieures ou égales à -11.6, la MAW est à -11.2, les CBDW et EBDW à environ -10.6, la PSW à environ -9.5. Ces apports polaires contribuent à définir les C.I. de Nd des GSAIW et GSDW à -10.7 et -10.5, respectivement (section 5.3).
- Les eaux denses dans les détroits du Danemark et le chenal Faroes-Shetland ont une C.I. de Nd de -8.9 et -8.2, respectivement (en accord avec des données historiques). Ces valeurs nettement plus positives que celles des mêmes masses d'eau plus au nord dans l'EGC, les mers d'Islande et de Norvège, s'expliquent par la dissolution importante de sédiment de nature basaltique, à l'approche de ces passages (section 5.4).
- La signature de la LSW, de -13.8, résulte de celle des eaux de densité inférieures à $\sigma_{\theta}=27.75 \text{ kg/m}^3$ de l'EGC du bassin d'Irminger, lesquelles résultent du mélange d'eaux subtropicales et d'eaux provenant du courant du Labrador (similairement à ce qui a été conclu pour la MNAW). (section 5.7)
- La signature de la NEADW, de -12.8, est en désaccord avec le schéma de formation communément admis pour cette masse d'eau, en particulier elle conduit à une relativement faible contribution d'ISOW pure (section 5.6). Ce point mérite d'être approfondi dans le cadre d'une étude multi-traceurs concertée.
- Enfin la signature de la WNABW, de -14.5, s'explique par un mélange de DSOW, LSW et NEADW et par la remobilisation importante

de matériel sédimentaire d'origine archéenne le long de la pente ouest groenlandaise (section 5.5).

- La proto-NADW a donc les signatures suivantes:
 - proto-upper-NADW : $\epsilon_{Nd} = -13.8$.
 - proto-middle-NADW : $\epsilon_{Nd} = -12.8$.
 - proto-lower-NADW : $\epsilon_{Nd} = -14.5$.

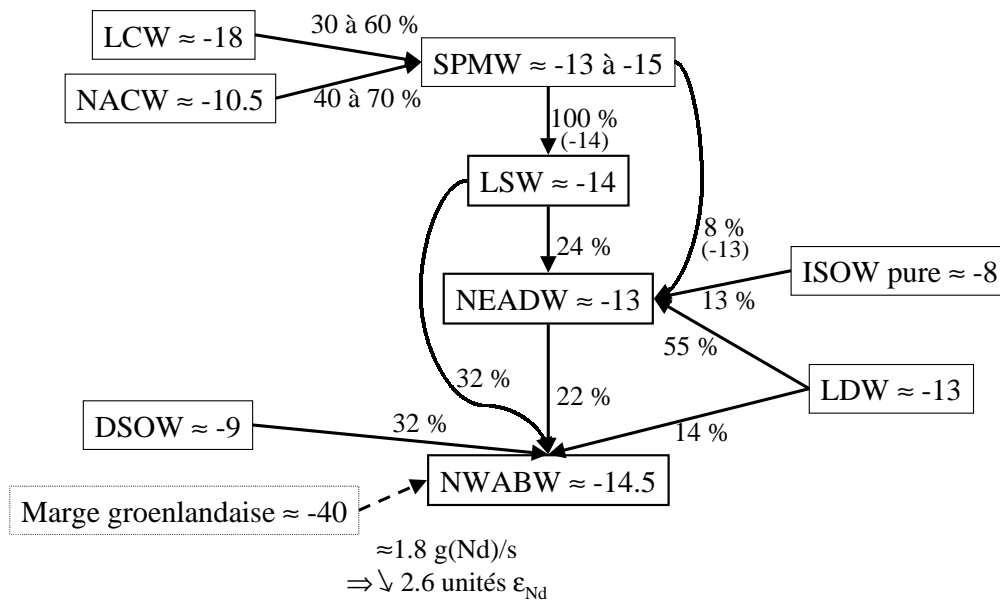


FIG. 5.16 –: Schéma récapitulatif de l'acquisition des signatures des trois couches de la NADW. La signature de chaque masse d'eau est indiquée. Pour chaque masse d'eau formée dans le gyre subpolaire nord atlantique, les contributions des eaux sources sont indiquées en pourcentage. Les apports de Nd d'origine terrigène sont indiqués.

Dans le but de comprendre la signature de la LSW, nous avons mis en évidence que l'ensemble des C.I. de Nd et des salinités des eaux moins denses que la LSW, observées dans le cadre de Signature/GINS dans le gyre subtropical nord atlantique, pouvait s'expliquer par un mélange à deux pôles : eaux subtropicales et eaux provenant du courant du Labrador.

Nous avons mis en évidence, pour la première fois de manière univoque, que de la remobilisation de matériel sédimentaire peut faire décroître la C.I. d'une masse d'eau.

La remobilisation de matériel sédimentaire, de nature basaltique dans le détroit du Danemark et le chenal Faroe-Shetland et de nature archéenne le long de la pente ouest groenlandaise, modifie fortement la signature des eaux denses du gyre subpolaire nord atlantique. Lors de ces modifications, ε_{Nd} n'est plus conservatif (de la même manière que la salinité lors d'un apport d'eau douce important).

Face aux variabilités fortes de ces apports terrigènes, les écarts entre les signatures de différentes masses d'eau en amont de ces apports sont souvent négligeables. Par exemple, l'écart entre les signatures des NSAIW (-8.4) et NSDW (-9.8) à la station 20, est de 1,4 unités ε_{Nd} . Cette valeur est significative dans une zone abritée d'apport terrigène. Dans le chenal Faroe-Shetland les signatures de ces masses d'eau sont : -8.1 pour la NSAIW et -9.1 et -7.3 pour la NSDW. On constate un écart de 1.8 unité ε_{Nd} entre deux échantillons de la même masse d'eau (NSDW). Cela a aussi été observé à la station du détroit du Danemark, où il existe un écart de 2 unités ε_{Nd} entre deux échantillons de caractéristiques hydrologiques identiques et séparés seulement de 40 m (st. 54).

Cela implique que lors de tels apports, ε_{Nd} ne permet plus de tracer l'origine des masses d'eau. De manière imagée, ε_{Nd} perd sa mémoire. En quelque sorte, un tel apport marque le début d'une nouvelle histoire qu' ε_{Nd} pourra tracer, jusqu'au prochain apport de ce type.

En ce qui concerne la NADW, ce que nous venons de dire implique que les signatures des DSOW et ISOW ne dépendent que partiellement de celles des masses d'eau qui constituent ces débordements (pour autant que les flux d'eau soient conservés). De la même manière, la signature des eaux du courant du Labrador, dont les caractéristiques témoignent d'apports terrigènes récents, ne dépend que partiellement des signatures des masses d'eau qui les constituent. C'est aussi le cas de la NWABW, mais dans une moindre mesure, compte tenu du fait que les masses d'eau la constituant ont des signatures isotopiques particulièrement contrastées (DSOW : -8.9, LSW : -13.8, NEADW : -12.8).

Chapitre 6

Le néodyme : quel traceur ?

Sommaire

6.1	Acquisition de la signature des masses d'eau . . .	175
6.1.1	Remobilisation de sédiments d'origine basaltique .	176
6.1.2	Remobilisation de sédiments d'origine granitique .	178
6.1.3	Processus impliqués dans les interactions sédiment / océan	179
6.1.4	Résumé	180
6.2	Conservativité d'ϵ_{Nd}	181
6.3	Spécificité du traceur ϵ_{Nd}	186
6.3.1	Pourquoi ϵ_{Nd} ?	186
6.3.2	Complémentarités	187
6.4	Application à la paléocéanographie	190
6.4.1	Composition actuelle de la NADW	190
6.4.2	Variations éventuelles de la signature de la NADW	193

6.1 Acquisition de la signature isotopique des masses d'eau

Comme cela a été dit dans le chapitre 5, la manière dont une masse d'eau acquiert sa C.I. de Nd n'est pas, à ce jour, complètement maîtrisée. Ce travail apporte à ce sujet des éléments de compréhension significatifs.

Le néodyme est peu soluble. Son temps de résidence dans l'océan est par conséquent relativement court, de l'ordre de 500 à 1000 ans (Tachikawa et al., 2002 et références incluses). Ses concentrations totales (dissoutes et particulaires, les particules représentant 5 à 10 % du total) dans l'océan sont négligeables par rapport à celles de la matière solide (typiquement de l'ordre de 5 ppb et de 50 ppm, respectivement). Les apports terrigènes ont par conséquent un impact fort et localisé sur la C.I. de Nd des masses d'eau.

Il a été mis en évidence que les processus hydrothermaux n'avaient pas d'influence sur les concentrations en REE des masses d'eaux (Goldstein & Jacobsen, 1987; Klinkhammer et al., 1994). Les apports éoliens et le ruissellement sur les terres émergées ont dans un premier temps été considérés comme la source des C.I. de Nd de l'océan (Bertram & Elderfield, 1993; Goldstein & Jacobsen, 1987; Henry et al., 1994; Jeandel et al., 1995; Spivack & Wasserburg, 1988).

Cependant certains travaux ont suggéré que les interactions sédiment/océan pouvaient modifier les C.I. du Nd (Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001) et du Th (Roy-Barman et al., 2002) des masses d'eau. De plus Jeandel et al. (1998) et Lacan et Jeandel (2001) suggèrent que pour reconcilier les variations de C.I. de Nd avec celles de concentrations de Nd de certaines masses d'eau (Eau Intermédiaire Nord Indienne et Eau Antarctique Intermédiaire dans le Pacifique, respectivement), des processus d'échange de Nd entre l'océan et le sédiment sont nécessaires. Ces processus ne modifient pas la concentration en Nd des masses d'eau. Ils expliqueraient, dans les cas étudiés, 90 à 100% des variations de C.I. de Nd observées. Dans d'autres cas, un simple apport de Nd des sédiments à l'océan permet d'expliquer les variations observées pour les deux paramètres (Lacan & Jeandel, 2001).

Afin de vérifier l'hypothèse de tels échanges, Tachikawa et al. (2002) ont

conduit une étude sur le budget global des C.I. et des concentrations du Nd dans l'océan mondial, à l'aide d'un modèle d'océan à dix boîtes (PANDORA, Broecker & Peng, 1987). Sur la base de ce modèle, ces auteurs estiment que les processus d'échange représentent, en moyenne globale, des flux de Nd deux fois plus importants que le flux de Nd entrant dans l'océan. De plus, elles concluent que les apports éoliens et le ruissellement ne sont pas suffisant pour expliquer les variations de distributions de C.I. et de concentrations de Nd entre les différents bassins océaniques. Enfin, elles suggèrent que les interactions sédiment/océan contrôlent en partie ces variations.

Les résultats de ce doctorat confirment l'importance des interactions sédiment/océan dans l'acquisition de la signature isotopique des masses d'eau et en permettent aussi une quantification plus précise.

6.1.1 Remobilisation de sédiments d'origine basaltique

Nous avons vu que les structures basaltiques, le détroit du Danemark, le chenal Faroe-Shetland (cf. section 5.4), mais aussi les îles et la ride de Jan-Mayen et la marge nord-est de l'Islande (cf. section 4.3) induisaient une augmentation significative de la signature des masses d'eau entrant en contact avec elles.

Dans le cas du détroit du Danemark, ces interactions ont été quantifiées (cf. section E : Lacan & Jeandel, 2003). Nous suggérons que l'augmentation des C.I. de Nd de la DSOW est due à la dissolution d'une quantité importante de sédiments d'origine basaltique (5 à 9 % du taux de sédimentation). Nous ne concluons pas à l'existence de processus d'échange. Cependant, compte tenu des fortes hétérogénéités des concentrations et C.I. de Nd, l'aspect quantitatif de ces conclusions doit être considéré avec prudence. A titre de comparaison, l'échange requis, pour expliquer la variation de C.I. de Nd de l'Eau Antarctique Intermédiaire, lors de son passage dans le détroit de Vitiaz (Papouasie-Nouvelle-Guinée), impliquait la dissolution de 1% de la décharge sédimentaire totale de cette île vers l'océan (Lacan & Jeandel, 2001).

Dans les autres cas, les influences des structures basaltiques n'ont pas été quantifiées. Cependant les gradients de C.I. de Nd de la NSDW, observés aux stations 21, 23 et 25, nous font supposer l'existence d'interactions sédiment/océan (cf. section 4.3 et figure 6.1). D'autre part, ces interactions sont suggérées par les augmentations de C.I. de Nd affectant les eaux intermédiaires et profondes (mais pas les eaux de surface) des stations 23, 24 et 25 (cf. figure 6.1).

En revanche, à la station 21 au large des côtes nord-est islandaises, la

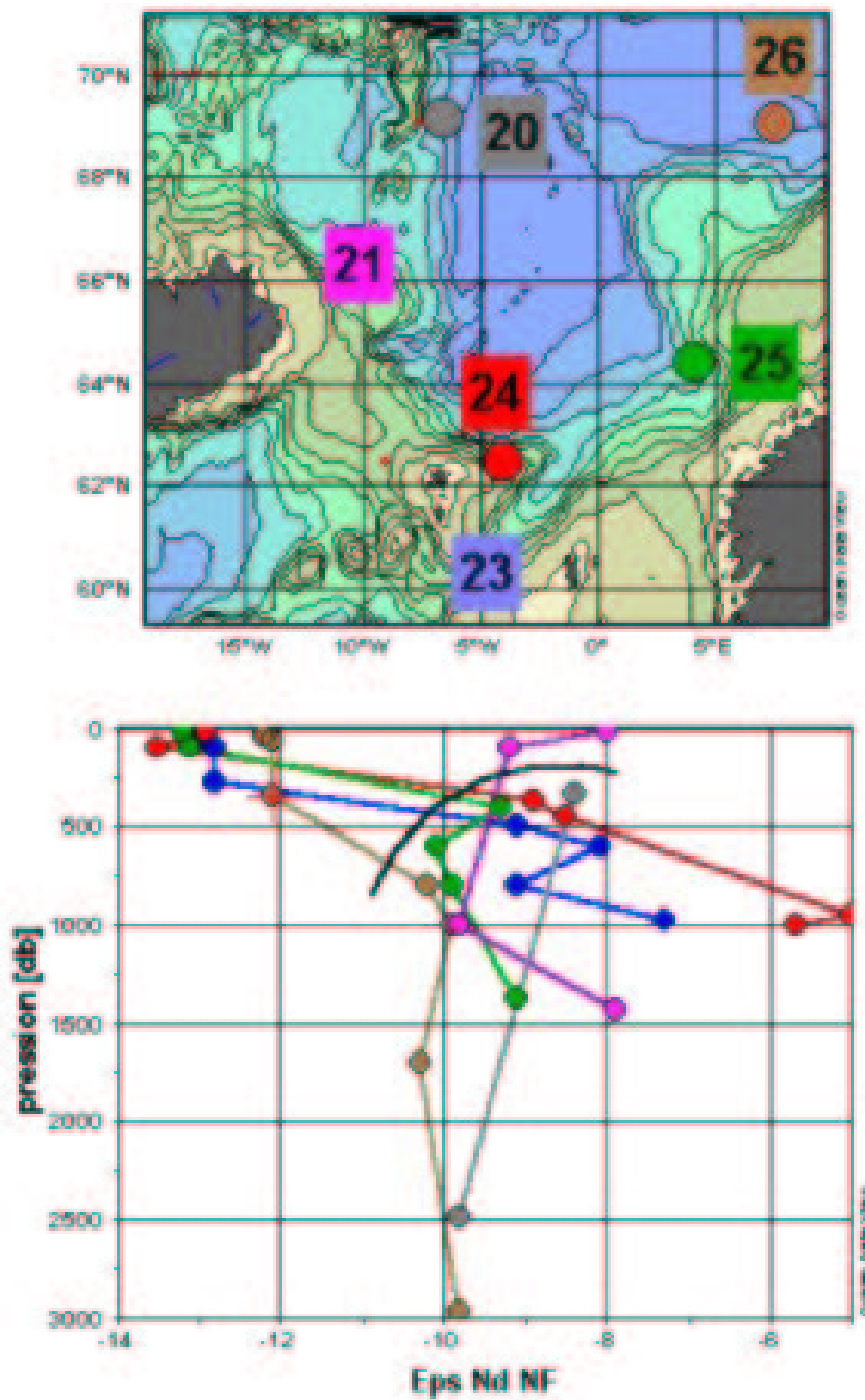


FIG. 6.1 –: Profils d' ϵ_{Nd} des stations du bassin de Norvège. La ligne noire sépare les échantillons d'eaux de surface de ceux d'eaux intermédiaires.

C.I. de Nd des eaux de surfaces plus radiogénique que celle des eaux de subsurface, associée à une salinité faible de 34.65, suggère un enrichissement lié au ruissellement.

6.1.2 Remobilisation de sédiments d'origine granitique

Tachikawa et al. (2002) suggèrent que la C.I. de Nd de la boîte Atlantique Nord de leur modèle requiert un flux de Nd, caractérisé par $\varepsilon_{Nd} = -24$ et provenant d'une autre source que le ruissellement ou les apports atmosphériques. Cependant, des interactions sédiment/océan provoquant une diminution de C.I. de Nd d'une masse d'eau, n'avaient à ce jour jamais été observées de manière directe. Bien que des augmentations de C.I. de Nd de masses d'eau aient été attribuées à des interactions sédiment/océan, cela ne signifie pas que ce soit possible dans le cas d'une diminution. En effet ces augmentations impliquent la remobilisation de matériel d'origine basaltique (verres volcaniques non cristallisés) alors qu'une diminution requerrait la remobilisation de matériel d'origine granitique, a priori beaucoup mieux cristallisé et donc beaucoup moins soluble.

Roy-Barman et al. (2002), sur la base de mesures du rapport isotopique $\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$, suggèrent que la totalité du matériel particulaire apporté par l'atmosphère et les rivières sur la marge continentale de la mer Ligure (Méditerranée eurafricaine), sont impliqués dans un processus de dissolution partielle, afin d'expliquer le rapport $\frac{^{230}Th}{^{232}Th}$ du bassin méditerranéen ouest. Ce faisant, ils remettent en question une partie des conclusions de Henry et al. (1994), qui imputaient la diminution de C.I. de Nd de l'eau de sortie méditerranéenne (MOW), observée entre les détroits de Sicile et de Gibraltar (-7.5 à -9.5), uniquement à des interactions avec des particules d'origine éolienne. De fait, la marge eurafricaine ayant une C.I. de Nd plus négative que l'eau (-11.5 à -14.5), il est possible que la diminution observée par Henry et al. (1994) fasse aussi intervenir une interaction entre l'eau et le matériel déposé sur les marges. Le peu de données dont nous disposons dans cette région ne permet pas de mieux contraindre le rôle de la source éolienne par rapport à la source des marges sur cette variation de C.I.

En ne considérant que les masses d'eau principales de l'océan mondial, la NADW est la masse d'eau ayant la C.I. de Nd la plus faible. Elle est donc le pôle négatif d' ε_{Nd} de l'océan mondial. Au début de ce travail, l'absence de confirmation de l'existence d'interactions sédiment/océan dans le cas de matériel d'origine cristalline et donc d'explication de la signature de la NADW étaient par conséquent problématiques.

Les conclusions de la section 5.5 sur l'évolution de la C.I. de Nd de la

NWABW est donc la première mise en évidence directe d'interactions sédiment/océan dans le cas de sédiments d'origine granitique. Ce résultat permet d'expliquer la signature de la NADW. De plus, il résout le terme source invoqué par Tachikawa et al. (2002) pour contraindre la signature isotopique de la NADW.

Les compositions isotopiques des eaux de surface du courant du Labrador pourraient aussi refléter des interactions sédiment/océan. Cependant le ruissellement dans cette zone est particulièrement important et contribue certainement significativement aux signatures observées. Ce point n'a malheureusement pas pu être quantifié dans le cadre de ce doctorat.

6.1.3 Processus impliqués dans les interactions sédiment / océan

Les zones où des interactions sédiment/océan ont été observées ou supposées sont toutes caractérisées par une forte énergie hydraulique et/ou une importante surface de contact entre des marges et une masse d'eau :

- Dans des détroits: passage de Timor et détroit de Sumba (Indonésie, Jeandel et al., 1998); détroit de Vitiaz (Papouasie-Nouvelle-Guinée, Lacan & Jeandel, 2001), détroit du Danemark et chenal Faroe-Shetland;
- Dans les bassins fermés : Méditerranée occidentale (intracontinentale; Henry et al., 1994 reconsidéré à la suite de Roy-Barman et al., 2002);
- Dans des courants de bord ouest dans l'hémisphère nord et de bord est dans l'hémisphère sud : courant de la pente de Java (Jeandel et al., 1998); courant de Jan-Mayen; DWBC.

La remobilisation de sédiments a été initialement suggérée par des travaux sur l'aluminium (Moran & Moore, 1991). Des mesures de terrain et en laboratoire suggèrent que l'alternance continue de remise en suspension/dépôt des sédiments au sein de la couche néphéloïde pourrait favoriser la remobilisation d'Al vers l'eau sus-jacente (Tachikawa et al., 2002). Ces processus, favorisés dans des zones de fortes énergies hydrauliques et lorsqu'il y a un contact étroit entre la marge et l'eau, pourraient expliquer les apports et les échanges décrit ci-dessus.

Cependant, il n'existe pas de travaux portant spécifiquement sur ce sujet à l'heure actuelle. Il ne nous est pas possible d'évaluer les rôles relatifs que

jouent divers processus comme la dissolution, l'altération chimique, le piégeage par la formation de produits secondaires ou encore l'augmentation de surface de contact eau/sédiment.

A l'échelle globale, la C.I. de Nd passe de ≈ -13 dans l'Atlantique Nord, à ≈ -8 dans l'océan Indien et à ≈ -4 dans le Pacifique Nord. Cette augmentation moyenne a lieu malgré la dominance de sources négatives sur le pourtour des océans, telles que les grands fleuves (Amazone, Indus, Gange, Bramapoutre, Fleuve Jaune, ...), les apports éoliens de loess ou les marges continentales (côte ouest américaine, Afrique, Australie, ...). La solubilité du matériel basaltique bien supérieure à celles des cristaux, pourrait, via des interactions sédiment/océan, expliquer en partie ce paradoxe.

6.1.4 Résumé

Les résultats obtenus au cours de ce doctorat permettent de confirmer à au moins trois reprises (DSOW, ISOW et NWABW) l'importance des interactions sédiment/océan dans l'acquisition de la signature isotopique des masses d'eaux. De plus ils fournissent la première mise en évidence robuste de ce type de processus dans le cas de sédiments d'origine granitique. Ils confirment l'hypothèse que ces processus semblent se produire dans des zones de forte énergie hydraulique et de forte surface de contact eau/marge. Les mécanismes précis de ces interactions restent à être étudiés.

6.2 Conservativité d' ε_{Nd}

Dans le cadre de cette discussion, la conservativité est définie comme suit : "Un paramètre conservatif n'évolue que par un mélange de masses d'eau". Le caractère conservatif d'une grandeur est lié à son temps de résidence dans l'océan. Cela implique que la conservativité d'un paramètre peut être fonction des échelles de temps et d'espace auxquelles on s'intéresse.

A l'abri d'apports terrigènes intensifs, ε_{Nd} est utilisé comme un traceur conservatif. Cette conservativité, bien que mise en évidence dans plusieurs travaux, ne s'explique pas de manière évidente. Dans ce qui suit, on considérera que l'on se situe à l'abri d'apport terrigènes.

Lors du mélange de deux masses d'eau, si l'une est plus concentrée en Nd que l'autre, et que le Nd se conserve pendant le mélange, la masse d'eau la plus concentrée devrait avoir un impact relatif plus important que l'autre sur la C.I. de Nd du mélange. C'est donc la quantité $\varepsilon_{Nd} \times [Nd]$ qui devrait être conservative. Dans un tel cas, les équations de mélange (cf. sections 4.2 et 4.3) impliquent que la C.I. de Nd est liée à la fraction de mélange, et conséquemment à tout autre paramètre conservatif, par une relation hyperbolique. L'excentricité (approximativement la courbure) de l'hyperbole est fonction de la différence de concentration de Nd des deux pôles, plus cette dernière est petite, plus l'excentricité de l'hyperbole est grande. En règle générale, les concentrations de Nd sont homogènes au sein d'une même région océanique, si bien que l'hyperbole n'est le plus souvent pas distinguable d'une droite. C'est pourquoi on observe souvent la conservativité d' ε_{Nd} non pondérée par la concentration.

Dans certain cas, ε_{Nd} est conservatif, alors que $[Nd]$ ne l'est pas (Piepgras & Jacobsen, 1988; Jeandel, 1993; Jeandel et al., 1998). Cela est partie dû au fait que $[Nd]$ est sensible au *scavenging* (soustraction par les particules chutant), qui n'affecte pas ε_{Nd} . Mais ce mécanisme, s'il explique en grande partie les différences de comportement entre ε_{Nd} et $[Nd]$, ne résout pas entièrement le problème.

Avant ce travail, les mises en évidence de la conservativité d' ε_{Nd} ont toujours été obtenues avec un nombre très faible de données. Pour ces raisons, le non spécialiste des C.I. de Nd de l'eau de mer était en droit de douter de cette conservativité. Le résultat obtenu au sujet des SPMW (cf. section 5.7) fournit une preuve de cette conservativité de manière plus convaincante que tous les autres résultats obtenus jusqu'alors.

Les caractéristiques moyennes des eaux se situant au dessus de la LSW¹ à la plupart des stations de la campagne signature/GINS dans le gyre subpolaire nord atlantique, sont représentées sur la figure 6.2. Ces eaux principalement constituées de SPMW seront nommées SPMW. Les caractéristiques des stations 4 et 5 ne sont pas reportées, car il ne s'agissait pas de stations hydrologiques et seules des mesures de C.I. de Nd et de concentrations de REE, y ont été effectuées (les données de température et de salinité provenant du thermosalinomètre de surface). Les caractéristiques de la station 6 n'ont pas non plus été reportées, car la seule mesure de C.I. de Nd (particulièrement négative) dans la gamme de densité définie correspond à un échantillon de salinité de 33.9, qui n'est pas représentatif de la salinité moyenne dans cette gamme de densité à cette station (34.8). Enfin, les caractéristiques de la station 3 ne sont pas représentées non plus car il a été mis en évidence dans la section 5.5 que cette station est soumise à des apports terrigènes, ce qui implique qu' ε_{Nd} n'y est pas conservatif.

Description de la figure 6.2

- L'alignement des points sur le diagramme Θ - S montre clairement que l'ensemble des SPMW résulte d'un mélange à deux pôles. Le coefficient de détermination de la droite de régression de 0.9 montre l'excellente conservativité des ces deux paramètres dans cette région. En supposant que la salinité est parfaitement conservative, nous pouvons tester celle des autres paramètres mesurés.
- Le diagramme ε_{Nd} - S montre de même la conservativité d' ε_{Nd} dans cette région. Cette démonstration est beaucoup plus robuste que celles publiées jusqu'alors. En effet, ces dernières étaient basées sur :
 - des comparaisons qualitatives des signatures d'une même masse d'eau à différents endroits (Piegras & Wasserburg, 1987; Lacan & Jeandel, 2001);
 - une relation linéaire en fonction de la salinité, basée sur seulement trois points (Jeandel et al., 1998);
 - une relation hyperbolique en fonction du contenu en silice (Piegras & Jacobsen, 1988);
 - une faible relation hyperbolique en fonction de la salinité (Jeandel, 1993).

1. Dont la frontière supérieure a été choisie à $\sigma_{\theta}=27.75 \text{ kg/m}^3$, cf. section 5.7

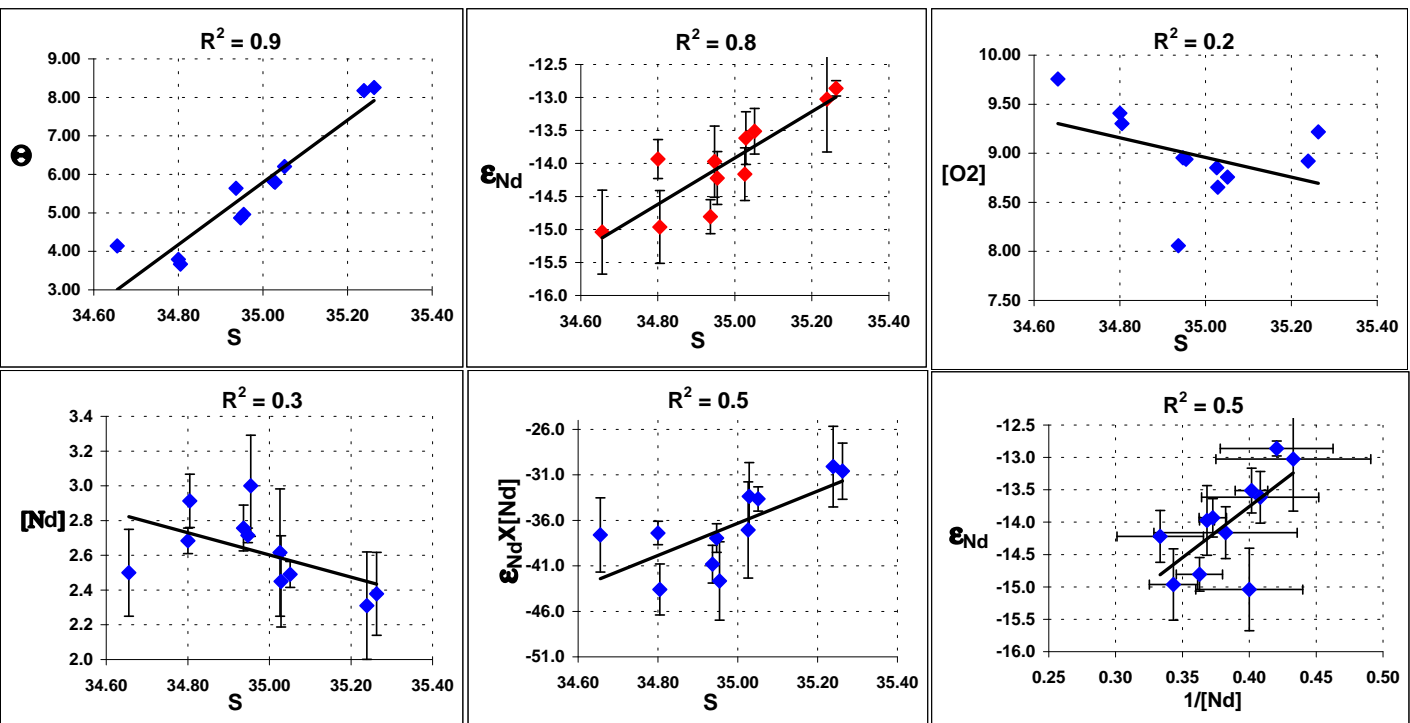


FIG. 6.2 – : Caractéristiques des eaux telles que $\sigma_{\theta} < 27.75 \text{ kg/m}^3$ dans le gyre subpolaire nord atlantique. Dans chaque cas la droite de régression est tracée, son coefficient de détermination, R^2 , est indiqué.

La relation linéaire en fonction de la salinité, basée sur 11 points (valeurs moyennes calculées à partir de 36 échantillons), que nous présentons ici, et dont la droite de régression est caractérisée par un coefficient de détermination de 0.8, est une confirmation nettement plus robuste que les précédentes de la conservativité d' ε_{Nd} .

- Le diagramme $[O_2]$ - S, montre la non conservativité de la concentration en oxygène dans cette région. Cela est cohérent avec la ventilation importante des 1000 premiers mètres du gyre subpolaire nord atlantique.
- Le diagrammes $[Nd]$ - S semble montrer la non conservativité de $[Nd]$. Cependant, compte tenu des barres d'erreurs, la plupart des points peuvent être considérés alignés. Pour vérifier cela nous avons reporté sur la figure 6.3 les concentrations de l'ensemble des échantillons qui ont été utilisés pour calculer les valeurs moyennes. On constate, qu'à l'exception de 4 points, toutes les concentrations, compte tenu des barres d'erreurs, peuvent être considérées comme identiques (environ égales à 2.6 ppt). L'apparente non conservativité de $[Nd]$ s'explique donc en partie par les incertitudes de mesures.

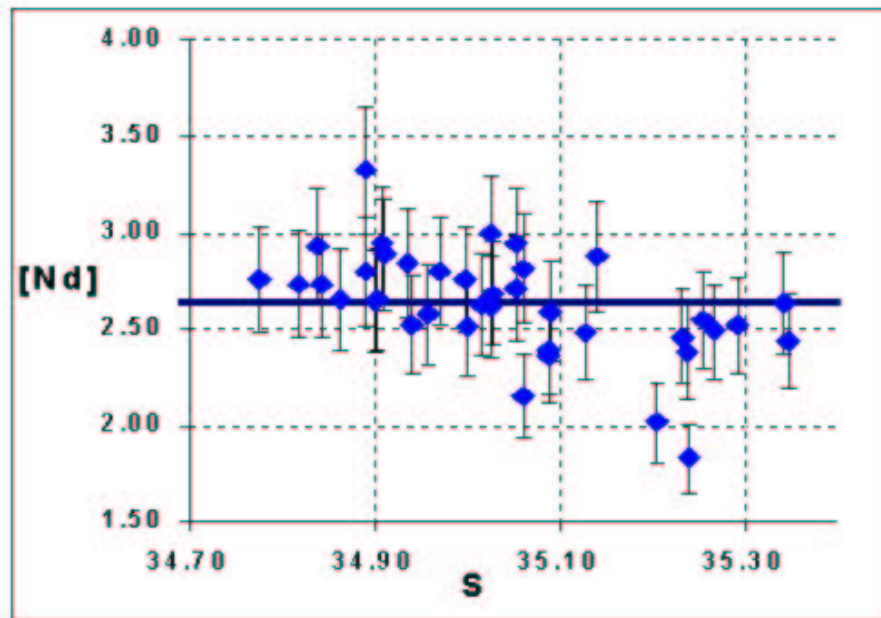


FIG. 6.3 –: Concentrations des échantillons tels que $\sigma_\theta < 27.75 \text{ kg/m}^3$ dans le gyre subpolaire nord atlantique.

- Le diagramme $\varepsilon_{\text{Nd}} \times [\text{Nd}]$ - S semble de même montrer la non conservativité de cette grandeur. Mais ce que nous venons de voir au sujet de $[\text{Nd}]$ suggère que cela est principalement dû aux incertitudes de mesures sur $[\text{Nd}]$.
- Sur le diagramme $\varepsilon_{\text{Nd}} - 1/[\text{Nd}]$, compte tenu des barres d'erreurs, la plupart des points peuvent être considérés alignés. Cependant, deux d'entre eux se situent sous la droite de régression. Cela peut s'expliquer par le fait que ces échantillons ont été sujets au *scavenging*.

Remarque. Piegras et Jacobsen (1988) ont proposé les relations hyperboliques d' ε_{Nd} avec la teneur en silice. Ces auteurs, en mettant en évidence la non conservativité de la concentration de Nd, ont proposé de remplacer ce paramètre par la concentration en silice des différents pôles et échantillons issus du mélange, afin de prendre en compte le poids relatif de chaque réservoir. Cependant, cette démarche n'est pas justifiée d'un point de vue géochimique, compte tenu du fait qu'il n'y a pas de relation directe entre les concentrations en silice et en néodyme. Leurs observations correspondaient néanmoins très bien à leur théorie. Cette relation était basée sur 6 mesures.

Conclusion. Nous avons montré qu' ε_{Nd} non pondéré par la concentration de Nd est conservatif au sein des 1000 premiers mètres du gyre subpolaire nord atlantique. L'absence de pondération par la concentration de Nd est rendue possible car cette dernière peut ici être considérée comme constante. La faible relation linéaire entre $\varepsilon_{\text{Nd}} \times [\text{Nd}]$ et la salinité semble s'expliquer en majeure partie par le faible rapport signal sur bruit qui caractérise la mesure de la concentration de Nd et dans une moindre mesure par l'influence du *scavenging* sur la concentration de Nd de certains échantillons.

Cette étude, basée sur 11 valeurs moyennes calculées à partir de **36 échantillons**, est une confirmation nettement plus robuste que les précédentes de la conservativité de ce traceur dès qu'on s'éloigne des zones de contact intense avec le continent.

6.3 Spécificité du traceur ε_{Nd}

6.3.1 Pourquoi ε_{Nd} ?

Il existe de nombreux autres traceurs conservatifs. La mesure d' ε_{Nd} étant particulièrement exigeante, pourquoi l'utiliser ?

Continuité temporelle :

Le néodyme est naturel, donc il était présent dans le passé et le sera dans le futur. De plus, la préservation de son signal passé dans les sédiments permet des reconstitutions de circulation et d'érosion en paléocéanographie. Sa présence dans le futur assure la possibilité de continuer à l'utiliser et donc à progresser dans la compréhension de son cycle et conséquemment dans la quantification des flux de matières du système Terre. La possibilité d'étudier les signatures isotopiques de masses d'eau, dans le passé, le présent et le futur, est une spécificité dont peu d'autres traceurs sont pourvus.

La température, la salinité, les concentrations en oxygène et en éléments nutritifs, qui sont les paramètres de base de l'océanographie moderne (WOCE), n'ont pas cette spécificité (à part éventuellement la silice dont les taux d'accumulation peuvent être mesurés). Les valeurs passées de ces paramètres sont déduites de mesures d'autres traceurs, des *proxies* (de l'anglais *proxy*, procuration; tels que : $\delta^{18}O$, [Mg/Ca], [Sr/Ca] et les alkénones pour la température; $\delta^{18}O$, associée à un proxy indépendant de température pour la salinité; les taux d'accumulation de P, $\delta^{13}C$ et [Cd/Ca], pour les concentrations en phosphate, Fischer & Wefer, 1999).

Les nombreux traceurs transitoires tels les CFCs, 3H , ^{90}Sr , isotopes de Pu, ^{137}Cs , Pb anthropique et ses isotopes, ^{129}I (liste non exhaustive), introduits dans l'océan sur une période de temps très courte, de l'ordre de quelques dizaines d'années, ont apporté ou apportent aujourd'hui des informations de très grand intérêt, qu'il n'aurait pas été possible d'obtenir avec d'autres techniques. Cependant, leur présence récente et provisoire dans l'océan, ne permet qu'une étude de l'océan moderne. Des comparaisons avec l'océan passé ou futur ne sont ou ne seront pas possibles sur la base de ces traceurs.

Rapport isotopique :

ε_{Nd} est l'expression d'un rapport isotopique, qui n'est modifié dans le réservoir d'étude que par apport de Nd de C.I. différente. Compte tenu de sa forte masse (144.24 g/mol), il n'a pas été observé, à ce jour, de fractionnement isotopique de Nd lors de processus de soustraction (activité biologique par exemple). Cela lui permet de conserver "l'empreinte" d'une masse d'eau, alors que tous les traceurs basés sur la mesure d'une concentration seule, sont modifiés par des processus de dilution tels que des apports d'eau douce pure, des soustractions pure (sans échange) par lessivage particulaire, des précipitations, ou par des processus de concentration, l'évaporation par exemple.

Hétérogénéité géographique :

Nous avons vu à travers de nombreux exemples, que la distribution géographique hétérogène des sources de Nd permet de tracer des origines et des trajectoires de masses d'eau. Les seuls traceurs présentant une hétérogénéité de source comparable à celle d' ε_{Nd} sont les isotopes naturels du Pb ainsi que leurs émissions artificielles. Cependant, les applications de ces isotopes naturels dans l'océan moderne sont bruitées par l'impact du Pb anthropique. A l'inverse, les signatures anthropiques du Pb ne peuvent être suivies que dans des processus très récents (de moins de ≈ 100 ans).

Les autres traceurs qu'ils soient naturels ou artificiels présentent des variabilités géographiques beaucoup plus faibles, tels des gradient nord-sud (CFC), une source uniforme à l'interface air/mer (^{14}C) ou à l'interface sédiment/océan (^{228}Ra et ^{226}Ra).

6.3.2 Complémentarités

L'indispensable. Dans tous les cas, les mesures de Θ et S, sont indispensables à l'interprétation des données d' ε_{Nd} , car elles permettent de connaître la structure physique de l'eau. Les concentrations en oxygène et en éléments nutritifs, sont de même extrêmement utiles, car il s'agit de traceurs pouvant présenter d'importants rapports signaux/bruits et qui sont de plus facilement mesurables. En outre, la mesure de ces paramètres permet de comparer des données avec un grand nombre de données historiques. Il est regrettable à ce propos que les concentrations en éléments nutritifs n'aient pas été mesurées au cours de Signature/GINS.

Temps de transfert et *scavenging* (chronomètres)

Le traceur ε_{Nd} fournit des informations géographiques, mais ne contient aucune information temporelle. C'est pourquoi, un couplage avec un chronomètre tel le ^{231}Pa - ^{230}Th recèle certainement un fort potentiel.

Ces deux isotopes sont les produits de désintégrations radioactives d'isotopes de l'uranium (^{235}U et ^{238}U , respectivement), solubles et distribués de manière conservative. Pa et Th sont produits à des taux fixes et connus dans l'océan. Ils sont tous deux sensibles au *scavenging* (soustraction par les particules chutant). En l'absence de *scavenging* et/ou de ventilation de masse d'eau, les taux de production de ces isotopes dans la colonne d'eau sont constants et les processus réversibles de soustraction par les particules induisent une augmentation linéaire en fonction de la profondeur de leurs distributions. Toute différence observée entre les mesures et ce schéma témoigne de l'existence de *scavenging* et/ou de mélange récent avec une masse d'eau appauvrie ou enrichie en ces traceurs.

Avec un temps de résidence de 50 à 100 ans, le ^{230}Th est plus réactif que le ^{231}Pa (temps de résidence d'environ 1000 ans). Les mesures de ^{230}Th et de ^{231}Pa , sur les phases dissoutes et particulaires, permettent de déconvoluer les variations dues aux *scavenging* et celles dues aux mélanges. Mesurés en deux endroits, ces traceurs permettent de calculer des temps de transfert de masses d'eau (Rutgers van der Loeff & Berger, 1993; Scholten et al., 1995; Vogler et al., 1998; Moran et al., 2001).

L'analyse de ces traceurs permet donc d'obtenir des informations sur l'activité particulaire et les temps de transfert de masses d'eau, informations qui sont complémentaires à celles fournies par ε_{Nd} .

Les sources externes

Sources sédimentaires. Le radium a été couramment utilisé pour tracer des masses d'eau (Rutgers van der Loeff et al., 1995). Le ^{228}Ra (demi-vie de 5.8 ans) et le ^{226}Ra (demi-vie de 1600 ans) ont le même comportement géochimique. Ces deux isotopes sont fournis à l'océan par les sédiments des marges continentales ou des fonds océaniques. Une masse d'eau en contact avec ces sédiments est donc enrichie en Ra. Le rapport $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ d'une masse d'eau décroît après cet enrichissement. Alors que ^{226}Ra peut être utilisé en tant que traceur conservatif, à l'échelle de la plupart des processus océaniques dans l'océan moderne, ^{228}Ra permet d'estimer le temps depuis lequel une masse d'eau a été en contact avec les sédiments. Les isotopes du Pb permettent aussi de tracer l'origine des sources sédimentaires dans certaines conditions, en particulier dans les régions pas (ou peu) contaminées par le Pb anthropique.

Sources éoliennes et ruissellement. Les isotopes du beryllium apportent des informations sur les apports continentaux. L'isotope stable ^9Be est transporté des continents vers l'océan par les rivières et les vents, alors que l'isotope cosmogénique ^{10}Be produit dans l'atmosphère est apporté à l'océan principalement sous forme dissoute par les précipitations. Sachant que les apports pluviaux de ^{10}Be cosmogénique sont plus ou moins uniformes, il en résulte que le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dans la colonne d'eau est fortement influencé par les apports de ^9Be depuis les continents. De ce fait ce rapport pourrait être utilisé comme traceur d'apports continentaux à l'océan (Bourlès et al., 1989; Ku et al., 1990; Brown et al., 1992).

La combinaison des informations données par $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, les isotopes du Pb (sous certaines conditions) et $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, et ε_{Nd} , devrait permettre d'étudier de manière très précise les interactions continent/océan et phase particulaire/phase dissoute, aux frontières des bassins océaniques.

La combinaison de $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, isotopes du Ra et du Pb et ε_{Nd} devrait permettre, à l'abri d'apports terrigènes, d'étudier des origines, trajectoires et temps de transfert de masses d'eau.

Boundary scavenging. La conservativité de ε_{Nd} disparaît lors d'apports de Nd d'origine externe. Comme nous l'avons vu, ces apports sont éoliens, dus au ruissellement ou proviennent des sédiments. Ils sont dominants aux frontières des bassins océaniques. Compte tenu de son temps de résidence, il est probable que le Nd est sensible au phénomène de *boundary scavenging* (soustraction par les flux de particules abondant aux frontières; processus mis en évidence en particulier par R.F. Anderson à partir d'isotopes de Be, Th et Pa, Anderson et al., 1990; Lao et al., 1993).

Cependant, dans le cas du Nd, il est important de souligner, que l'ensemble des études depuis une dizaine d'années suggère une forte influence des marges sur les signatures isotopiques des masses d'eau qui les lèchent, via des processus d'échange n'affectant pas le bilan des concentration de Nd. Ce mécanisme n'affectant probablement pas que le Nd, il faudrait sans doute introduire une notion de "*Boundary exchange*", au lieu de *Boundary scavenging*.

Des études dédiées à ce mécanisme, en couplant les analyses de C.I. de Nd et de concentrations de REE à d'autres traceurs (ex : Pa/Th pour les flux de particules, isotopes du Ra pour le temps écoulé depuis un contact à la marge, isotopes du Pb si la marge est peu contaminée), seraient importantes voir nécessaires à mener. En effet, si ce mécanisme s'avère significatif (ce que nous suspectons sur la base de ε_{Nd} seul), il aura une influence sur la composition chimique moyenne de l'océan. Or celle-ci réagit à toutes sortes de forçages (passés comme des régressions/transgressions ou actuels comme l'apport de polluants) dans lesquels les marges jouent un rôle prédominant.

6.4 Application à la paléocéanographie

6.4.1 Composition actuelle de la NADW

Dans cette section, nous allons étudier les variations de la signature de la proto-NADW qui résulteraient d'éventuelles variations des abondances des différentes masses d'eau prenant part à sa formation. Pour ce faire, nous allons déterminer les compositions actuelles des différentes couches de la proto-NADW, telles qu'identifiées à la station 6 (qui se situe à la sortie du gyre subpolaire nord atlantique, dans le DWBC), en fonction des masses d'eau sources mises en évidence dans le chapitre 5 (DSOW, ISOW, LSW, Eau du Courant du Labrador (LCW), wLDW (LDW de l'ouest), SPMW de l'EGC, SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse). Ces compositions seront déduites d'un certain nombre de suppositions, qu'il ne nous a pas été possible d'éviter. Ces suppositions induisent des incertitudes sur les compositions résultantes et les calculs que nous en déduisons. Cependant, ces résultats s'appliquant à la C.I. de Nd dans des problèmes de paléocéanographie, donc mettant en jeu de fortes variabilités des systèmes dynamiques et/ou des taux d'érosion, ces incertitudes seront considérées acceptables. Ces résultats ne sauraient être extraits de ce cadre.

Schmitz (1996) suggère les compositions suivantes pour les différentes couches de la NADW :

- UNADW : 4 Sv de LSW qui se mélangent avec de l'eau de sortie méditerranéenne;
- MNADW : 2Sv de ISOW + 2 Sv de eLDW + 2 Sv de SPMW;
- LNADW : 3 Sv de DSOW + 3 Sv d'un mélange de LSW et de SPMW + 2Sv de wLDW.

Proto-Upper-NADW :

L'eau de sortie méditerranéenne n'a pas été observée au cours de Signature/GINS. Nous supposons qu'elle n'influence la UNADW qu'en aval de la station 6 et négligerons donc sa contribution. Nous considérerons que la proto-UNADW est composée exclusivement de LSW dont la signature sera choisie égale à la moyenne des observations (5 mesures dans le gyre subpolaire nord atlantique), soit -13.8. Cette valeur est proche de celle mesurée à la station 6 (-13.9). Nous considérerons que cette masse d'eau représente un flux de 4 Sv à la station 6.

Proto-Middle-NADW :

Nous avons vu dans la section 5.6, que la signature de la NEADW ne pouvait pas s'expliquer par la composition suggérée par Schmitz (1996). Une analyse multiparamétrique nous a conduit, pour la NEADW de la station 7, aux proportions suivantes : 24% de LSW + 56% wLDW + 7% de SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse + 13% d'ISOW pure.

Les signatures de ces pôles sont :

- LSW : -13.5^2 ;
- wLDW : -13.5 ;
- SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse (moyenne de 7 échantillons) : -12.9 ;
- ISOW pure : -8.2 .

Les proportions ci-dessus conduisent à -12.8 , ce qui est par définition la valeur mesurée à la station 7.

La NEADW de la station 6 a des caractéristiques significativement différentes de celle de la station 7. Elle est moins salée et légèrement plus chaude. Ces variations peuvent s'expliquer par un mélange avec de la LSW. Les pôles utilisés pour calculer les proportions de mélange sont :

- LSW St. 6 : Caractéristiques du minimum de salinité profond de la station 6 : $S=34.861$, $\Theta=3.0^\circ\text{C}$, $[O_2]=9.29$ mg/L, $\varepsilon_{Nd}=-13.9$;
- NEADW St. 7 : maximum de salinité profond de la station 7 (échantillon le plus pur observé au cours de Signature/GINS) : $S=34.923$, $\Theta=2.614^\circ\text{C}$, $[O_2]=8.96$ mg/L, $\varepsilon_{Nd}=-12.8$;
- NEADW St. 6 : maximum de salinité profond de la station 6: $S=34.903$, $\Theta=2.695^\circ\text{C}$, $[O_2]=9.06$ mg/L, $\varepsilon_{Nd}=-13.2$.

En considérant un mélange conservatif des paramètres S , Θ , $[O_2]$, et ε_{Nd} , on obtient 33, 21, 30 et 36% de LSW, respectivement. Ces valeurs sont relativement différentes, mais il n'a pas été possible de trouver meilleure

2. Cette valeur est de 0.3 unité ε_{Nd} supérieure à la valeur moyenne attribuée à la LSW dans le paragraphe précédent. Cette différence est due au fait que la quantification de la composition de la NEADW réalisée dans la section 5.6 était basée sur le pôle le plus pur de LSW (celui de la station 2), et non sur un pôle moyen. Cependant cette différence est suffisamment faible pour que nous la négligions dans ce qui suit.

explication. Nous considérerons donc que la NEADW de la station 6 résulte du mélange de 70% de NEADW de la station 7 et de 30% de LSW.

Compte tenu de ces résultats, la proto-MNADW est composée de 47% de LSW, 39% de wLDW, 9% d'ISOW pure et 4% de SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse. Ces proportions conduisent à une C.I. de Nd de la proto-MNADW de -13.1, ce qui est très proche de celle mesurée à la station 6 (-13.2).

Bien que la composition de cette masse d'eau soit différente de celle suggérée par Schmitz (1996), nous retiendrons la valeur du flux qu'il propose, soit 6 Sv à la station 6.

Proto-Lower-NADW :

Schmitz (1996) suggère pour la LNADW la composition suivante : 3 Sv de DSOW + 3 Sv d'un mélange de LSW et de SPMW + 2 Sv de wLDW. Sur sa figure 1.22, il indique qu'un des deux Sv de wLDW rejoint le DWBC aux environs de notre station 6, l'autre ne le rejoignant que vers 30°N. Nous avons mis en évidence dans la section 5.5 que des enrichissements terrigènes diminuaient la C.I. de Nd de la NWABW le long de la côte ouest groenlandaise, d'environ 3 unités ε_{Nd} . En supposant que les proportions de LSW et SPMW entraînées sont équivalentes et en considérant ces proportions et ces apports, on aboutit à une C.I. de Nd de -14.3, en très bon accord avec la valeur mesurée (-14.5). Nous considérerons qu'à la station 6, la proto-LNADW représente 7 Sv. Les apports terrigènes ne concernent que les 6 Sv en amont du mélange avec la wLDW.

Résumé :

Les compositions des couches de la proto-NADW actuelle sont considérées comme étant les suivantes :

- proto-UNADW : 100% de LSW (4 Sv);
- proto-MNADW : 47% de LSW + 39% de wLDW + 9% d'ISOW pure + 4% de SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse (6 Sv);
- proto-LNADW : 43% de DSOW + 21.5% de LSW + 21.5% de SPMW de l'EGC + 14% de wLDW (7 Sv).

Les signatures des eaux sources sont les suivantes :

- LSW : -13.8 (moyenne des observations);
- wLDW : -13.5 (définie dans la section 5.2);
- ISOW pure : -8.2 (moyenne des observations);
- SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse : -12.9 (moyenne des observations des station 22 et 23);
- DSOW : -8.9 (moyenne des observations);
- SPMW de l'EGC : -13.8 (Moyenne des échantillons de densités inférieures à 27.75 kg/m^3 des stations 14, 15 et 16).

Compte tenu de ces proportions de mélange et de ces C.I. de Nd, les signatures des proto-UNADW et proto-MNADW sont cohérentes avec les observations (proto-UNADW : -13.8 et -13.9; proto-MNADW : -12.9 et -13.2, pour les valeurs calculées et les valeurs observées, respectivement). La signature de la proto-LNADW s'explique par le mélange décrit ci-dessus auquel s'ajoute une diminution de la C.I. de Nd de 3 unités ε_{Nd} , due aux apports terrigènes (-14.3 et -14.5, pour la valeur calculée et la valeur observée, respectivement).

6.4.2 Variations éventuelles de la signature de la NADW

Compte tenu des résultats de la section précédente nous pouvons calculer les compositions isotopiques des différentes couches de la proto-NADW, qui résulteraient de variations dans l'abondance des masses d'eau sources ou des apports terrigènes. Pour ce faire, nous modifierons les contributions des différentes sources de Nd (masses d'eau ou apports terrigènes), en supposant que cela n'a pas d'influence sur les autres sources. Cela est évidemment une approximation irréaliste, mais toute autre démarche demanderait une étude approfondie qui sort du contexte de ce travail.

L'influence des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise sera considérée égale à une diminution de 3 unités ε_{Nd} , de la signature de NWABW passant à cet endroit. Cette technique introduit une approximation supplémentaire. Si la C.I. ou le flux des eaux passant le long de la pente ouest groenlandaise changent, l'influence des apports changera aussi. Cependant, comme nous l'avons précisé dans la partie 6.1, les variations de signatures des masses d'eau sont souvent négligeables par rapport aux variations induites

par des apports terrigènes.

Nous rappelons ici, les signatures des couches de la proto-NADW calculées pour l'océan moderne :

- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-UNADW}) = -13.8$ (4 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW}) = -12.9$ (6 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW}) = -14.3$ (7 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-NADW moyen}) = -13.7$.

Extinction des débordements des Mers Nordiques :

Supposons une extinction des débordements des Mers Nordiques. La proto-UNADW n'est pas affectée par ce changement. La proto-MNADW contient à l'origine 9% d'ISOW. Nous supprimons cette contribution et supposons que les contributions relatives des autres masses d'eau augmentent proportionnellement. On obtient alors la composition suivante pour la proto-UNADW : 52% de LSW, 43% de wLDW et 4% de SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse.

De la même manière, pour la proto-LNADW, dont la composition faisait intervenir 43% de DSOW, les proportions relatives des différentes masses d'eau la formant sont modifiées : 38% de LSW, 38% de SPMW de l'EGC et 24% de wLDW. En ce qui concerne les apports terrigènes intéressant une partie seulement de la proto-LNADW (ils ne concernent pas la wLDW), leur influence est réduite puisqu'ils ne concernent plus qu'une fraction moins importante de la proto-LNADW (cette réduction est légère, les eaux concernées représentent 76% au lieu de 86% de la proto-LNADW).

Les signatures des différentes couches de la proto-NADW calculées sont les suivantes, les flux d'eau restant sont indiqués :

- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-UNADW}) = -13.8$ (4 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW}) = -13.5$ (5.5 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW}) = -16.3$ (4 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-NADW moyen}) = -14.4$.

La signature de la proto-MNADW diminue de 0.6 unité ε_{Nd} , ce qui n'est pas significatif. En revanche celle de la proto-LNADW diminue de 2 unités ε_{Nd} . La signature moyenne de la proto-NADW diminue de 0.7 unité ε_{Nd} , ce qui n'est pas significatif. Ces résultats suggèrent qu'une extinction des débordements des Mers Nordiques n'affecterait significativement que la signature de la proto-LNADW.

Extinction de la production de LSW :

Dans cette éventualité, la proto-UNADW disparaît.

Dans le cas de la proto-MNADW, les proportions étaient de 24% de LSW, 56% de wLDW, 7% de SPMW de l'intervalle Islande-Ecosse et de 13% d'ISOW pure. Elles passent à : 74% de wLDW, 9% de SPMW de l'intervalle Islande Ecosse et 17% d'ISOW pure. Elles conduisent à $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW})=-12.5$.

Dans le cas de la proto-LNADW, les proportions étaient de 43% de DSOW, 21% de LSW, 21% de SPMW et 14% de wLDW. Elles passent à : 54% de DSOW, 27% de SPMW et 18% de wLDW. Elles conduisent (sans oublier les apports terrigènes) à $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW})=-13.4$.

Les signatures des différentes couches de la proto-NADW calculées sont les suivantes, les flux d'eau restants sont indiqués :

- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-UNADW})= \text{inexistante};$
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW})=-12.5$ (3.2 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW})=-13.4$ (5.5 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-NADW moyen})=-13.1$.

La signature de la proto-MNADW augmente de 0.4 unité ε_{Nd} , ce qui n'est pas significatif. Celle de la proto-LNADW augmente de 0.9 unité ε_{Nd} , ce qui est à peine significatif. La signature moyenne de la proto-NADW augmente de 0.6 unité ε_{Nd} , ce qui n'est pas significatif. Ces résultats suggèrent qu'une extinction de la production de LSW, n'aurait d'influence que sur la signature de la proto-LNADW et ce de manière très faible.

Doublement des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise

Dans l'éventualité d'un doublement des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise, les signatures des couches de la proto-NADW sont les suivantes :

- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-UNADW}) = -13.8$ (4 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW}) = -12.9$ (6 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW}) = -16.9$ (7 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-NADW moyen}) = -14.8$.

Seule la signature de la proto-LNADW est modifiée. Elle diminue de 2.6 unités ε_{Nd} , ce qui est largement significatif. La signature moyenne de la proto-NADW diminue de 1.1 unités ε_{Nd} , ce qui est aussi significatif.

Arrêt des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise :

Dans l'éventualité de l'extinction des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise, les signatures des couches de la proto-NADW sont les suivantes :

- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-UNADW}) = -13.8$ (4 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-MNADW}) = -12.9$ (6 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-LNADW}) = -11.7$ (7 Sv);
- $\varepsilon_{Nd}(\text{proto-NADW moyen}) = -12.6$.

On obtient le résultat inverse du précédent, seule la signature de la proto-LNADW est modifiée. Elle augmente de 2.6 unités ε_{Nd} , ce qui est largement significatif. La signature moyenne de la proto-NADW augmente de 1.1 unités ε_{Nd} , ce qui est aussi significatif.

Résumé :

Contrairement à ce qui était supposé, les variations drastiques de circulation testées ne semblent pas influencer la signature moyenne de la proto-NADW de manière significative (0.7 et 0.6 unité ε_{Nd} , dans les deux situations testées). En revanche, la proto-LNADW, qui est la plus sensible des couches de la proto-NADW (selon ces tests), enregistre des variations significatives de sa C.I. de Nd : diminution de 2 unités dans le cas d'une extinction des débordement des Mers Nordiques (-14.3 \Rightarrow -16.3); augmentation de 0.9 unité dans le cas d'une extinction de la production de LSW (-14.3 \Rightarrow -13.4). D'éventuelles variations passées de circulation, telles que celles envisagées ci-dessus, pourraient donc être identifiées, par l'analyse de supports enregistrant la signature des eaux de fond.

Un doublement, de même qu'une extinction, des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise, influencerait fortement sur la signature de la proto-LNADW (respectivement, diminution et augmentation de 2.6 unités : -14.3 \Rightarrow -16.9 et -14.3 \Rightarrow -11.7). Ces variations n'affectant que la proto-LNADW, les variations de la signature moyenne de la proto-NADW sont plus faibles, 1.1 unités, ce qui reste significatif.

Ces résultats sont en bon accord avec ceux de Tachikawa et al. (2002), qui en fonction de résultats de leur modèle, concluent que les variations de signatures isotopiques enregistrées dans les croutes ou les nodules de ferromanganèse, ne reflètent pas nécessairement des variations de circulation, mais peuvent aussi refléter des variations d'érosion continentale.

Il sont aussi en très bon accord avec von Blanckenburg et Nägler (2001), qui, en fonction de résultats de modèles en boîte des compositions isotopiques de Pb et Nd, concluent que les variations de compositions d'isotopes radiogéniques des croutes de ferromanganèse de l'Atlantique Nord Ouest, ne sont pas dues à des variations de formation de LSW, mais à des variations de niveaux d'érosion dues aux glaciations du Groenland et du Canada.

Conclusion

Les objectifs de ce doctorat étaient, d'une part, d'améliorer notre connaissance du traceur ε_{Nd} et, d'autre part, d'utiliser ce traceur pour mieux comprendre la circulation dans le nord de l'Atlantique Nord.

Dans ce but, nous avons réalisé la mesure de la composition isotopique de néodyme (C.I. de Nd) de près de 200 échantillons d'eau de mer, prélevés au cours de la campagne Signature/GINS, en été 1999, dans les Mers Nordiques et l'Atlantique Subarctique. Nous avons, de plus, mesuré les concentrations de terres rares de plus de 250 échantillons. Ce jeu de données de C.I. de Nd est six fois supérieur à ceux utilisés dans les travaux publiés précédemment. Il porte de ≈ 300 à ≈ 500 le nombre de données de C.I. de Nd existant à ce jour dans l'océan.

Nous avons réalisé une synthèse bibliographique approfondie de l'hydrologie de la zone d'étude, ainsi qu'une synthèse succincte de sa géologie/géochimie.

Nous avons interprété les données de C.I. et de concentration de Nd en relation avec la circulation et la géologie de la zone d'étude. Ces interprétations sont issues de l'analyse conjointe de nos données et des données hydrologiques (Θ , S et la concentration en oxygène). Des données d'autres traceurs (CFC, SF6) mesurées au cours de la campagne dans les Mers Nordiques, ont été utilisées dans certains cas.

Résultats concernant la circulation

Nous confirmons que l'Eau Subarctique Intermédiaire (SAIW) identifiée à 56.4°N - 27.8°W , provient du courant du Labrador (origine suggérée par Arhan, 1990). Ceci résulte, en premier lieu, d'une interprétation qualitative, rendue possible par une configuration favorable de la distribution des C.I. de Nd, et, en second lieu, d'une quantification.

Nous suggérons que l'Eau Profonde de la Mer de Norvège (NSDW) identifiée dans le sud est du bassin des Lofoten provient directement de la mer

du Groenland et n'est pas advectée dans un courant de bord est depuis le bassin de Norvège.

Nous suggérons que de l'Eau d'Irminger (IW) est transportée depuis le Courant d'Irminger Nord Islandais (NIIC) jusqu'aux côtes groenlandaise dans des structures tourbillonnaires. Cela met en évidence une présence d'eau atlantique "chaude" à des latitudes déjà très septentrionales. L'enregistrement des signatures isotopiques dans les sédiments du fjord pourrait permettre de reconstruire à haute résolution d'éventuelles variations de l'extension vers le nord de ces flux d'eau d'origine subtropicale.

Nous mettons en évidence que l'ensemble des eaux de densité supérieures à 27.75 kg/m^3 du gyre subpolaire nord atlantique, peut s'expliquer par un mélange à deux pôles, l'Eau Centrale Nord Atlantique (NACW) et l'Eau du courant du Labrador LCW). Ce mélange a été quantifié, en particulier dans le cas des eaux présentes au-dessus de la ride Islande-Ecosse.

Les C.I. de Nd sont en accord avec les schémas de formation des couches supérieures et inférieures de la proto-NADW publiés au cours de la dernière décennie (LSW et NWABW, respectivement).

En revanche, la signature de la couche centrale de la proto-NADW (NEADW) est en désaccord avec l'état actuel des connaissances sur la formation de cette masse d'eau. Une analyse multiparamétrique basée sur Θ , S, la concentration en oxygène et ε_{Nd} , suggère qu'elle se compose de 24% de LSW, 56% de wLDW, 7% de MNAW et NAW et 13% d'ISOW pure, alors que les valeurs admises sont : 33% d'un mélange de LSW, MNAW et NAW, 33% de eLDW et 33% d'ISOW pure.

Résultats concernant ε_{Nd}

Nos résultats permettent une première approche de la variabilité temporelle de la C.I. de Nd de masses d'eau, dans une région sensible aux foçages climatiques. Aucune variation significative n'est observée entre le début des années 1980 (1981 et 1983) et 1999, ce qui signifie qu' ε_{Nd} intègre probablement les variabilités dynamiques sur cette échelle de temps.

Nous montrons la conservativité de ce traceur de manière plus robuste que par le passé. Nous donnons un exemple dans lequel ε_{Nd} est plus conservatif que la température.

Nous mettons en évidence clairement et pour la première fois, l'influence d'apports terrigènes provenant de sédiments d'origine granitique, cristalline (et anciens) sur la signature d'une masse d'eau.

Nous confirmons l'importance de l'influence des formations basaltiques sur la signature des masses d'eau, via le contact aux marges. Cela confirme

de précédents résultats (Jeandel et al., 1998; Lacan & Jeandel, 2001).

Nous confirmons qu'une forte énergie hydraulique ainsi qu'une importante surface de contact entre l'eau et la marge (ex : détroits) favorisent l'influence d'apports terrigènes provenant de sédiments sur les masses d'eau.

Nous suggérons que la signature isotopique d'une masse d'eau à la suite d'interactions sédiment/océan, dans ces régions de forte énergie hydraulique, ne dépend que marginalement de la signature de la masse d'eau avant cette interaction. En d'autres termes, ε_{Nd} perdrait une grande partie de la mémoire des circulations situées en "amont" des sites où se produisent de telles interactions.

La signature négative de la NADW, longtemps restée mal quantifiée est expliquée comme suit :

Des apports terrigènes d'origine canadienne confèrent à la LCW une signature très négative (≈ -18). Via l'intégration de cette masse d'eau dans la formation de la LSW, ces apports expliquent la signature négative de la proto-UNADW (≈ -13.8).

La valeur négative de la proto-MNADW (≈ -12.9), s'expliquent par les signatures des LSW (≈ -13.8) et wLDW (≈ -13.5) représentant une fraction importante de cette masse d'eau.

La valeur négative de la proto-LNADW (≈ -14.5) résulte de l'influence d'apports terrigènes provenant de la marge groenlandaise sur la WNABW (caractérisée par des ε_{Nd} atteignant ≈ -43). Ces apports diminuent la C.I. de cette masse d'eau d'environ trois unités ε_{Nd} .

Une étude sommaire de sensibilité à d'éventuelles variations de circulation ou d'érosion, suggère que la signature de la NADW dans son ensemble n'est pas réellement sensible aux changements drastiques envisagés. En revanche la signature de la couche inférieure de la NADW, plus sensible que les deux autres (dans les scénarii proposés), permettrait de tracer ces variations.

Dans le cas d'une extinction des débordements des mers Nordiques, cette signature diminuerait de 2 unités ε_{Nd} ($-14.3 \Rightarrow -16.3$).

Dans le cas d'une extinction de la production de LSW, elle augmenterait de 0.9 unités ε_{Nd} ($-14.3 \Rightarrow -13.4$).

Enfin dans le cas d'une extinction des apports terrigènes de la pente ouest groenlandaise, elle augmenterait de 2.6 unité ε_{Nd} ($-14.3 \Rightarrow -11.7$).

Ces résultats confirment des études de modélisation suggérant que des variations d'érosion modifient significativement, voir majoritairement la signature isotopique des masses d'eau.

Nous avons souligné les spécificités du traceur ε_{Nd} et mis en évidence la complémentarité des informations qu'il fournit avec celles d'autres traceurs (^{231}Pa , ^{230}Th , $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ et $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$).

L'usage simultané de ces outils, dans le cadre de véritables études multi-traceurs, c'est-à-dire de projets concertés, devrait permettre d'améliorer significativement notre connaissance de la circulation océanique et est indispensable à la compréhension des cycles géochimiques dans l'océan, et en particulier du *Boundary scavenging* (ou *Boundary exchange*).

Perspectives

Perspectives directement liées à ce doctorat

Notre travail a produit des résultats concernant les trajectoires et les mélanges de masses d'eau. Nous avons souligné la complémentarité des traceurs ^{231}Pa - ^{230}Th avec ε_{Nd} . Une étude concertée, dans la même région, utilisant l'ensemble de ces traceurs, permettrait de contraindre l'aspect temporel de nos résultats. Elle permettrait aussi de mieux contraindre leur aspect spatial et les flux particulières. C'est un projet que je propose de mener à bien, l'année prochaine (dans le cadre de mon "post-doc" en collaboration avec R. François, au *Woods Hole Oceanographic Institution*, Etats-Unis). Les mesures de l'ensemble de ces traceurs seront réalisées sur un même échantillon, ce qui renforcera notablement la robustesse des interprétations. En outre, les échantillons que nous allons mesurer proviennent du sud du bassin d'Islande, une zone peu documentée dans Signature/GINS. Ces résultats permettront de répondre à des questions non résolues dans le cadre de ce doctorat. En particulier, nous pourrons probablement mesurer la eLDW.

Le nombre important de données de C.I. de Nd que nous avons produit au cours de ce travail (≈ 200), ajouté au nombre des données historiques de la zone d'étude (≈ 40), permet d'envisager de confronter ces résultats à ceux de simulations numériques de la circulation. Ce point est l'objet d'un axe transverse de la prospective 2003-2006 du LEGOS, dont je suis co-initiateur (avec C. Jeandel et N. Ayoub). Il constitue aussi un sujet de stage de Diplôme d'Etudes Approfondies, proposé au sein du LEGOS, auquel je collaborerai. Ce projet, bien que fortement exploratoire, a pour but, d'une part, de mieux comprendre l'information contenue dans le traceur géochimique et de mieux identifier ses sources, puits et transformations, et d'autre part, d'évaluer la capacité du modèle OPA à reproduire les distributions observées dans la région étudiée.

Un autre point qu'il me semble important de faire progresser, est la compréhension de la manière dont ε_{Nd} est modifié au contact des marges océaniques. Les processus d'échange aux marges jouent un rôle important dans l'acquisition des C.I. de Nd des masses d'eau. Ce mécanisme, que nous nommons "*Boundary exchange*" dans ce travail, n'affectant probablement pas que le Nd, pourrait influencer significativement la chimie d'autres traceurs, voire la chimie moyenne de l'océan. Une étude dédiée à cette problématique me semble donc incontournable.

Elle devra s'appuyer sur des études de laboratoire (ex : cinétique de dissolution de différents matériaux affleurant, granitiques ou basaltiques) et sur des mesures in situ. Ces dernières devront être réalisées dans deux sites soigneusement sélectionnés, l'un de type basaltique et l'autre de type granitique, et baignant dans des eaux de C.I. de Nd différentes (au large de la Papouasie-Nouvelle-Guinée ou du Japon et dans le nord de l'océan Indien, par exemple). Il sera important d'associer les mesures du couple ε_{Nd}/REE à celles d'autres traceurs ainsi qu'à une contrainte sérieuse de la dynamique des sites étudiés. Parmi ces traceurs, seront indispensables : le couple $^{231}Pa/^{230}Th$ pour quantifier les flux; le couple $^{228}Ra/^{226}Ra$ pour quantifier le temps écoulé depuis le contact à la marge; les isotopes du Pb car leurs C.I. peuvent aussi refléter la dissolution de matériel; le couple $^{10}Be/^{9}Be$ pour identifier les apports continentaux.

Le cadre d'une étude, comme la dernière citée, s'appuyant fortement sur les interactions dissous/particulaire serait l'occasion de mener une réflexion sur le problème de la filtration des échantillons. Nous avons en effet été gênés à plusieurs reprises au cours de ce travail par l'incohérence de mesures des échantillons filtrés et non filtrés. Notamment, nous avons constaté des concentrations d'échantillons filtrés supérieures à celles des échantillons non filtrés. Ce problème n'est pas nouveau, mais une stratégie claire à ce sujet n'est pas établie à ce jour au sein de la communauté des géochimistes marins.

Perspectives d'ordre général

La géochimie marine est en mesure de fournir des informations de grandes qualités et inaccessibles aux autres disciplines sur le fonctionnement du système océanique et ses liens avec les autres réservoirs terrestres, en particulier les continents (taux de transfert de masses d'eau, flux particuliers, reconstructions passées, impacts anthropiques...). Les progrès technologiques permettent d'améliorer constamment la résolution et la qualité des données. Les développements récents des ICPMS, en particulier l'avènement de la multi-collection et surtout du secteur magnétique, ouvrent de nouvelles possibilités.

Cela étant, de nombreuses incertitudes existent encore au sujet des cycles des différents traceurs géochimiques et les bases de données restent pauvres. Pour ces raisons, je suis convaincu qu'il faut développer cette discipline dans les décennies à venir.

Les interprétations de mesures de traceurs géochimiques sont souvent limitées par le nombre réduit de paramètres mesurés sur un même échantillon. Ceci résulte du fait que les grands programmes océanographiques qui ont prévalu depuis la fin des années 80 (en particulier WOCE - *World Ocean Circulation Experiment* - et JGOFS - *Joint Global Ocean Flux Study* -), ne prévoyaient pas de mesures de ce type. Les géochimistes ont donc souvent dû se greffer de manière sporadique à des campagnes en mer, en fonction d'opportunités. Ce fut le cas, entre autre, du projet Signature qui a servi de cadre à ce travail. Cet état de fait n'a pas encore permis des études complètes et concertées, permettant d'appréhender de façon précise les flux aux interfaces et au sein de l'océan.

C'est pourquoi il me semble indispensable que des concertations aient lieu entre les communautés suivantes : océanographie physique - biologie marine - géochimie marine - géologie - météorologie ; ceci afin de définir des stratégies adaptées pour répondre à des questions précises.

En particulier, ces concertations pourraient aboutir à des projets "multi-traceurs", qui donneraient lieu à des mesures de multiples paramètres, sur un même échantillon, le long de sections stratégiques par exemple, ou encore à des campagnes dédiées à la question du "*Boundary exchange*", décrite ci-dessus. C'est ce qui sera réalisé dans le cadre du programme international GEOSECS II, si celui-ci voit le jour, ce que je souhaite personnellement fortement.

Dans ce contexte, la compétence que j'ai acquise et mes goûts personnels me feraient m'orienter vers des études particulièrement approfondies de l'hydrologie (du type de celle proposée dans cette thèse) afin de mettre au point les stratégies d'échantillonnage. Elles ne pourront se faire qu'en interaction avec les océanographes physiciens, et éventuellement via l'usage de simulations numériques de circulation (de type MERCATOR, par exemple).

J'aimerais particulièrement m'investir dans des études couplant la physique et la géochimie, et cela autour de questions de transport, trajectoires, histoires (et éventuellement mémorisation de cette histoire) des masses d'eau.

Les acquisitions à venir d'un nouveau tandétron au CEREGE (Aix en Provence) et d'une ICPMS à secteur magnétique à l'observatoire Midi-Pyrénées (Toulouse), vont offrir la possibilité d'analyser avec une efficacité accrue, d'une part, l' ^{129}I et le couple $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$, et d'autre part, le ^{231}Pa et le ^{230}Th (l' ^{129}I est un traceur artificiel des trajectoires et des temps de transit des masses d'eaux).

Nous aurons donc en France l'opportunité de développer des projets couplant traceurs de sources et de mélanges de masses d'eau et des chronomètres de processus de *scavenging* et de ventilation.

Annexe A

Programme de traitement des données ICP-MS

```

Option Explicit
Sub REE()
'
    Dim listingicp, nomechantillon, nompesee, traitement, jour As String
    Dim premiereligne, i, j, k, nbrligneparech, nbricp, icpasuivant, choix, position As Integer
    Dim concIn, concRe, Ceojour, concNd, ConcYb As Double

' MODULE GENERAL
' ouvre model.xls et le sauve sous traitement.xls
    traitement = InputBox("entrez le nom du fichier resultat")
    Workbooks.Open FileName:="C:\Francois\ICP-MS\Traitement\model.xls"
    Workbooks("model.xls").SaveAs FileName:= _
        "C:\Francois\ICP-MS\Traitement\" & traitement
    concIn = InputBox("entrez la concentration d'In dans In-Re en ppm")
    concRe = InputBox("entrez la concentration de Re dans In-Re en ppm")
    Ceojour = InputBox("entrez Ceojour (valeur de l'ordre de 1)")
    concNd = InputBox("entrez la concentration de Nd dans le spike en ppb")
    ConcYb = InputBox("entrez la concentration d'Yb dans le spike en ppb")
    Sheets("model").Activate
    ActiveSheet.Cells(13, 3) = concIn
    ActiveSheet.Cells(14, 3) = concRe
    ActiveSheet.Cells(15, 3) = concNd
    ActiveSheet.Cells(16, 3) = ConcYb
    ActiveSheet.Cells(17, 3) = Ceojour
    nompesee = InputBox("entrez le nom du fichier de pesee situé dans le repertoire traitement")
    Workbooks.Open FileName:="C:\Francois\ICP-MS\Traitement\" & nompesee
' ouvre le listing
    listingicp = InputBox _
        ("entrez le nom du fichier de donnees ICP se trouvant dans le repertoire listingICP")
    Workbooks.Open FileName:="C:\Francois\ICP-MS\listingICP\" & listingicp
' demande la premiere ligne du listing et compte le nombre de ligne par echantillon
    premiereligne = InputBox("entrez le numero de la 1ere ligne du listing ICP")
    jour = Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(1, 1)
    i = 2
    Do While Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i, 1) <> jour
    i = i + 1
    Loop
    nbrligneparech = i - 1

'Remplissage des icp
    Workbooks(listingicp).Activate
    j = 0
    i = premiereligne
    Do While Cells(i, 1) <> ("")
    If Cells(i, 1) Like ("ICPA*") Then
        Range(Cells(i + 2, 3), Cells(i + 32, 4)).Copy
        Workbooks(traitement).Sheets("ICP").Activate
        ActiveSheet.Range(Cells(4, 5 + 2 * j), Cells(34, 6 + 2 * j)) _
            .PasteSpecial Paste:=xlPasteValues
        Cells(2, 6 + 2 * j) = Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i - 1, 5)
        Cells(1, 5 + 2 * j) = ("ICPA")
        Cells(2, 5 + 2 * j) = Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i - 1, 1).Row
        Workbooks(listingicp).Activate
        j = j + 1
    End If
    i = i + 1
    Loop
End Sub

```

```

    End If
    i = i + 1
Loop
nbricp = j
' copie des conc icp de icp vers model
Workbooks(traitement).Sheets("ICP").Activate
ActiveSheet.Range(Cells(4, 2), Cells(34, 2)).Copy
Sheets("model").Activate
ActiveSheet.Range(Cells(43, 6), Cells(73, 6)).PasteSpecial Paste:=xlPasteValues

' MODULE A REPETER A CHAQUE ECHANTILLON

i = premiereligne
j = 0
Do While Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i, 1) <> ("")
If Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i + 1, 1) Like ("#*") Then
Workbooks(traitement).Sheets("model").Copy _
before:=Workbooks(traitement).Sheets("model") 'nouvelle feuille
nomechantillon = Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i + 1, 1) 'on la renomme
Workbooks(traitement).ActiveSheet.Name = nomechantillon
Cells(1, 2) = nomechantillon
Cells(2, 2) = Workbooks(listingicp).Sheets(1).Cells(i, 5) 'heure
'
copie les coups echantillon
Workbooks(listingicp).Activate
ActiveWorkbook.Sheets(1).Range(Cells(i + 3, 3), Cells(i + 33, 4)).Copy
Workbooks(traitement).Activate
ActiveWorkbook.Sheets(nomechantillon).Range("C43:D73").PasteSpecial Paste:=xlPasteValues
'copie les pesees
With Workbooks(traitement).Sheets(nomechantillon)
.Cells(6, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 1)
.Cells(7, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 2)
.Cells(8, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 3)
.Cells(9, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 4)
.Cells(10, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 5)
.Cells(11, 3) = Workbooks(nompesee).Sheets(1).Cells(3 + j, 6)
End With
'recherche de ICPA suivant
icpasuivant = 0
For k = 0 To nbricp - 1 Step 1
If Workbooks(traitement).Sheets("ICP").Cells(2, 5 + 2 * k) > i Then
icpasuivant = (5 + 2 * k)
k = nbricp
End If
Next
If icpasuivant = 0 Then
MsgBox ("probleme icpa suivant")
Stop
End If
'collage des icpa
collageicp traitement, nomechantillon, icpasuivant, 1
MsgBox ("1) resultats avec ICPA precedent:")
collageicp traitement, nomechantillon, icpasuivant, 2
MsgBox ("2) resultats avec moyenne ICPA :")
collageicp traitement, nomechantillon, icpasuivant, 3
MsgBox ("3) resultats avec ICPA suivant:")

```

```

choix = InputBox("votre choix: 1, 2 ou 3")
Select Case choix
  Case 1
    collageicp traitement, nomechantillon, icpasuivant, 1
    MsgBox ("1) resultats avec ICPA precedent:")
  Case 2
    collageicp traitement, nomechantillon, icpasuivant, 2
    MsgBox ("2) resultats avec moyenne ICPA :")
  Case 3
    MsgBox ("3) resultats avec ICPA suivant:")
End Select
'incremente les indices pour avancer dans les fichiers pesee et listing et sauve la nouvelle feuille
j = j + 1
i = i + nbrligneparech
Else
i = i + nbrligneparech
End If
ActiveWorkbook.Save
Loop

MsgBox ("merci d'avoir joué avec nous")

End Sub
Private Sub collageicp(traitement, nomechantillon, icpasuivant, position)
Dim lignedebut, colonnedebut, ligneфин, colonneфин As Integer
Select Case position
  Case 1
    lignedebut = 4
    colonnedebut = icpasuivant - 2
    ligneфин = 34
    colonneфин = icpasuivant - 1
  Case 2
    lignedebut = 129
    colonnedebut = icpasuivant - 3
    ligneфин = 159
    colonneфин = icpasuivant - 3
  Case 3
    lignedebut = 4
    colonnedebut = icpasuivant
    ligneфин = 34
    colonneфин = icpasuivant + 1
End Select
Workbooks(traitement).Sheets("ICP").Activate
ActiveSheet.Range(Cells(lignedebut, colonnedebut), Cells(ligneфин, colonneфин)).Copy
Sheets(nomechantillon).Range("g43").PasteSpecial Paste:=xlPasteValues
Sheets(nomechantillon).Activate
End Sub

```

Annexe B

Spectres de REE

Un spectre de REE est le rapport des concentrations mesurées dans un échantillon sur les concentrations d'un échantillon de référence. L'échantillon de référence choisit pour ce travail est le PAAS (*Post-Archean Australian Sedimentary rocks*, roches Sédimentaires Australiennes Post-Archéennes), supposé représenter la croûte continentale supérieure (Taylor & McClennan, 1985). Les concentrations de REE dans l'eau de mer, étant très inférieures à celles de la matière solide, on divise les concentrations de l'échantillon de référence par 10^6 .

Cette normalisation a pour but non seulement d'éliminer les variations d'abondances relatives bien connues des REE, mais aussi de permettre en première approximation d'évaluer des fractionnements par rapport à la source continentale. Les concentrations en REE du PAAS sont reportées dans le tableau B.1.

Un spectre de REE marin est caractérisé par l'anomalie de Ce (notée Ce^*) et le fractionnement des REE lourdes par rapport aux REE légères (noté La/Lu). Ces deux grandeurs sont calculées de la manière suivante :

$$Ce^* = \frac{Ce_n}{(La_n + Pr_n)/2}$$

$$La/Lu = \frac{La_n}{Lu_n}$$

où l'indice "n" signifie qu'il s'agit des concentrations normalisées.

Un spectre est dit "marin" quand ces caractéristiques témoignent d'un séjour prolongé dans l'océan, en l'absence d'apport lithogéniques. Ces caractéristiques sont :

- une anomalie négative prononcée de Ce, qui se traduit par des valeurs de Ce^* de l'ordre de 0.2 à 0.3;
- un enrichissement en REE lourdes par rapport aux REE légères, qui se traduit par des valeurs de La/Lu de l'ordre de 0.3 à 0.4.

Des valeurs de ces paramètres supérieures à ces dernières témoignent d'apports lithogéniques récent. Des exemples des deux types de spectres sont représentés sur la figure B.1.

	$\mu\text{mol/kg}$
La	275
Ce	568
Pr	62.7
Nd	235
Sm	36.9
Eu	7.1
Gd	29.6
Tb	4.9
Dy	28.8
Ho	6
Er	17
Tm	2.4
Yb	16.3
Lu	2.5

TAB. B.1 –: Concentrations de REE dans les roches Sédimentaires Australiennes Post-Archéennes (Post-Archean Australian Sedimentary rocks, PASS), d'après Taylor et McLennan (1985).

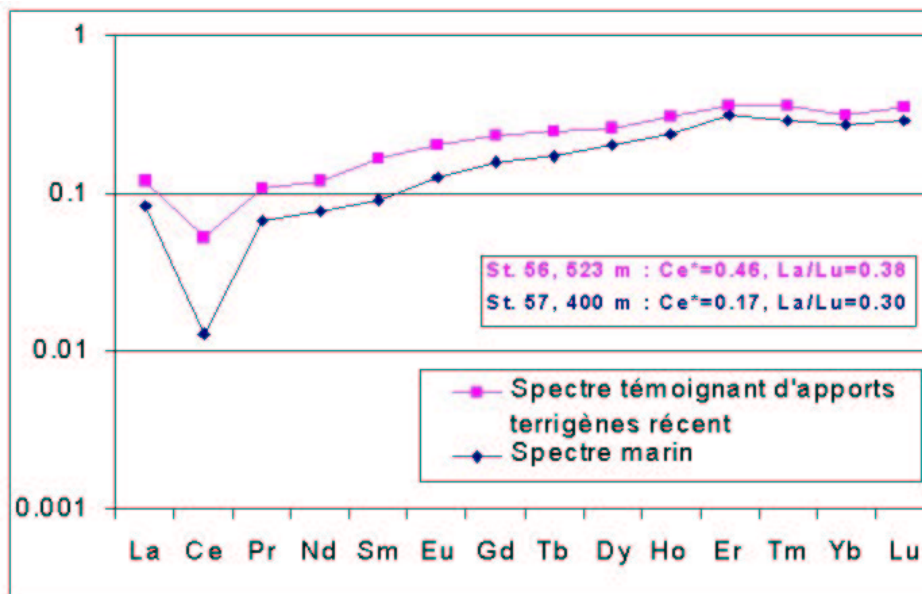


FIG. B.1 –: Exemples de spectres de REE. L'échantillon de la station 56 est un échantillon de fond prélevé dans un détroit. L'échantillon de la station 57 a été prélevé à 400 m, à une station de 1500 m de profondeur. On constate que l'anomalie de Ce présente un écart plus important que le rapport La/Lu.

Annexe C

Résultats

C.1 Compositions isotopiques de néodyme

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				COMPOSITION ISOTOPIQUE DE Nd				CONCENTRATION DE Nd			
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ_θ	O2 (mg/L)	Filtration (x si filtré)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ ($\times 10^{-6}$)	Nombre de scans (si < à 100)	ϵ_{Nd}	Filtration (x si filtré)	Méthode	[Nd] (10^{-12} g/g)
1													
55.03°N, -52.14°E 05/07/1999 2716 m	21	4.81	34.43	27.25	10.62		0.511845	11		-15.5		Cart.	2.48
	198	3.80	34.79	27.64	9.42	x	0.511889	10		-14.6			
2													
58.92°N, -47.12°E 06/07/1999 2901 m	30	5.12	34.49	27.25	10.00		0.511942	10		-13.6		Cart.	2.59
	101	4.19	34.78	27.59	9.72		0.511919	10		-14.0		Cart.	2.75
	230	4.27	34.90	27.67	9.38		0.511907	12.5	80	-14.3			
	600	3.52	34.84	27.71	9.43		0.511927	11		-13.9		Cart.	2.73
	1000	3.27	34.86	27.75	9.14		0.511939	10		-13.6		Cart.	2.66
	1600	2.87	34.85	27.77	9.47		0.511946	11		-13.5		Cart.	2.50
	2270	2.57	34.89	27.84	9.16		0.511993	12		-12.6			2.49
	2550	2.10	34.89	27.87	9.26		0.512018	10		-12.1			2.62
2796	1.29	34.84	27.90	9.82		0.512100	11		-10.5		Cart.	2.28	
3													
62.65°N, -53.90°E 09/07/1999 2476 m	16	3.85	33.61	26.70	10.87		0.511863	12		-15.1		Cart.	3.42
	41	2.83	33.96	27.07	10.50		0.511907	12		-14.3			
	178	4.70	34.87	27.61	9.14	x	0.511863	10		-15.1			
	400	4.36	34.90	27.67	9.14		0.511875	10		-14.9			4.01
	998	3.42	34.86	27.74	9.06		0.511862	9		-15.1	x		3.12
	1700	2.87	34.86	27.78	9.33		0.511895	10		-14.5			3.66
	2251	2.50	34.88	27.84	9.20		0.511796	12		-16.4			
2431	1.83	34.87	27.88	9.45		0.511873	12		-14.9				

TAB. C.1. : C.I. de Nd de la campagne Signature/GINS. Les chiffres indiqués s'il s'agit d'un échantillon qui a été filtré sont indiqués en italique. La méthode de séparation des REE utilisée pour la mesure de la concentration de Nd est précipitation avec $\text{Ba}(\text{OH})_2$ qui s'agit de la méthode préconisée pour la mesure de ϵ_{Nd} est caractérisée par $2\sigma = 0.4$ (précision externe de la mesure) et celle sur [Nd] par $2\sigma \approx 10\%$.

TAB. C.1 - suite

4												
57.96°N, -57.39°E	~ 7	~ 6	~ 34	-	-	x	0.511829	9		-15.8	x	3.93
11/08/1999	~ 7	~ 6	~ 34	-	-		0.511830	15	60	-15.8		3.85
Prof. inconnue												
5												
55.01°N, -56.40°E	~ 7	~ 1.5	~ 30.6	-	-	x	0.511361	10		-24.9	x	6.32
11/07/1999												
Prof. inconnue												
6												
50.20°N, -45.68°E	26	8.65	33.92	26.33	9.75		0.511602	11		-20.2		4.91
14/07/1999	1650	2.99	34.86	27.77	9.29		0.511923	10		-13.9		2.50
3540 m	2499	2.70	34.90	27.84	9.06		0.511961	10		-13.2		2.64
	3501	1.79	34.88	27.89	9.45		0.511897	9		-14.5	Cart.	4.76
7												
55.55°N, -43.97°E	40	6.60	34.63	27.19	9.89		0.511837	9		-15.6	Cart.	3.08
16/07/1999	325	3.43	34.82	27.70	9.28		0.511886	10		-14.7	Cart.	2.74
3225 m	476	3.42	34.84	27.72	9.14		0.511890	11		-14.6	Cart.	2.94
	926	3.21	34.86	27.75	9.07		0.511917	9		-14.1		2.57
	2101	2.91	34.89	27.80	9.15		0.511955	9		-13.3	Cart.	2.95
	2750	2.62	34.92	27.86	8.96		0.511981	10		-12.8		2.71
	3270	2.12	34.90	27.88	9.18		0.511977	10		-12.9	Cart.	3.25
8												
62.07°N, -40.19°E	201	5.90	35.02	27.59	8.84		0.511909	12		-14.2		3.00
16/07/1999												
3225 m												
9												
62.70°N, -37.59°E	25	9.33	35.01	27.07	9.68		0.511889	10		-14.6		2.68
18/07/1999	101	6.48	35.05	27.53	8.79		0.511925	8		-13.9	Cart.	2.71
2125 m	205	5.60	35.00	27.60	8.88		0.511917	10		-14.1		2.76
	601	4.10	34.90	27.70	9.04		0.511956	10		-13.3		2.66
	1026	3.41	34.89	27.76	8.99		0.511933	11		-13.8		2.79
	1519	2.88	34.85	27.78	9.47		0.511960	12		-13.2	Cart.	2.83
	1801	2.70	34.87	27.81	9.39		0.512006	11		-12.3	Cart.	2.89
	2100	1.22	34.85	27.91	9.99		0.512153	9		-9.5		3.35

TAB. C.1 - suite

18											
69.07°N, -7.91°E	640	-0.35	34.88	28.03	9.91	0.512118	14	80	-10.1		2.59
01/08/1999	989	-0.71	34.89	28.05	9.74	0.512146	11		-9.6		3.10
1020 m											
19											
69.12°N, -7.50°E	20	6.52	34.76	27.29	10.10	0.512101	11		-10.5		1.74
01/08/1999	1500	-0.87	34.90	28.07	9.69	0.512116	10		-10.2		2.53
2065 m											
20											
69.21°N, -6.85°E	331	0.22	34.86	27.98	10.44	0.512207	11		-8.4		2.87
02/08/1999	2491	-1.02	34.90	28.07	9.63	0.512136	10		-9.8		2.69
2502 m											
21											
66.55°N, -10.11°E	20	7.94	34.65	27.00	10.15	0.512230	11		-8.0		2.13
03/08/1999	101	-0.26	34.75	27.92	11.74	0.512164	12		-9.2		2.25
1450 m	1000	-0.68	34.89	28.05	9.68	0.512134	11		-9.8	Cart.	2.20
	1431	-0.87	34.90	28.07	9.43	0.512231	10		-7.9		2.96
22											
62.75°N, -9.01°E	20	10.96	35.24	26.97	9.22	0.511963	12		-13.2		1.83
04/08/1999	50	9.19	35.29	27.32	9.04	0.511960	10		-13.2		2.52
490 m	200	8.18	35.26	27.45	9.03	0.511929	12		-13.8	Cart.	2.55
	411	7.41	35.21	27.53	8.40	0.512029	11		-11.9	Cart.	2.01
	483	5.71	35.13	27.70	8.82	0.512436	9		-3.9		4.04
23											
60.50°N, -5.00°E	51	10.13	35.34	27.20	8.92	0.511970	12		-13.0		2.44
06/08/1999	99	9.20	35.33	27.35	8.93	0.511982	11	80	-12.8		2.64
1000 m	280	7.72	35.24	27.50	9.16	0.511984	10		-12.8		2.38
	500	2.41	34.92	27.88	10.50	0.512172	11		-9.1		2.76
	599	0.33	34.88	27.99	10.37	0.512221	10		-8.1	Cart.	2.89
	800	-0.60	34.89	28.05	10.09	0.512170	11		-9.1		2.87
	988	-0.77	34.90	28.06	9.97	0.512266	10		-7.3		3.54
24											
62.74°N, -4.00°E	20	9.76	35.01	27.00	9.83	0.511976	10		-12.9		2.21
07/08/1999	100	8.14	35.26	27.45	9.14	0.511946	10		-13.5		2.67
1010 m	375	1.77	34.87	27.89	10.68	0.512183	12		-8.9	Cart.	2.57
	450	1.02	34.87	27.94	10.50	0.512200	10		-8.5	Cart.	2.44
	950	-0.53	34.89	28.04	10.02	0.512381	10		-5.0	Cart.	2.89
	1003	-0.54	34.89	28.04	10.00	0.512346	11		-5.7		3.69

TAB. C.1 - suite

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				COMPOSITION ISOTOPIQUE DE Nd				CONCENTRATION DE Nd			
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ_θ	O2 (mg/L)	Filtration (x si filtré)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ ($\times 10^{-6}$)	Nombre de scans (si < à 100)	ϵ Nd	Filtration (x si filtré)	Méthode	[Nd] (10^{-12} g/g)
25													
64.65°N, 4.18°E	21	12.23	35.04	26.57	9.36		0.511961	10		-13.2			2.24
11/08/1999	101	8.11	35.27	27.47	8.86		0.511968	11		-13.1			3.44
1400 m	401	2.88	34.92	27.83	10.13		0.512160	11		-9.3	Cart.		2.76
	600	-0.24	34.89	28.03	10.12		0.512121	10		-10.1	Cart.		2.52
	800	-0.67	34.89	28.05	9.99		0.512128	10		-9.9	Cart.		2.54
	1385	-0.96	34.90	28.07	9.74		0.512172	11		-9.1			3.29
26													
69.03°N, 7.95°E	43	8.29	35.19	27.38	9.64		0.512011	12	80	-12.2		Cart.	1.30
14/08/1999	74	7.27	35.22	27.55	9.28		0.512016	10		-12.1			2.94
3060 m	351	4.84	35.10	27.77	9.80		0.512017	12		-12.1	Cart.		2.25
	801	0.93	34.89	27.96	10.19		0.512115	10		-10.2			3.16
	1001	-0.21	34.88	28.02	10.07		0.512130	11		-9.9	Cart.		2.32
	1700	-0.82	34.90	28.07	9.75		0.512108	12		-10.3	Cart.		2.49
	2972	-1.01	34.90	28.08	9.79		0.512135	9		-9.8			3.93
29													
77.67°N, 7.69°E	2	4.86	26.61	21.05	7.36		0.512042	9		-11.6			2.08
22/08/1999	50	4.88	35.08	27.76	10.01		0.512038	10		-11.7			2.42
3320 m	248	3.40	35.03	27.87	9.98		0.512065	10		-11.2			2.50
	604	0.37	34.88	27.99	10.63		0.512072	10		-11.0			2.44
	1513	-0.85	34.90	28.07	9.75		0.512120	15	80	-10.1			2.41
	2423	-1.00	34.90	28.08	9.80		0.512115	10		-10.2	Cart.		2.69
	3360*	-0.99	34.91	28.08	9.88		0.512098	11		-10.5			2.73
30													
76.74°N, -2.33°E	5	4.60	34.68	27.47	8.90		0.512051	16	60	-11.5			2.52
22/08/1999	21	4.56	34.72	27.50	7.51	x	0.512011	11		-12.2		x	2.28
2560 m	103	2.21	34.97	27.93	10.30		0.512058	12	80	-11.3			2.56
	405	0.20	34.90	28.01	10.53		0.512065	10		-11.2			
	505	0.00	34.89	28.02	10.64		0.512062	11		-11.2			2.44
	1314	-0.67	34.91	28.07	9.73		0.512092	11	40	-10.7			2.49
	2016	-1.00	34.90	28.07	9.85		0.512099	11		-10.5			
	2512	-1.06	34.90	28.08	9.94	x	0.512117	10		-10.2		x	2.58
	2512	-1.06	34.90	28.08	9.94		0.512083	12		-10.8			2.83

TAB. C.1 - suite

32											
77.03°N, -3.75°E	21	-1.25	33.24	26.74	12.23	x	0.512150	12	80	-9.5	
23/08/1999	21	-1.25	33.24	26.74	12.23		0.512135	12		-9.8	3.39
1895 m	123	3.12	34.89	27.79	9.48		0.512051	10		-11.5	2.82
	208	2.60	34.96	27.89	9.95		0.512043	12		-11.6	2.64
	208	2.60	34.96	27.89	9.95		0.512002	10		-12.4	3.03
	482	1.33	34.92	27.96	10.02		0.512033	11		-11.8	2.49
	608	0.61	34.88	27.98	9.78		0.512088	10		-10.7	2.46
	805	0.14	34.89	28.01	10.03		0.512066	11		-11.2	
	1423	-0.57	34.91	28.06	9.80		0.512052	16	53	-11.4	2.64
	1840	-0.74	34.92	28.07	9.73	x	0.512121	11		-10.1	
	1840	-0.74	34.92	28.07	9.73		0.512087	10		-10.7	
33											
77.18°N, -4.39°E	20	-0.69	33.16	26.65	13.37		0.512167	10		-9.2	3.57
23/08/1999	50	-0.69	33.16	26.65	13.37		0.512108	11		-10.3	3.36
1575 m	351	2.14	34.97	27.94	10.08		0.512046	22	40	-11.5	2.71
42											
72.91°N, -12.97°E	707	-0.53	34.88	28.04	10.40		0.512079	11		-10.9	2.36
25/08/1999	2635	-1.12	34.90	28.08	10.00	x	0.512113	13	80	-10.2	x 3.15
2690 m											
45											
72.91°N, -15.85°E	1521	-0.84	34.91	28.08	9.68		0.512102	11		-10.5	3.11
25/08/1999											
2000 m											
46											
72.87°N, -16.18°E	50	-1.00	34.33	27.61	11.64		0.512077	11		-10.9	3.22
26/08/1999	900	-0.46	34.89	28.04	10.05		0.512095	11		-10.6	2.41
1520 m											
48											
70.00°N, -17.01°E	431	-0.04	34.88	28.01	10.41		0.512068	12		-11.1	2.38
26/08/1999	698	-0.42	34.89	28.04	10.09		0.512083	11		-10.8	2.39
1280 m	1001	-0.65	34.90	28.06	9.88		0.512086	11		-10.8	2.37
50											
70.00°N, -18.00°E	404	0.15	34.90	28.01	10.39		0.512106	19.5	40	-10.4	2.43
27/08/1999	573	-0.35	34.89	28.04	10.21		0.512096	17	60	-10.6	2.41
1655 m	1007	-0.67	34.90	28.06	9.89		0.512091	9		-10.7	2.49
	1596	-0.91	34.91	28.08	9.76		0.512052	7		-11.4	3.75

TAB. C.1 - suite

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				COMPOSITION ISOTOPIQUE DE Nd				CONCENTRATION DE Nd			
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ_θ	O2 (mg/L)	Filtration (x si filtré)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ ($\times 10^{-6}$)	Nombre de scans (si < à 100)	ϵ Nd	Filtration (x si filtré)	Méthode	[Nd] (10^{-12} g/g)
52													
68.21°N, -29.63°E	6	2.32	30.53	24.37	11.31		0.512427	11		-4.1			13.52
28/08/1999	80	-1.35	33.13	26.65	11.97		0.512478	9		-3.1			14.64
375 m	251	1.02	34.56	27.69	10.46		0.512416	10		-4.3			6.78
	303	0.20	34.57	27.74	10.54		0.512524	10		-2.2			11.91
53													
68.20°N, -29.63°E	183	3.31	34.52	27.47	10.15		0.512117	10		-10.2			3.62
28/08/1999	200	4.31	34.77	27.57	9.68		0.512078	14	80	-10.9			3.04
450 m													
54													
66.16°N, -27.52°E	5	3.81	31.40	24.94	11.02		0.512100	12		-10.5			5.98
29/08/1999	59	-1.47	33.65	27.07	11.59		0.512065	11		-11.2			14.70
500 m	120	-1.39	34.19	27.51	11.08		0.512060	12		-11.3			
	352	0.16	34.83	27.96	10.55		0.512091	11		-10.7			3.52
	442	-0.03	34.87	28.01	10.29		0.512268	10		-7.2			2.82
	479	-0.04	34.87	28.01	10.18		0.512168	16	60	-9.2			3.33
55													
66.08°N, -27.25°E	11	5.71	33.45	26.36	10.47		0.512073	12		-11.0			4.04
29/08/1999	51	2.62	34.39	27.43	10.76		0.512047	19	80	-11.5			5.91
625 m	97	6.80	35.13	27.55	8.86		0.511961	12		-13.2			2.71
	372	0.15	34.84	27.97	10.85		0.512188	11		-8.8			
	610	-0.12	34.88	28.02	10.20		0.512125	12		-10.0			2.47
	610	-0.12	34.88	28.02	10.20	x	0.512211	14	60	-8.3	x		2.65
56													
66.01°N, -26.98°E	10	5.16	32.52	25.70	10.79		0.512104	9		-10.4			4.33
29/08/1999	54	-0.46	33.30	26.75	12.40		0.512161	11		-9.3			4.56
560 m	120	3.58	34.40	27.35	10.40		0.512048	11		-11.5			3.02
	182	6.29	35.06	27.56	9.20		0.512019	12		-12.1			2.80
	302	4.45	34.91	27.66	9.27		0.512069	12		-11.1			
	345	-0.25	34.53	27.74	10.77		0.512242	11		-7.7			2.99
	544+502	-0.51	34.90	28.05	9.99		0.512264	11		-7.3			4.12

Fjord Bergen												
60.87°N, 4.67°E	~ 7	-	~ 31.9	-	-	0.511870	11	-15.0		Cart.	8.64	
11/08/1999	~ 7	-	~ 31.9	-	-	x	0.511886	10	-14.7	x	Cart.	8.94
Fjord Trodheim												
63.62°N, 9.32°E	~ 7	~ 12.4	~ 31.9	-	-	0.511993	8	-12.6		Cart.	12.51	
13/08/1999	~ 7	~ 12.4	~ 31.9	-	-	x	0.511998	11	-12.5	x	Cart.	12.37
Fjord Spitzberg												
67.82°N, 15.27°E	~ 7	~ 3.7	~ 31.9	-	-	0.512058	10	-11.3		Cart.	21.95	
21/08/1999	~ 7	~ 3.7	~ 31.9	-	-	x	0.512065	10	-11.2	x	12.75	
Fjord Nansen												
68.21°N, -29.66°E	~ 7	~ 2.1	~ 30.6	-	-	0.512567	11	-1.4			14.54	
28/08/1999	~ 7	~ 2.1	~ 30.6	-	-	x	0.512205	11	-8.4	x	5.74	
ECHANTILLONS SOLIDES												
Sédiment de surface, station 43, carotte MD99-2308Hy	2520	-	-	-	-	0.511935	11	-13.7			26991531	
Sédiment de surface, station 38, carotte MD99-2307Hy	2321	-	-	-	-	0.512052	8	-11.4			24372887	
Sable de plage Spitzberg	0	-	-	-	-	0.511912	9	-14.2			4335579	

TAB. C.1 - suite

C.2 Concentrations de Terres Rares

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				PARAMETRES DE MESURE			CONCENTRATIONS (10 ⁻¹² g/g)																
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ _θ	O ₂ (mg/L)	Filtration (x si filtré)	Méthode	Rendement	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce*	La/Yb	
1																									
55.03°N, -52.14°E 05/07/1999 2716 m	21	4.81	34.43	27.25	10.62		Cart.	94%	2.13	1.55	0.59	2.48	0.53	0.12	0.67	0.10	0.77	0.20	0.69	0.10	0.58	0.09	0.32	0.27	
2																									
58.92°N, -47.12°E 06/07/1999 2901 m	30	5.12	34.49	27.25	10.00	x	Cart.	98%	1.77	1.19	0.59	2.59	0.52	0.13	0.75	0.12	0.89	0.24	0.80	0.11	0.69	0.11	0.26	0.19	
	30	5.12	34.49	27.25	10.00			85%	3.44	1.26	0.59	2.72	0.56	0.14	0.77	0.13	0.97	0.25	0.93	0.12	0.78	0.14	0.20	0.33	
	101	4.19	34.78	27.59	9.72		Cart.	97%	1.67	1.20	0.63	2.75	0.56	0.15	0.81	0.13	0.99	0.25	0.89	0.13	0.81	0.13	0.26	0.15	
	600	3.52	34.84	27.71	9.43		Cart.	100%	2.12	1.09	0.63	2.73	0.54	0.14	0.77	0.13	0.93	0.25	0.84	0.11	0.70	0.10	0.22	0.22	
	1000	3.27	34.86	27.75	9.14		Cart.	98%	2.38	1.04	0.63	2.66	0.54	0.15	0.80	0.13	0.96	0.25	0.88	0.12	0.73	0.11	0.20	0.23	
	1600	2.87	34.85	27.77	9.47		Cart.	101%	1.98	1.06	0.58	2.50	0.50	0.12	0.72	0.12	0.85	0.22	0.76	0.11	0.66	0.10	0.23	0.22	
	1850	2.85	34.87	27.79	9.27			89%	3.45	1.22	0.58	2.61	0.53	0.13	0.73	0.13	0.94	0.25	0.90	0.12	0.80	0.14	0.20	0.32	
	2270	2.57	34.89	27.84	9.16			91%	3.22	0.95	0.55	2.49	0.54	0.14	0.74	0.12	0.93	0.25	0.88	0.12	0.80	0.14	0.16	0.30	
	2270	2.57	34.89	27.84	9.16		Cart.	98%	2.02	0.96	0.54	2.43	0.53	0.12	0.72	0.12	0.85	0.22	0.77	0.10	0.65	0.09	0.21	0.23	
	2550	2.10	34.89	27.87	9.26			90%	3.52	1.15	0.57	2.62	0.54	0.14	0.72	0.13	0.93	0.24	0.86	0.12	0.80	0.14	0.18	0.32	
	2550	2.10	34.89	27.87	9.26		Cart.	97%	2.24	1.05	0.61	2.56	0.55	0.14	0.76	0.12	0.92	0.24	0.82	0.11	0.69	0.10	0.21	0.24	
	2796	1.29	34.84	27.90	9.82		Cart.	93%	1.42	0.70	0.52	2.28	0.49	0.13	0.67	0.11	0.79	0.21	0.68	0.09	0.51	0.07	0.18	0.21	
	2876	1.21	34.84	27.90	9.86	x		91%	3.75	2.44	0.72	3.20	0.68	0.18	0.88	0.15	1.09	0.27	0.92	0.13	0.83	0.14	0.34	0.33	
	2876	1.21	34.84	27.90	9.86			71%	3.25	1.90	0.62	3.01	0.60	0.17	0.89	0.14	1.03	0.26	0.95	0.12	0.90	0.14	0.31	0.28	
3																									
62.65°N, -53.90°E 09/07/1999 2476 m	16	3.85	33.61	26.70	10.87		Cart.	100%	3.16	2.98	0.82	3.42	0.60	0.15	0.84	0.14	0.97	0.25	0.85	0.12	0.71	0.10	0.43	0.33	
	16	3.85	33.61	26.70	10.87	x		87%	8.84	11.38	1.64	6.13	0.68	0.17	1.09	0.15	1.12	0.29	1.04	0.14	0.92	0.15	0.69	0.74	
	400	4.36	34.90	27.67	9.14			92%	5.67	5.19	1.01	4.01	0.53	0.13	0.76	0.13	0.97	0.25	0.91	0.12	0.79	0.13	0.50	0.54	
	998	3.42	34.86	27.74	9.06	x		93%	4.13	2.45	0.72	3.12	0.53	0.14	0.73	0.13	0.94	0.25	0.86	0.12	0.81	0.14	0.32	0.38	
	1700	2.87	34.86	27.78	9.33			92%	5.45	4.23	0.92	3.66	0.55	0.14	0.73	0.13	0.94	0.25	0.86	0.12	0.79	0.14	0.43	0.51	
4																									
57.96°N, -57.39°E 11/08/1999 Prof. inconnue	~ 7	~ 6	~ 34	-	-			88%	5.22	3.39	0.89	3.85	0.74	0.18	0.96	0.16	1.15	0.29	1.03	0.14	0.90	0.15	0.36	0.43	
	~ 7	~ 6	~ 34	-	-	x		89%	5.75	5.64	1.12	3.93	0.73	0.17	0.94	0.16	1.16	0.28	1.00	0.13	0.90	0.15	0.51	0.47	
5																									
55.01°N, -56.40°E 11/07/1999 Prof. inconnue	~ 7	~ 1.5	~ 30.6	-	-	x		94%	8.78	5.44	1.53	6.32	1.06	0.22	1.25	0.19	1.41	0.36	1.22	0.17	1.12	0.19	0.34	0.58	
6																									
50.20°N, -45.68°E 14/07/1999 3540 m	26	8.65	33.92	26.33	9.75			30%	2.32	2.95	1.01	4.91	0.97	0.20	0.91	0.13	0.95	0.26	0.93	0.13	0.96	0.16	0.42	0.18	
	1650	2.99	34.86	27.77	9.29			84%	2.65	0.96	0.54	2.50	0.51	0.13	0.69	0.12	0.90	0.23	0.83	0.11	0.78	0.14	0.19	0.25	
	1650	2.99	34.86	27.77	9.29		Cart.	102%	2.67	1.17	0.66	2.84	0.58	0.14	0.81	0.13	0.95	0.26	0.86	0.12	0.74	0.11	0.20	0.27	
	2151	2.87	34.88	27.80	9.19			91%	3.41	1.18	0.57	2.60	0.49	0.13	0.71	0.12	0.92	0.24	0.87	0.12	0.80	0.14	0.19	0.32	
	2499	2.70	34.90	27.84	9.06			91%	3.56	1.43	0.61	2.64	0.50	0.13	0.72	0.13	0.94	0.26	0.90	0.12	0.82	0.15	0.22	0.32	
	3501	1.79	34.88	27.89	9.45		Cart.	98%	5.88	8.51	1.45	4.76	0.56	0.14	0.83	0.13	0.94	0.24	0.82	0.11	0.67	0.11	0.67	0.62	

TAB. C.2 -: Concentrations de terres rares de la campagne Signature/GINS. Il est indiqué si l'échantillon a été filtré. La méthode de séparation des REE utilisée est précisée : "Cart." signifie qu'il s'agit de la méthode auxiliaire, dans ce cas les valeurs non exploitables sont reportées en italique; si rien n'est indiqué, il s'agit de la méthode par co-précipitation avec Fe(OH)₃ (c.f. section 3.3.2). Les erreurs sur les mesures sont caractérisées par $2\sigma \approx 10\%$. Les anomalies de Ce et les rapports La/Lu sont indiqués (c.f. annexe B).

TAB. C.2 - suite

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				PARAMETRES DE MESURE			CONCENTRATIONS (10 ⁻¹² g/g)																
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ _θ	O ₂ (mg/L)	Filtration (x si filtré)	Méthode	Rendement	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce*	La/Yb	
26																									
69.03°N, 7.95°E	20	10.60	35.12	26.94	9.33		Cart.	94%	1.62	0.95	0.39	1.70	0.33	0.09	0.51	0.09	0.64	0.17	0.59	0.08	0.44	0.06	0.28	0.27	
14/08/1999	43	8.29	35.19	27.38	9.64		Cart.	95%	1.30	0.72	0.30	1.30	0.26	0.06	0.39	0.07	0.53	0.15	0.58	0.09	0.57	0.09	0.26	0.17	
3060 m	74	7.27	35.22	27.55	9.28			80%	4.02	2.77	0.70	2.94	0.59	0.16	0.80	0.12	0.99	0.24	0.86	0.12	0.77	0.14	0.38	0.38	
	351	4.84	35.10	27.77	9.80		Cart.	94%	2.08	1.50	0.54	2.25	0.44	0.12	0.67	0.11	0.80	0.21	0.72	0.09	0.51	0.08	0.33	0.29	
	801	0.93	34.89	27.96	10.19			85%	4.39	2.29	0.75	3.16	0.64	0.18	0.92	0.15	1.12	0.28	1.00	0.14	0.88	0.15	0.29	0.36	
	1001	-0.21	34.88	28.02	10.07		Cart.	97%	1.16	0.97	0.50	2.32	0.49	0.13	0.74	0.12	0.89	0.23	0.76	0.09	0.58	0.08	0.28	0.15	
	1700	-0.82	34.90	28.07	9.75		Cart.	99%	2.06	1.04	0.60	2.49	0.55	0.15	0.79	0.13	0.96	0.25	0.88	0.12	0.70	0.11	0.21	0.21	
	2972	-1.01	34.90	28.08	9.79			85%	6.28	4.76	0.96	3.93	0.68	0.17	0.88	0.15	1.03	0.28	0.91	0.14	0.88	0.15	0.44	0.54	
28																									
77.55°N, 10.60°E	6	6.89	35.07	27.49	9.72			88%	2.89	1.30	0.49	2.33	0.46	0.12	0.68	0.12	0.88	0.23	0.79	0.11	0.71	0.12	0.25	0.31	
21/08/1999	25	6.87	35.07	27.49	9.83	x		87%	4.51	2.63	0.99	4.03	0.98	0.24	1.17	0.21	1.55	0.40	1.33	0.19	1.09	0.18	0.29	0.31	
1075 m	504	2.09	34.98	27.95	10.12			90%	3.59	2.00	0.65	2.91	0.63	0.17	0.84	0.14	1.02	0.27	0.93	0.13	0.79	0.14	0.30	0.33	
29																									
77.67°N, 7.69°E	2	4.86	26.61	21.05	7.36			89%	2.72	1.03	0.46	2.08	0.42	0.11	0.63	0.11	0.83	0.22	0.79	0.11	0.65	0.12	0.21	0.31	
22/08/1999	2	4.86	26.61	21.05	7.36	x		89%	2.81	1.29	0.50	2.19	0.42	0.11	0.64	0.11	0.83	0.22	0.76	0.11	0.64	0.11	0.25	0.32	
3320 m	2	4.86	26.61	21.05	7.36	x		90%	3.05	1.81	0.54	2.53	0.53	0.15	0.75	0.13	0.89	0.23	0.82	0.11	0.67	0.12	0.32	0.33	
	50	4.88	35.08	27.76	10.01			88%	3.12	1.49	0.54	2.42	0.50	0.13	0.72	0.12	0.95	0.24	0.86	0.12	0.76	0.14	0.26	0.30	
	50	4.88	35.08	27.76	10.01	x		74%	2.92	1.37	0.52	2.31	0.49	0.13	0.72	0.12	0.92	0.25	0.91	0.12	0.79	0.14	0.25	0.27	
	92	4.16	35.06	27.82	10.04			77%	2.88	1.07	0.49	2.32	0.46	0.13	0.70	0.13	0.92	0.25	0.91	0.12	0.74	0.13	0.20	0.29	
	248	3.40	35.03	27.87	9.98			89%	3.28	1.32	0.56	2.50	0.53	0.14	0.77	0.13	0.98	0.26	0.88	0.12	0.79	0.14	0.22	0.30	
	604	0.37	34.88	27.99	10.63			91%	3.16	1.33	0.57	2.44	0.54	0.15	0.78	0.13	0.98	0.26	0.90	0.12	0.76	0.14	0.23	0.30	
	1513	-0.85	34.90	28.07	9.75			92%	3.03	0.89	0.53	2.41	0.51	0.14	0.74	0.13	0.94	0.25	0.83	0.12	0.78	0.14	0.16	0.29	
	2423	-1.00	34.90	28.08	9.80		Cart.	103%	1.60	1.18	0.57	2.69	0.57	0.15	0.78	0.13	0.93	0.25	0.85	0.12	0.73	0.11	0.28	0.16	
	3360*	-0.99	34.91	28.08	9.88	x		92%	3.33	1.52	0.61	2.62	0.47	0.13	0.70	0.11	0.88	0.24	0.81	0.12	0.77	0.14	0.24	0.32	
	3360*	-0.99	34.91	28.08	9.88			90%	3.27	1.47	0.60	2.73	0.57	0.15	0.79	0.13	0.96	0.26	0.87	0.13	0.80	0.14	0.24	0.30	
30																									
76.74°N, -2.33°E	5	4.60	34.68	27.47	8.90	x		85%	2.61	1.11	0.48	2.20	0.47	0.12	0.65	0.11	0.83	0.23	0.77	0.11	0.67	0.11	0.23	0.29	
22/08/1999	5	4.60	34.68	27.47	8.90			85%	3.30	1.30	0.57	2.52	0.51	0.14	0.76	0.13	0.97	0.25	0.86	0.13	0.78	0.13	0.22	0.31	
2560 m	21	4.56	34.72	27.50	7.51	x		75%	2.43	0.89	0.48	2.28	0.47	0.13	0.66	0.12	0.89	0.23	0.83	0.11	0.69	0.11	0.19	0.26	
	103	2.21	34.97	27.93	10.30			88%	3.24	1.35	0.55	2.56	0.55	0.15	0.78	0.13	0.98	0.25	0.87	0.13	0.79	0.14	0.23	0.30	
	505	0.00	34.89	28.02	10.64			92%	3.03	1.04	0.52	2.44	0.48	0.14	0.76	0.13	0.94	0.26	0.86	0.12	0.77	0.14	0.19	0.29	
	1314	-0.67	34.91	28.07	9.73			88%	3.20	0.92	0.55	2.49	0.55	0.15	0.76	0.12	0.97	0.26	0.87	0.12	0.78	0.14	0.16	0.30	
	2512	-1.06	34.90	28.08	9.94	x		83%	3.06	1.89	0.58	2.58	0.57	0.14	0.69	0.11	0.88	0.22	0.81	0.11	0.72	0.13	0.33	0.32	
	2512	-1.06	34.90	28.08	9.94			92%	3.56	1.52	0.63	2.83	0.57	0.16	0.80	0.14	1.00	0.26	0.90	0.13	0.80	0.14	0.23	0.33	
32																									
77.03°N, -3.75°E	5	0.52	31.35	25.14	12.28			58%	4.25	2.27	0.79	3.71	0.80	0.21	1.15	0.18	1.41	0.36	1.21	0.17	1.19	0.21	0.28	0.27	
23/08/1999	21	-1.25	33.24	26.74	12.23			79%	3.98	1.45	0.70	3.39	0.75	0.21	1.07	0.18	1.42	0.36	1.23	0.17	1.18	0.20	0.20	0.25	
1895 m	123	3.12	34.89	27.79	9.48			55%	3.54	1.74	0.63	2.82	0.58	0.15	0.85	0.14	1.06	0.28	0.93	0.13	0.81	0.14	0.27	0.32	
	208	2.60	34.96	27.89	9.95			56%	3.19	1.53	0.58	2.64	0.56	0.15	0.79	0.13	1.00	0.26	0.88	0.12	0.79	0.14	0.26	0.30	
	208	2.60	34.96	27.89	9.95			84%	3.47	2.57	0.66	3.03	0.62	0.16	0.82	0.14	1.03	0.25	0.92	0.12	0.82	0.14	0.39	0.32	
	482	1.33	34.92	27.96	10.02			57%	3.02	1.24	0.55	2.49	0.51	0.16	0.80	0.13	1.01	0.26	0.90	0.14	0.82	0.14	0.22	0.27	
	608	0.61	34.88	27.98	9.78			53%	3.05	1.17	0.55	2.46	0.55	0.15	0.77	0.13	1.01	0.26	0.89	0.12	0.82	0.14	0.21	0.28	
	1423	-0.57	34.91	28.06	9.80			89%	3.20	1.61	0.57	2.64	0.54	0.15	0.77	0.13	0.94	0.25	0.85	0.12	0.81	0.14	0.27	0.30	

33																							
77.18°N, -4.39°E	20	-0.69	33.16	26.65	13.37		57%	4.29	1.46	0.81	3.57	0.76	0.22	1.16	0.20	1.52	0.39	1.31	0.19	1.20	0.22	0.18	0.26
23/08/1999	50	-0.69	33.16	26.65	13.37		62%	4.06	1.77	0.72	3.36	0.71	0.19	1.04	0.18	1.28	0.33	1.11	0.16	1.04	0.19	0.24	0.29
1575 m	149	2.60	34.86	27.81	9.61		52%	2.62	1.67	0.58	2.71	0.56	0.15	0.77	0.13	1.02	0.26	0.86	0.13	0.82	0.13	0.31	0.24
	351	2.14	34.97	27.94	10.08		59%	3.28	1.58	0.61	2.71	0.57	0.15	0.81	0.14	1.02	0.26	0.90	0.12	0.77	0.14	0.26	0.31
38																							
73.96°N, -13.86°E	115	2.78	35.00	27.90	10.28		57%	4.44	3.83	0.83	3.28	0.60	0.16	0.84	0.14	1.05	0.27	0.92	0.13	0.82	0.14	0.46	0.39
24/08/1999																							
2321 m																							
39																							
74.01°N, -14.18°E	280	2.00	34.97	27.95	10.10	x	63%	7.35	9.31	1.37	4.85	0.54	0.15	0.84	0.14	0.94	0.25	0.85	0.12	0.76	0.14	0.67	0.72
24/08/1999																							
1995 m																							
40																							
74.06°N, -14.48°E	290	2.02	34.97	27.95	10.04		54%	2.36	2.00	0.61	2.77	0.55	0.15	0.76	0.13	0.96	0.25	0.87	0.12	0.79	0.14	0.38	0.22
24/08/1999																							
1500 m																							
41																							
74.11°N, -14.70°E	293	2.08	34.97	27.94	10.19	x	59%	5.26	5.98	1.00	3.68	0.52	0.13	0.73	0.12	0.89	0.23	0.84	0.12	0.71	0.14	0.60	0.54
24/08/1999																							
985 m																							
42																							
72.91°N, -12.97°E	4	5.29	34.28	27.07	10.11	x	61%	6.45	6.58	1.21	4.63	0.63	0.17	0.94	0.14	1.10	0.28	0.95	0.13	0.80	0.14	0.54	0.60
25/08/1999	35	0.88	34.66	27.78	12.15	x	62%	2.94	0.99	0.55	2.38	0.51	0.13	0.68	0.10	0.83	0.22	0.79	0.11	0.62	0.10	0.18	0.36
2690 m	81	1.36	34.92	27.96	10.25		61%	3.14	1.65	0.57	2.65	0.57	0.15	0.82	0.14	1.04	0.27	0.90	0.13	0.82	0.14	0.28	0.28
	707	-0.53	34.88	28.04	10.40		65%	2.95	1.00	0.53	2.36	0.51	0.13	0.76	0.13	0.96	0.25	0.91	0.13	0.78	0.13	0.18	0.28
	1517	-0.80	34.91	28.07	9.71		66%	3.47	1.60	0.63	2.78	0.61	0.14	0.78	0.14	0.99	0.26	0.89	0.13	0.78	0.14	0.25	0.32
	2023	-0.97	34.91	28.08	9.78		87%	2.85	0.99	0.51	2.40	0.51	0.14	0.71	0.13	0.90	0.24	0.89	0.12	0.80	0.14	0.19	0.26
	2635	-1.12	34.90	28.08	10.00	x	69%	3.99	1.74	0.76	3.15	0.67	0.17	0.90	0.14	1.04	0.25	0.91	0.12	0.76	0.14	0.23	0.38
45																							
72.91°N, -15.85°E	5	3.70	33.33	26.48	10.58	x	79%	3.94	2.93	0.73	3.03	0.51	0.14	0.76	0.13	1.00	0.26	0.95	0.13	0.82	0.13	0.40	0.36
25/08/1999	21	5.11	34.34	27.14	10.31		83%	2.98	1.17	0.53	2.52	0.49	0.13	0.72	0.12	0.92	0.24	0.86	0.11	0.75	0.12	0.21	0.30
2000 m	36	2.45	34.68	27.68	11.32		78%	2.88	1.09	0.50	2.34	0.50	0.13	0.73	0.12	0.94	0.25	0.84	0.12	0.76	0.13	0.21	0.28
	102	1.52	34.93	27.95	10.03		78%	2.87	1.23	0.50	2.44	0.51	0.14	0.76	0.13	0.94	0.25	0.87	0.12	0.78	0.13	0.23	0.28
	353	0.29	34.91	28.02	10.32		77%	3.15	1.18	0.58	2.60	0.55	0.14	0.79	0.13	1.01	0.26	0.91	0.13	0.80	0.14	0.20	0.29
	754	-0.46	34.89	28.04	9.98		78%	3.16	1.72	0.59	2.63	0.49	0.14	0.73	0.12	0.95	0.25	0.87	0.13	0.79	0.14	0.29	0.30
	1521	-0.84	34.91	28.08	9.68		74%	3.05	2.20	0.71	3.11	0.60	0.15	0.79	0.13	0.99	0.26	0.86	0.13	0.81	0.14	0.35	0.28
	1944	-1.03	34.91	28.08	9.78	x	64%	4.01	3.76	0.70	2.82	0.48	0.12	0.67	0.11	0.89	0.23	0.83	0.11	0.81	0.14	0.51	0.37
46																							
72.87°N, -16.18°E	25	2.39	33.81	26.99	11.97		79%	3.93	1.78	0.69	3.08	0.62	0.17	0.96	0.16	1.23	0.32	1.11	0.15	0.99	0.18	0.25	0.29
26/08/1999	50	-1.00	34.33	27.61	11.64		83%	3.63	3.58	0.71	3.22	0.66	0.17	0.96	0.16	1.19	0.30	1.04	0.15	0.93	0.16	0.51	0.29
1520 m	134	2.58	34.96	27.89	10.23		81%	3.53	2.12	0.64	2.79	0.79	0.15	0.81	0.14	1.02	0.27	0.92	0.13	0.83	0.14	0.32	0.31
	221	1.92	34.96	27.94	10.27		78%	3.29	1.65	0.59	2.70	0.56	0.15	0.78	0.13	1.00	0.26	0.90	0.12	0.81	0.14	0.27	0.30
	400	0.92	34.91	27.98	9.98		83%	2.89	1.01	0.53	2.42	0.51	0.14	0.76	0.13	0.98	0.25	0.90	0.13	0.81	0.14	0.19	0.26
	701	0.07	34.90	28.02	10.54		78%	6.00	5.82	1.07	3.95	0.60	0.16	0.87	0.14	1.02	0.27	0.92	0.14	0.81	0.14	0.53	0.55
	900	-0.46	34.89	28.04	10.05		82%	2.87	1.44	0.52	2.41	0.49	0.13	0.72	0.13	0.94	0.25	0.86	0.12	0.79	0.14	0.27	0.27

TAB. C.2 - suite

IDENTIFICATION		DONNEES HYDROLOGIQUES				PARAMETRES DE MESURE			CONCENTRATIONS (10^{12} g/g)															
Station (nom, position, date, profondeur)	Profondeur (m)	θ (°C)	S (PSU)	σ_θ	O2 (mg/L)	Filtration (x si filtré)	Méthode	Rendement	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Ce*	La/Yb
48																								
70.00°N, -17.01°E	10	5.90	34.50	27.17	10.10	x		77%	2.52	0.88	0.45	2.03	0.44	0.11	0.61	0.79	0.81	0.22	0.78	0.10	0.61	0.11	0.19	0.30
26/08/1999	98	-0.09	34.83	27.97	11.52		77%	3.02	1.17	0.52	2.40	0.51	0.14	0.75	0.13	0.95	0.25	0.88	0.12	0.78	0.14	0.21	0.28	
1280 m	200	-0.34	34.83	27.99	11.40		72%	3.32	1.54	0.58	2.62	0.49	0.14	0.75	0.12	0.95	0.25	0.91	0.11	0.74	0.13	0.25	0.33	
	431	-0.04	34.88	28.01	10.41		80%	2.97	1.10	0.53	2.38	0.49	0.14	0.74	0.12	0.94	0.25	0.88	0.12	0.78	0.14	0.20	0.28	
	698	-0.42	34.89	28.04	10.09		84%	2.94	1.13	0.53	2.39	0.50	0.14	0.76	0.13	0.93	0.25	0.85	0.12	0.77	0.13	0.21	0.28	
	1001	-0.65	34.90	28.06	9.88	69%	2.65	0.98	0.49	2.37	0.53	0.14	0.71	0.14	0.92	0.23	0.89	0.12	0.83	0.14	0.20	0.24		
	1232	-0.70	34.90	28.06	9.84	x	3.58	2.45	0.66	2.69	0.52	0.13	0.72	0.12	0.90	0.24	0.84	0.12	0.76	0.14	0.37	0.35		
50																								
70.00°N, -18.00°E	10	5.76	33.26	26.21	10.17			77%	3.39	1.27	0.60	2.69	0.56	0.15	0.81	0.14	1.04	0.26	0.89	0.13	0.81	0.14	0.20	0.31
27/08/1999	101	0.62	34.71	27.84	10.71			79%	2.98	1.22	0.52	2.55	0.51	0.15	0.76	0.13	0.97	0.25	0.88	0.12	0.80	0.14	0.22	0.28
1655 m	174	0.76	34.83	27.93	10.52			72%	2.89	1.09	0.51	2.46	0.54	0.13	0.72	0.87	0.89	0.24	0.88	0.13	0.74	0.13	0.21	0.29
	404	0.15	34.90	28.01	10.39			82%	3.04	1.27	0.54	2.43	0.50	0.14	0.75	0.13	0.96	0.26	0.88	0.12	0.81	0.15	0.23	0.28
	573	-0.35	34.89	28.04	10.21			68%	2.98	0.92	0.50	2.41	0.52	0.13	0.74	0.96	0.98	0.25	0.93	0.11	0.79	0.14	0.17	0.27
	1007	-0.67	34.90	28.06	9.89			83%	3.08	1.28	0.54	2.49	0.52	0.15	0.74	0.12	1.00	0.26	0.89	0.13	0.83	0.15	0.23	0.28
	1596	-0.91	34.91	28.08	9.76			82%	4.65	4.34	0.93	3.75	0.88	0.20	0.99	0.15	1.11	0.28	0.94	0.13	0.86	0.16	0.48	0.40
52																								
68.21°N, -29.63°E	6	2.32	30.53	24.37	11.31			81%	13.28	17.76	3.14	13.52	2.87	0.81	3.40	0.53	3.48	0.78	2.42	0.32	2.11	0.34	0.63	0.46
28/08/1999	80	-1.35	33.13	26.65	11.97			84%	13.96	21.29	3.37	14.64	3.03	0.87	3.42	0.54	3.48	0.75	2.36	0.32	2.01	0.34	0.72	0.52
375 m	251	1.02	34.56	27.69	10.46			58%	6.00	7.81	1.43	6.78	1.58	0.41	1.79	1.80	1.84	0.43	1.39	0.18	1.14	0.18	0.61	0.39
	303	0.20	34.57	27.74	10.54			83%	10.03	17.30	2.69	11.91	2.71	0.78	3.01	0.46	2.97	0.63	1.88	0.26	1.60	0.26	0.77	0.46
53																								
68.20°N, -29.63°E	183	3.31	34.52	27.47	10.15			76%	4.26	2.56	0.80	3.62	0.79	0.19	1.00	1.18	1.20	0.31	1.07	0.15	0.91	0.16	0.32	0.35
28/08/1999	200	4.31	34.77	27.57	9.68			79%	3.72	1.67	0.69	3.04	0.66	0.17	0.91	0.15	1.14	0.30	0.99	0.14	0.87	0.17	0.24	0.31
450 m																								
54																								
66.16°N, -27.52°E	5	3.81	31.40	24.94	11.02			67%	4.94	4.12	1.26	5.98	1.24	0.34	1.59	0.26	1.87	0.45	1.57	0.22	1.53	0.26	0.38	0.24
29/08/1999	59	-1.47	33.65	27.07	11.59			73%	25.72	34.78	4.71	14.70	0.81	0.22	1.61	1.40	1.43	0.35	1.24	0.17	1.08	0.19	0.72	1.76
500 m	352	0.16	34.83	27.96	10.55			82%	4.27	4.44	0.84	3.52	0.73	0.19	0.96	0.15	1.15	0.29	0.97	0.14	0.86	0.16	0.54	0.37
	442	-0.03	34.87	28.01	10.29			73%	3.23	1.84	0.61	2.82	0.59	0.16	0.80	0.15	1.00	0.25	0.91	0.12	0.79	0.14	0.30	0.30
	479	-0.04	34.87	28.01	10.18			80%	4.08	3.16	0.77	3.33	0.63	0.17	0.87	0.15	1.09	0.27	0.94	0.13	0.84	0.15	0.41	0.36
55																								
66.08°N, -27.25°E	11	5.71	33.45	26.36	10.47			74%	4.14	2.41	0.88	4.04	0.84	0.22	1.14	0.19	1.36	0.35	1.17	0.17	1.09	0.18	0.29	0.28
29/08/1999	51	2.62	34.39	27.43	10.76			70%	10.38	8.78	1.74	5.91	0.66	0.18	1.00	1.13	1.16	0.30	1.04	0.14	0.90	0.15	0.47	0.83
625 m	97	6.80	35.13	27.55	8.86			70%	3.50	1.31	0.61	2.71	0.62	0.15	0.79	0.97	0.99	0.25	0.91	0.12	0.78	0.13	0.20	0.33
	550	-0.12	34.88	28.02	10.24			60%	2.96	1.07	0.53	2.38	0.54	0.15	0.71	0.94	0.96	0.25	0.89	0.11	0.79	0.13	0.20	0.28
	610	-0.12	34.88	28.02	10.20			67%	2.96	1.15	0.53	2.47	0.51	0.14	0.72	0.13	0.93	0.24	0.85	0.11	0.75	0.13	0.21	0.29
56																								
66.01°N, -26.98°E	10	5.16	32.52	25.70	10.79			70%	4.00	2.74	0.95	4.33	0.90	0.25	1.25	0.20	1.50	0.38	1.26	0.17	1.21	0.20	0.32	0.24
29/08/1999	54	-0.46	33.30	26.75	12.40			67%	5.34	3.00	1.01	4.56	0.95	0.24	1.32	1.63	1.66	0.42	1.42	0.20	1.22	0.22	0.30	0.32
560 m	120	3.58	34.40	27.35	10.40			43%	1.37	1.02	0.59	3.02	0.70	0.17	0.82	0.13	1.02	0.25	0.89	0.13	0.92	0.15	0.25	0.11
	182	6.29	35.06	27.56	9.20			72%	3.47	1.38	0.60	2.80	0.56	0.14	0.80	0.97	0.99	0.26	0.89	0.12	0.78	0.13	0.22	0.33
	302	4.45	34.91	27.66	9.27			73%	3.53	1.61	0.62	2.88	0.63	0.16	0.85	1.03	1.05	0.27	0.98	0.13	0.88	0.14	0.25	0.30
	345	-0.25	34.53	27.74	10.77			34%	1.31	1.02	0.57	2.99	0.76	0.18	0.83	0.14	1.00	0.25	0.90	0.14	0.93	0.17	0.26	0.10
	544+502 (523)	-0.51	34.90	28.05	9.99			67%	4.55	4.13	0.93	4.12	0.91	0.22	1.06	1.18	1.21	0.30	1.00	0.14	0.89	0.15	0.46	0.38

57																										
61.99°N, -23.97°E	21		11.48	35.12	26.78	8.52		70%	3.08	3.13	0.74	3.32	0.67	0.16	0.82	0.14	0.96	0.23	0.81	0.12	0.65	0.12	0.48	0.36		
29/08/1999	403		8.00	35.23	27.46	8.61		67%	3.25	1.03	0.59	2.63	0.51	0.14	0.75	0.90	0.97	0.24	0.91	0.12	0.78	0.13	0.17	0.30		
1500 m	1475		3.39	34.99	27.84	9.25	x	57%	3.38	1.72	0.58	2.57	0.46	0.12	0.72	0.14	0.92	0.24	0.88	0.12	0.77	0.13	0.28	0.33		
Fjord Trodheim																										
63.62°N, 9.32°E	~ 7		~ 12.4	~ 31.9	-	-		104%	6.81	11.99	3.01	12.51	2.41	0.51	2.74	0.43	2.79	0.65	2.07	0.29	1.79	0.27	0.58	0.28		
13/8/99	~ 7		~ 12.4	~ 31.9	-	-	x	99%	7.39	11.94	2.98	12.37	2.40	0.49	2.74	0.43	2.70	0.63	2.05	0.28	1.76	0.26	0.57	0.31		
Fjord Bergen																										
60.87°N, 4.67°E	~ 7		-	~ 31.9	-	-		98%	12.25	11.96	2.59	8.64	1.42	0.28	1.66	0.25	1.60	0.39	1.29	0.18	1.12	0.17	0.49	0.81		
11/8/99	~ 7		-	~ 31.9	-	-	x	98%	11.37	12.40	2.53	8.94	1.45	0.28	1.70	0.25	1.61	0.39	1.27	0.18	1.12	0.17	0.53	0.75		
Fjord Spitzberg																										
67.82°N, 15.27°E	~ 7		~ 3.7	~ 31.9	-	-		96%	13.51	25.26	4.58	21.95	5.68	1.49	6.92	1.00	5.59	1.08	2.88	0.32	1.69	0.23	0.73	0.58		
21/8/99	~ 7		~ 3.7	~ 31.9	-	-	x	99%	6.02	9.31	2.17	10.64	2.65	0.74	3.64	0.55	3.26	0.68	1.83	0.21	1.08	0.15	0.58	0.40		
	~ 7		~ 3.7	~ 31.9	-	-	x	83%	9.74	11.46	2.50	12.75	3.07	0.84	4.06	0.61	3.88	0.82	2.37	0.29	1.58	0.26	0.53	0.46		
Fjord Nansen																										
68.21°N, -29.66°E	~ 7		~ 2.1	~ 30.6	-	-		97%	12.31	19.11	3.21	14.54	3.35	0.90	3.99	0.61	3.76	0.82	2.41	0.33	2.16	0.34	0.70	0.43		
28/8/99	~ 7		~ 2.1	~ 30.6	-	-		92%	13.01	20.37	3.42	15.61	3.51	0.95	4.14	0.63	3.90	0.84	2.52	0.35	2.26	0.35	0.70	0.43		
	~ 7		~ 2.1	~ 30.6	-	-	x	79%	6.98	5.82	1.29	5.74	1.17	0.33	1.60	0.26	1.93	0.47	1.59	0.24	1.50	0.26	0.44	0.35		
ECHANTILLONS SOLIDES (concentrations en 10 ⁻⁶ g/g)																										
Sédiment de surface, station 43, carotte MD99-2308Hy			2520	-	-	-	-	98%	30.59	64.79	7.29	26.99	5.03	1.11	4.50	0.64	3.52	0.70	2.07	0.30	1.97	0.29	1.00	1.14		
Sédiment de surface, station 38, carotte MD99-2307Hy			2321	-	-	-	-	98%	25.04	54.26	6.30	24.37	4.54	1.04	3.93	0.58	3.22	0.63	1.90	0.27	1.85	0.26	1.00	1.02		
Sable de plage Spitzberg			0	-	-	-	-	99%	3.14	8.16	1.11	4.34	1.00	0.25	0.97	0.18	1.15	0.25	0.86	0.13	0.87	0.13	0.99	0.26		

TAB. C.2 - suite

Annexe D

Lacan and Jeandel 2001

Cette annexe est la reproduction d'un article rédigé au cours de ce doctorat, au sujet d'un travail réalisé au cours de mon stage de Diplôme d'Etude Approfondies (DEA). Ce stage a été effectué au sein de la même équipe que celle au sein de laquelle j'ai effectué mon doctorat.



Earth and Planetary Science Letters 5779 (2001) 1–16

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns

F. Lacan, C. Jeandel *

LEGOS (CNRS/CNES/UPS), Observatoire Midi-Pyrénées, 14, Ave E. Belin, F-31400 Toulouse, France

Received 29 September 2000; received in revised form 29 January 2001; accepted 4 February 2001

Abstract

The Nd isotopic composition (IC) and Rare Earth patterns of hydrodynamic structures of the Equatorial Pacific Ocean were characterized along 140°W. The Nd IC of Antarctic Intermediate Water (AAIW) and of the lower layer of the Equatorial Undercurrent (EUC) at 140°W (13°C Water) are much more radiogenic at the equator than at their origin in the South Equatorial Current (12°S), revealing that these water masses have been in contact with the highly radiogenic Papua New Guinea (PNG) slope. In both cases, only a small fraction (less than 9%) of the sediment deposited on the PNG slope is required to be exchanged or dissolved to explain these Nd IC variations, whereas the hydrographic properties of the same water masses remain unchanged. This confirms the usefulness of this tracer to identify pathways of water masses. These results emphasize the importance of jets in transporting lithogenic material into the subsurface layers of remote areas, where aeolian inputs are particularly weak and corroborate the previous results on Fe and Al maximum in this area [M.L. Wells, G.K. Vallis, E.A. Silver, *Nature* 398 (1999) 601–604]. The Nd IC of the upper layer of the EUC contrasts strongly to that of the subpycnocline layer, indicating that the equatorial upwelling only affects the surface waters and is not effective between 120 and 150 m. We calculate that the Nd imprint of the PNG input is likely to vanish from this surface layer as it traverses the basin, due to the replacement of upwelled waters by non-radiogenic ones. © 2001 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: neodymium isotopic composition; Rare Earth patterns; seawater pathways; oceanic tracers; Papua New Guinea

1. Introduction

Since the eighties, the neodymium isotopic composition (Nd IC) of seawater has been recognized as a tracer in marine geochemistry. The Nd IC corresponds to the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio. It is ex-

pressed as ε_{Nd} which is the deviation of this ratio from its average value in the earth:

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{measured}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

The present-day $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio in the CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) taken as reference is 0.512638 [2]. In the ocean, dissolved

E-mail: francois.lacan@cnes.fr

* Corresponding author. Tel.: +33-5-6133-29033;

Fax: +33-5-6125-3205; E-mail: catherine.jeandel@cnes.fr

ϵ_{Nd} values allow the pathways and mixing of water masses on the oceanic basin scale to be traced [3–7]. In contrast to many circulation tracers, the seawater Nd IC is not affected by evaporation or any subtraction processes: the ϵ_{Nd} of any given water mass will only be modified when it receives an input of Nd with a different isotopic signal. Therefore, modification of the isotopic signature of a water body implies mixing with other water bodies and/or contact and exchange with continental inputs [7–9]. The Nd IC is also a powerful tracer of the sources and fates of marine particles: as Nd is a lithogenic element, it is brought to the sea by continental inputs. The distribution of ϵ_{Nd} in the solid earth is heterogeneous, varying from -36 for old granitic cratons to more than $+10$ for recent Mid Ocean Ridge Basalts (see the compilation in the data bank www.earthref.org). Therefore, pathways of particles between their sampling location and their source can be reconstructed and transformation processes through the water column can also be studied using ϵ_{Nd} ([10,11] and references therein, [12,13]).

In addition to its isotopic properties, Nd belongs to the geochemical group of the Rare Earth Elements (REE). In the ocean, the dissolved REE distribution is determined by the competition between soluble carbonate-REE(III)⁺ complexes and the removal of REE(III)⁺ by particle scavenging [14]. This competition causes fractionation between light and heavy REE (LREE and HREE). Moreover, cerium, which is oxidized to insoluble Ce(IV)⁺, is removed more effectively than its REE neighbors. These fractionations are represented by the REE pattern, that is all the REE concentrations measured in a sample normalized using the REE data of a reference material. This is a useful tool to identify which marine process could have modified the distribution of the REE in seawater (adsorption, desorption, redox process..., [14–16] and references therein). The simultaneous use of both the Nd IC and REE patterns is a fruitful approach for analyzing the dissolved/particulate exchanges and pathways of particles in seawater [13,17].

Despite the interest for this tracer, ϵ_{Nd} seawater data are scarce, especially in the Pacific Ocean

[5,18]. This is one of the reasons that the oceanic balance of Nd is not completely understood: the exact way in which water masses change their Nd IC is still unclear, although exchanges with particulate material at the ocean margins and along the coasts are suspected to be likely candidates [7,8].

Coale et al. [46] reported Fe and Al maximum at the equator at 140°W in the Pacific Equatorial Undercurrent (EUC), between 100 and 250 m. As aeolian inputs are low in this area [19], Coale et al. [46] deduced that the iron found in the surface waters is supplied from the enriched subsurface layer by the equatorial upwelling. This input of iron could control the primary production in this region. These authors suggested that this iron may originate from the Papua New Guinea (PNG) shelf (or upper slope), and be advected within the EUC. Wells et al. [1] speculate that past variations in the tectonic activity of PNG (mostly during the late Miocene) could have induced variations of iron inputs into the EUC source waters and subsequently caused variations in the Central Equatorial Pacific primary production. It is therefore important to assess clearly the origin of the iron enrichment of the subsurface waters. The Nd isotopic signature of the PNG slope ($\epsilon_{\text{Nd}} = +7$, [20]) is much more radiogenic (high ϵ_{Nd}) than the surrounding waters ($-9 < \epsilon_{\text{Nd}} < 0$; [5]). Therefore, we expect that the Nd IC of the uppermost 1000 m in the Central Equatorial Pacific could help test whether the lithogenic enrichments measured by Coale et al. [46] indeed originate on the PNG.

2. Hydrological context and sampling

Within the framework of the EqPac cruise (*R.V. Thomson*, November 1992), 17 samples were collected at three stations, between the surface and 850 m depth, along a north–south transect (2°N to 12°S) around 140°W. Conductivity, temperature, depth (CTD) measurements were also carried out at those stations, as well as at intermediate stations.

The major features of the circulation of the surface Central Pacific Ocean are (i) two large anti-

cyclonic gyres with axes along 20°N and 20°S and (ii) the equatorial current system (Fig. 1a). The northern limb of the southern anticyclonic gyre flows westwards and forms the South Equatorial Current (SEC), that extends from 5°N to 20°S at the surface. Below 100 m, the current shifts to the south and is found between 6°S and 25°S penetrating to depths greater than 1000 m [21] (Fig. 1b).

Along the equator, underneath the SEC, the EUC flows eastwards. This current originates north of PNG at ~200 m depth and rises gently along its 14 000 km pathway across the basin. It is located between 2°N and 2°S, is ~200 m thick, and has a mean speed of 0.4 m s⁻¹ with a maximum around 1 m s⁻¹ ([22,23] and compilation of current meter and ADCP (Acoustic Doppler Current Profiles) data from the TAO (Tropical Atmosphere Ocean) moorings (PMEL, US; JAMSTEC, Japan; IRD, France); Gourdeau, personal communication, 2000. It is mainly formed out of four undercurrents merging off the PNG coast (Fig. 1c). Three of them are coastal currents entraining waters of southern origin: the New Guinea Coastal Undercurrent (NGCU), the Saint Georges Undercurrent (SGU) and the New Ireland Coastal Undercurrent (NICU). The fourth one entrains waters of northern origin [24,25]. A strong pycnocline divides the EUC into two main layers: at 140°W, the upper one lies between 50 and 150 m and the lower one between 150 and 250 m. The upper layer includes the core of maximum velocity for the EUC. This layer contains Tropical Water originating from the high salinity cell centered around the tropic of Capricorn between 170°W and 120°W, where convective sinking of surface water takes place (Fig. 1a). This Tropical Water is entrained westwards in the SEC and then brought to the EUC by the coastal undercurrents described above. A large fraction of this water may be lost to the surface circulation as it flows eastwards [24]. The water that forms the subpycnocline layer of the EUC is described by Tsuchiya [26] as the Equatorial 13°C Water. Originating from the Tasman Sea, it flows eastwards to reach the southern limb of the south subtropical gyre, then it follows the course of this gyre, joining the SEC that

brings it to the Coral Sea. Finally, it flows northwards to the Solomon Sea and enters the Bismarck Sea through the Vitiaz Strait in the NGCU from which it feeds the EUC [26] (Fig. 1a,c).

Underneath the EUC, the Equatorial Intermediate Current (EIC) flows westwards between ~3°N and ~2°S [22] and from about 300 to more than 500 m depth (Fig. 1b). Underneath the EIC the flow direction is eastwards again. The boundary between this eastwards flow and the EIC is uncertain but situated between 500 and 800 m depth [21]. On both sides of the EIC there are eastwards flows, the North and South Subsurface Countercurrents (NSCC and SSCC), about 5° wide each (Fig. 1b).

The intermediate water mass found at 135°W between 10°S and 6.5°N is described by Tsuchiya and Talley [34] as the Antarctic Intermediate Water (AAIW) of the 'equatorial type'. These authors suggest that it originates from the AAIW of the 'subtropical type' found between 33°S and 17°S. Following these authors, the AAIW of the subtropical type would be carried to the west by the SEC and then northwards to the equatorial zone by the western boundary undercurrents in the PNG region. Equatorial flows would then spread the water mass into the interior of the equatorial region. The region between 17°S and 10°S is an AAIW transition zone.

The samples collected during the EqPac cruise allow us to document some of these hydrographic structures along 140°W (Fig. 1b and Table 1 for hydrographical characteristics). At 12°S we have sampled at 120 and 150 m the tongue of Tropical Water formed by convective sinking ($S=36.5$ and 36.4 , respectively). At 200 m the sample is located around the path of the 13°C Equatorial Water. At 835 m, we have sampled in the transition zone for AAIW, adjacent to the equatorial type AAIW. At 0°, there are two samples in the core of the EUC: 120 and 150 m, one sample in the core of the EIC: 350 m, one in the bottom end of the EIC: 545 m and one sample of AAIW of the equatorial type at 835 m. The 2°N station is located at the northern limit of the equatorial upwelling. We collected a sample at 15 m in the SEC, a sample around the northern boundary of the EUC at 155

4

F. Lacan, C. Jeandel / Earth and Planetary Science Letters 5779 (2001) 1–16

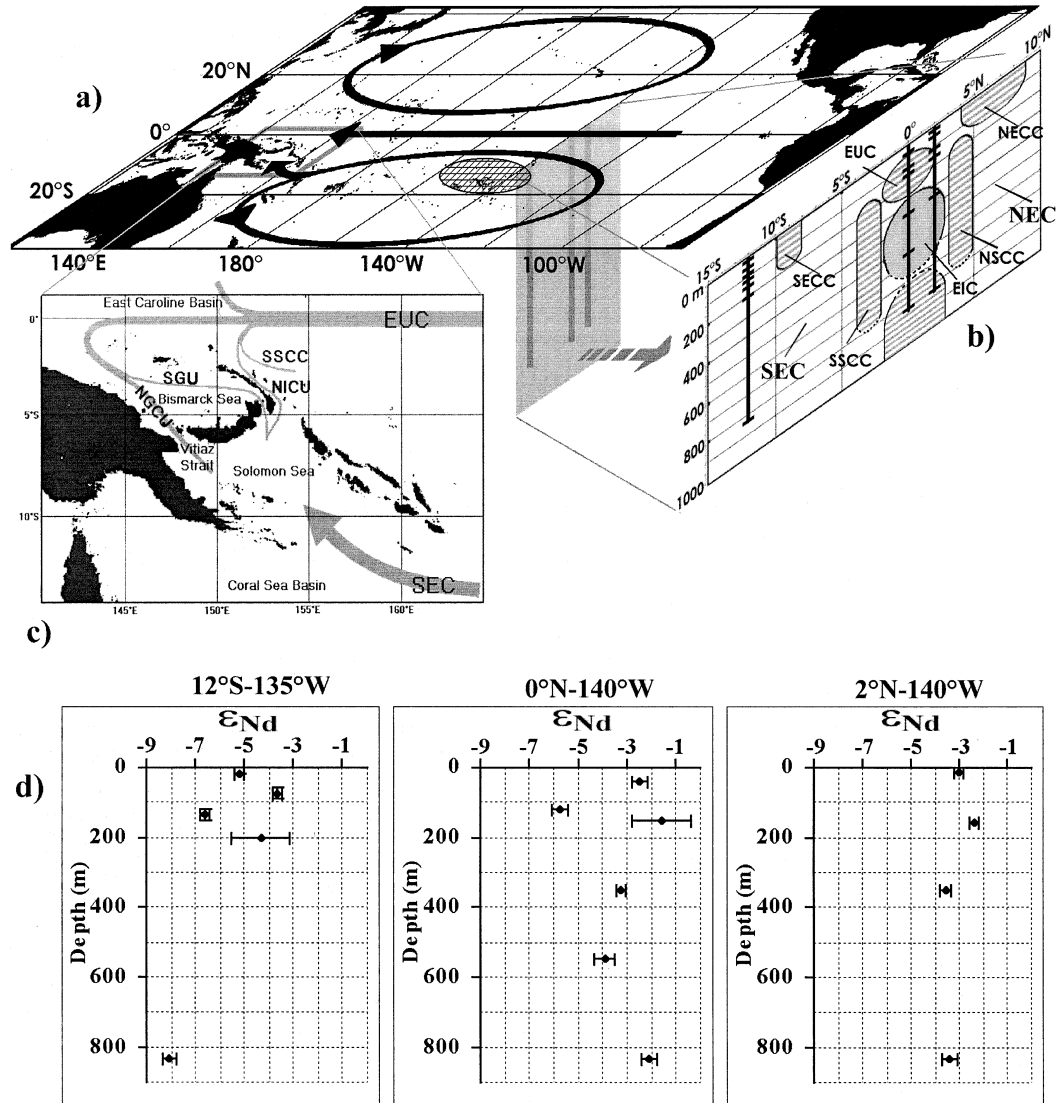


Fig. 1. (a) Map of the Central Pacific. The main structures of the surface circulation are represented by black arrows, the shaded area schematizes the high salinity cell where the Tropical Water is formed. The gray plane represents the 140°W section where the three Nd stations are shown by vertical lines. (b) Details of the 140°W section, modified from a 170°W section from Tomczak and Godfrey [47]. The three stations are represented by the vertical black lines, on which the sample locations are shown by horizontal segments. The main zonal currents are schematized. Unfilled and gray tint areas are westward flows: the SEC, the North Equatorial Current (NEC), and the EIC. Striped areas are eastwards flows: the South Equatorial Counter Current (SECC), the North Equatorial Counter Current (NECC), the Southern Subsurface Counter Current (SSCC), the Northern Subsurface Counter Current (NSCC) and the EUC. Note that the bottom extensions of the SSCC, NSCC and EIC are not well defined in the literature (this is represented by a dotted line). (c) Zoom on the PNG region showing in detail the currents that form the EUC: The NGCU, the SGU, the NICU and the SSCC. (d) ϵ_{Nd} profiles at the three stations.

Table 1
Nd ICs, Ce anomalies and hydrological properties of the samples analyzed in this work

Station location	Depth (m)	θ (°C)	Salinity	σ_θ	Ce/Ce*	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^a$	ϵ_{Nd}
2°N–140°W	15	26.246	34.582	22.643	0.51 ± 0.06	0.512484 ± 11	−3.0 ± 0.2
	40	26.239	34.582	22.645	0.36 ± 0.06	–	–
	110	22.817	34.730	23.783	0.37 ± 0.07	–	–
	155	13.978	34.910	26.123	0.17 ± 0.02	0.512516 ± 11	−2.3 ± 0.2
	350	11.011	34.776	26.599	0.32 ± 0.03	0.512455 ± 11	−3.5 ± 0.2
	835	5.401	34.548	27.270	0.23 ± 0.03	0.512463 ± 17	−3.4 ± 0.3
0°–140°W	40	24.598	34.954	23.430	0.34 ± 0.06	0.512511 ± 13	−2.4 ± 0.3
	120	19.674	35.134	24.950	0.33 ± 0.05	0.512343 ± 13	−5.7 ± 0.3
	150	17.236	35.174	25.593	0.26 ± 0.04	0.512556 ± 66	−1.6 ± 1.2
	350	10.847	34.783	26.635	0.21 ± 0.03	0.512471 ± 11	−3.2 ± 0.2
	545	7.823	34.620	27.002	0.54 ± 0.05	0.512437 ± 20	−3.9 ± 0.4
	835	4.341	34.549	27.278	0.22 ± 0.02	0.512530 ± 15	−2.1 ± 0.3
12°S–135°W	20	27.270	35.922	23.328	0.70 ± 0.07	0.512371 ± 11	−5.2 ± 0.2
	60	26.666	36.212	23.739	0.44 ± 0.06	–	–
	75 ± 15	26.269	36.345	23.966	–	0.512450 ± 11	−3.6 ± 0.2
	90	25.937	36.455	24.153	0.41 ± 0.08	–	–
	120	24.949	36.490	24.485	0.60 ± 0.07	–	–
	135 ± 15	24.124	36.467	24.717	–	0.512300 ± 11	−6.6 ± 0.2
	150	23.489	36.399	24.854	0.85 ± 0.10	–	–
	200	21.352	36.080	25.221	0.37 ± 0.06	0.512417 ± 66	−4.3 ± 1.2
	835	5.180	34.523	27.276	0.59 ± 0.05	0.512224 ± 16	−8.0 ± 0.3

–: not measured.

^aAbsolute errors of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ have to be multiplied by 10^{-6} .

m, a sample in the EIC at 350 m and a sample of AAIW of the equatorial type at 835 m.

3. Analytical procedures

3.1. Nd IC

The analytical procedure used to purify Nd from the seawater comprises three steps. First, 10 l of seawater were preconcentrated using C18 cartridges loaded with a REE complexant (HDEHP/H₂MEHP). The REE were subsequently eluted with 6 N HCl, which efficiently separated them from most seawater ions. This procedure is described in detail by Jeandel et al. [7]. Second, this solution is dried and dissolved in 2.5 N HCl for the separation of the REE from the remaining ions (traces of Ca, Sr, Ba, Mg...). This second extraction was a chromatography using a cationic resin [27]. The REE were eluted with 9 ml of 6 N HCl. This solution was dried and dissolved again in 0.3 N HCl for the final extraction of Nd.

This last step is based on a reversed phase chromatography (anionic exchange; [6,28]).

Mass spectrometric analyses were carried out on a Finnigan MAT 261 mass spectrometer (static mode). Sample size for mass spectrometric analysis was typically 6–30 ng and Nd was analyzed as Nd⁺. The $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219 is used to correct the mass fractionation. An international standard (La Jolla, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511850 \pm 20 \times 10^{-6}$; Lugmair, personal communication, 2001) was analyzed daily ($n = 24$) to monitor instrumental drift. The averaged result was within the certified range of the La Jolla value, so that no instrumental bias had to be taken into account. The standard deviation of this average is 11×10^{-6} (2σ), that is 0.2 ϵ_{Nd} unit: this external precision was applied to all the results having a better counting statistic.

Blank values range between 120 and 300 pg, that is 2–5% of the signal. Our limited sampling did not allow us to split or duplicate any sample analyzed in this work: concentrations were too low and only one sample per depth was collected.

However, the procedure used here is exactly the same as the Jeandel et al. [7] procedure. We therefore expect a similar reproducibility, which is within the 2σ error of the counting statistics.

3.2. REE concentrations

REE concentrations were measured on a Perkin Elmer Elan 6000 Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS), following the procedure established in our laboratory [17], which coupled an internal standard and an isotopic dilution analysis. First, REE concentrations were evaluated by comparing the machine responses for the sample and a standard solution. Then, isotopic dilution was applied to Nd and Yb only. This last method is independent of the analytical recovery. Comparison of the results obtained for Nd and Yb concentrations by both methods allows us to estimate the experiment recovery of these two elements in each sample (range of values: 77–100% and 87–100% for Nd and Yb, respectively). Efficiencies of the protocol for the other REE are calculated by linear interpolation; finally, their concentrations measured by the internal standard method were corrected. The weight of the samples was approximately known, inducing an uncertainty of about 20% on absolute concentration values. Nevertheless, this has no effect on the LREE/HREE ratio within a given sample, nor its Ce anomaly. Absolute values used in the discussion are from Zhang and Nozaki [15].

REE were extracted from seawater by iron oxide co-precipitation. A 0.5 l aliquot, first acidified to pH 2, was spiked with ^{150}Nd (97.84%) and ^{172}Yb (94.9%). Then 1 ml of 1 N HNO_3 containing 0.5% Fe was added. After equilibration, the pH was increased to 7–8 by addition of NH_4OH , and co-precipitation took place. The REE–Fe precipitate was extracted by successive centrifugations. It was redissolved in 1 ml of 6 N HCl and loaded on an anion exchange column to remove Fe (0.8 cm in diameter, 4 cm in length, containing 2 ml Bio-Rad AG1 \times 8 resin). REE were eluted with 9 ml of 6 N HCl. This solution was evaporated and the residue was redissolved in 9 ml of 0.3 N HNO_3 for ICP-MS measurement.

Concentrations were reproducible within 0.9% for LREE and 4% for HREE, the worse reproducibility corresponding to the smallest samples. Blank values were smaller than 40 pg for abundant LREE and 3 pg for HREE.

4. Results

4.1. Nd IC

The seawater Nd IC are reported in Table 1. Vertical profiles of ϵ_{Nd} are plotted on Fig. 1d.

4.1.1. 2°N – 140°W

Vertical variations of ϵ_{Nd} values are quite small. ϵ_{Nd} values range from -3.5 to -2.3 . The mean value is -3.1 ± 0.5 . The AAIW sample (835 m) has a value of -3.4 .

4.1.2. 0° – 140°W

ϵ_{Nd} variations are much larger, ϵ_{Nd} values range from -5.7 to -1.6 . The mean value is -3.2 ± 1.5 . There is a very important difference (3.9 ϵ_{Nd} units) between the two samples of the EUC, only 30 m apart (120 and 150 m), but situated in two distinct layers of the undercurrent. The deeper one (150 m) has an isotopic value comparable to that observed for the same depth at 2°N . Measurements in the EIC gave values of -3.2 and -3.9 , in the same range as that observed at 2°N for this current ($\epsilon_{\text{Nd}} = -3.5$). The intermediate water sample at 835 m is relatively radiogenic, with a value of -2.1 .

4.1.3. 12°S – 135°W

vertical variations of ϵ_{Nd} values are also significant, especially within the first 200 m. ϵ_{Nd} values are between -8.0 and -3.6 . The average value is -5.5 ± 1.8 , this is the least radiogenic station observed in this work. Because of the insufficient amount of Nd in some samples, we had to mix some of them to make one out of two. The 60 m and 90 m samples were mixed as well as the 120 m and 150 m ones, producing data at 75 ± 15 m and 135 ± 15 m, respectively. At 135 m, in the tongue of Tropical Water, ϵ_{Nd} is -6.6 , whereas it is -4.3 at 200 m in the path of the Equatorial 13°C

F. Lacan, C. Jeandel/ Earth and Planetary Science Letters 5779 (2001) 1–16

7

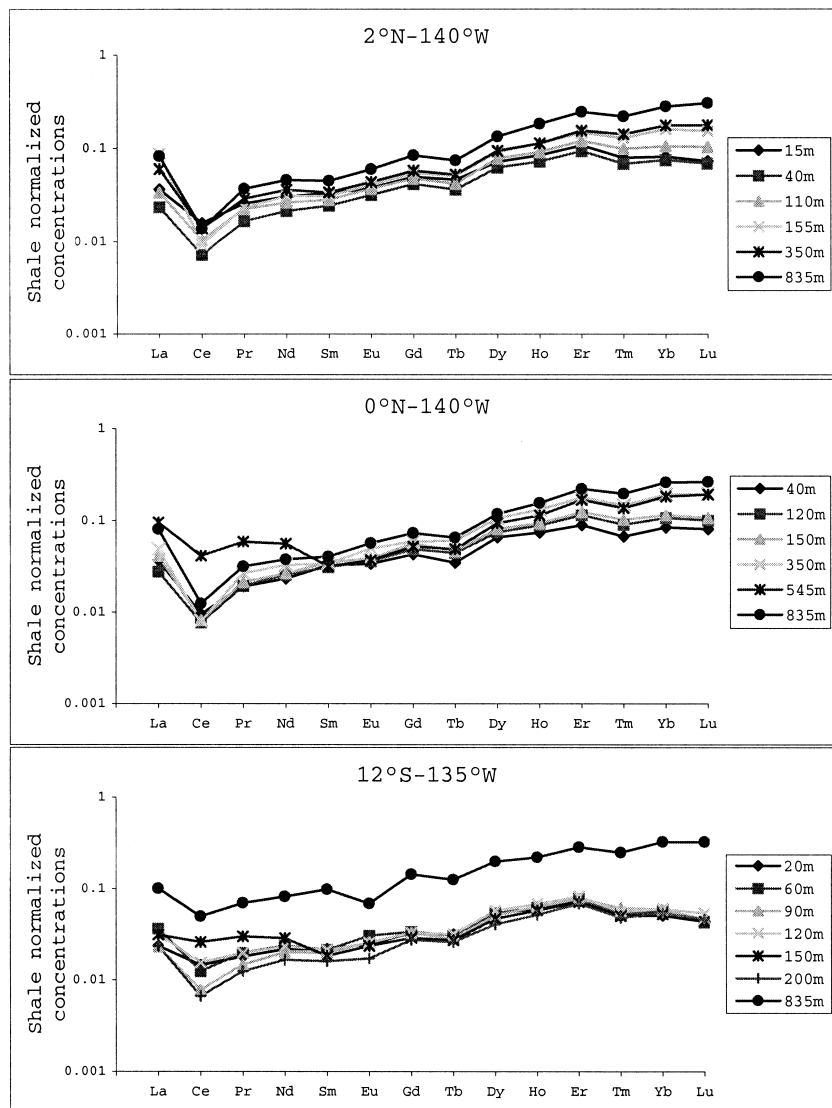


Fig. 2. Shale normalized REE concentrations of seawater samples collected during the EqPac cruise in November 1992. Due to the uncertainty affecting absolute concentrations of each sample (see the text), the shapes of the REE patterns are mostly used in this work.

Water. The AAIW shows a value of -8.0 , considerably less radiogenic than the intermediate waters of the two northernmost stations.

4.2. REE concentrations

REE patterns are shown in Fig. 2. Measured concentrations have been normalized to the aver-

age REE concentrations of North American, European and Russian shales ([16] and references therein). Patterns have marine properties, i.e. a negative cerium anomaly and a LREE/HREE fractionation. These characteristics reflect the particle activity and/or the aging during water mass transport: in general, the older (deeper) the water mass, the larger are the Ce anomaly and the HREE enrichment (e.g. [29]). In agreement with recent observations [19,30] surface waters do not reflect any influence of aeolian input at this remote longitude. Ce anomalies, Ce/Ce^* , were calculated using the equation:

$$\frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce \times 2}{(La + Pr)}$$

where Ce, La and Pr are the shale normalized concentrations (values close to 0 correspond to large anomalies whereas values close to 1 corresponds to weak ones). Calculated anomalies are reported in Table 1. The most relevant features are the Ce anomalies of the three AAIW samples, which are 0.23 at 2°N, 0.22 at 0° and 0.59 at 12°S.

5. Discussion

Measured ε_{Nd} and REE concentrations are in good agreement with previous studies for the Pacific Ocean [3,5,18,29,31]. The average Nd IC of the whole Pacific basin is not significantly modified by our results ($\varepsilon_{Nd} = -4.3 \pm 1.8$ before our measurements to -4.2 ± 1.8 after). Similarly, the average ε_{Nd} shifts from -4.1 ± 1.5 to -4.0 ± 1.5 for the North Pacific and from -5.7 ± 3.7 to -5.6 ± 2.7 for the South Pacific. The measured value for AAIW at 12°S also compares well with preceding data [3,6,29], contrasting with the northernmost intermediate waters ('equatorial' AAIW) with its more radiogenic ε_{Nd} (Table 1, Fig. 1d). As a general rule, the 12°S station has a less radiogenic signature than the two others. This contrast can be related to the origins of the collected waters, the South Pacific being characterized by a less radiogenic signature than the North Pacific [5,18,32].

In the following, we will first discuss the Nd IC

of the equatorial intermediate water (0° and 2°N), then that of the lower part of the EUC (0°, 150 m) and finally that of its upper part (0°, 120 m). In the three cases the results will be compared to the 12°S station results, since the latter can be considered as the origin of the waters found at the equator, as described by Tsuchiya ([24,26,31]) and Tsuchiya and Talley [34] and represented on Fig. 1. The general picture is that part of the water entrained in the SEC (where the 12°S station is located) turns northwestwards towards PNG, and reaches the Central Equatorial Pacific (where the 0° and 2°N stations are located) entrained by equatorial flows. As the SEC is active to depths greater than 1000 m, it entrains the three layers studied here. The AAIW found at the equator comes from the South Subtropical Gyre by way of western boundary undercurrents such as the NGCU, that flows northwestwards through the Vitiaz Strait and along the north coast of PNG [33,34]. The water found in the lower part of the EUC, originating from the Tasman Sea, flows around the South Subtropical Gyre before entering the NGCU, to finally reach the EUC. The depth of the isopycnal characterizing this water ($\sigma_\theta = 26.4$) around the 12°S station is roughly 300 m [26]. At its source in the PNG region, the upper part of the EUC is mainly composed of waters originating on the high salinity cell centered around the tropic of Capricorn [24]. This tongue of high salinity was sampled at 135 m depth at the 12°S station. Note that all these trajectories involve western boundary coastal undercurrents of the PNG region.

5.1. Intermediate waters

Samples of intermediate waters at 2°N, 0° and 12°S show very similar hydrological properties ($\theta = 5.40, 5.34$ and 5.18°C , $S = 34.55, 34.55$ and 34.52 psu, $\sigma_\theta = 27.27, 27.28$ and 27.28 at 2°N, 0° and 12°S respectively, see Fig. 3). This indicates that they likely have a common origin, that is AAIW [34]. On the contrary, the measured Nd IC (Fig. 1d), and REE patterns (Fig. 2) are very similar at 2°N and 0° but there are large differences between these two stations and the 12°S one: ε_{Nd} increases from -8 ± 0.3 at 12°S,

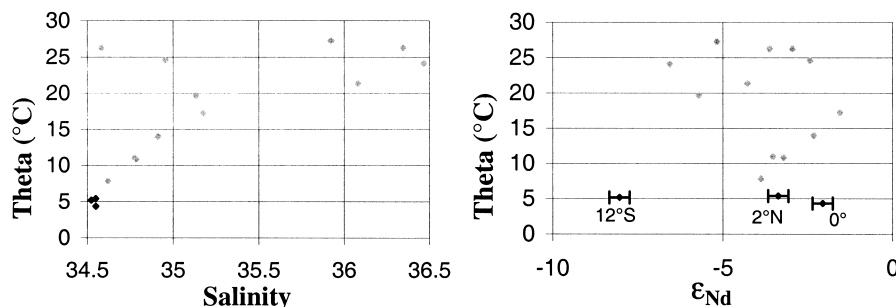


Fig. 3. θ -S and θ - ϵ_{Nd} diagrams of the analyzed samples. Black symbols represent AAIW samples. On the θ -S diagram AAIW show very similar characteristics, whereas they are clearly distinguishable on the θ - ϵ_{Nd} diagram.

to -2.1 ± 0.3 and -3.4 ± 0.3 at 0° and 2°N respectively. These significant ϵ_{Nd} variations contrast with the similar hydrographic properties, as illustrated in Fig. 3. Given that the Nd IC at 2°N and 0° are similar, we will consider only their average ($\epsilon_{Nd} = -2.8 \pm 0.7$) in the following. As outlined above, such a radiogenic value in the northern part of the EqPac section requires that the AAIW found at $0^\circ/2^\circ\text{N}$ has been modified by an input of radiogenic Nd ($\epsilon_{Nd} > -2.1$). The AAIW trajectory between 12°S and the equator through the PNG region (see above) offer one viable explanation for the ϵ_{Nd} variation from -8 in the ‘southern’ AAIW to -2.8 in the equatorial AAIW. Any ϵ_{Nd} change requires an input of Nd from a source with a different IC. Hydrography shows no mixing of water masses [34], which implies that the Nd input is of lithogenic origin. PNG (and adjacent volcanic islands) is the only land mass on the possible pathways of AAIW from the South Subtropical Gyre to the Equator. Its northeastern coast (together with the New Britain one, on the other side of the Vitiaz Strait) is characterized by $\epsilon_{Nd \text{ PNG}} \approx +7$ [20], a value radiogenic enough to allow the observed increase. In support of this, Jeandel et al. [7] suggested that the Nd isotopic signature of water masses is likely to be modified in areas where intense dissolved/particulate exchange occurs. This could happen in the vicinity of coasts, along continental slopes or within straits, where the hydrodynamics would enhance re-suspension of deposited sediment. The Vitiaz Strait is particularly narrow (less

than 30 km width at 800 m depth) and is a likely place for changes in Nd IC in the waters flowing through it to occur. For these reasons we conclude that the AAIW isotopic signature is likely to be modified as it flows along the northern coast of PNG.

We now estimate the Nd fluxes required to achieve the observed ϵ_{Nd} variation through the Vitiaz Strait. The AAIW flows at about 2–4 Sv ([33]; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); we take here the average value ($F_1 = 3 \text{ Sv}$). It flows at about 800 m depth, so that the Nd input might come from the PNG slope. The Nd concentrations measured in waters having AAIW properties (at 795 m in the Coral Sea, upstream from PNG and at 991 m in the Caroline Sea, downstream of PNG) are respectively $C_{\text{up}} = 10 \text{ pmol kg}^{-1}$ and $C_{\text{down}} = 9.3 \text{ pmol kg}^{-1}$ [15]. Neglecting the minor decrease, we assume that the Nd concentration is constant in this water mass as it flows along the coast of PNG. We assumed the upstream Nd IC to be that measured at 12°S ($\epsilon_{Nd \text{ up}} = -8$) and the downstream value to be the average of those measured at 2°N and 0° ($\epsilon_{Nd \text{ down}} = -2.8$). Constant concentrations combined with a varying ϵ_{Nd} requires an exchange of Nd between the slope of PNG and the AAIW. If E is the average flux of Nd exchanged and $\epsilon_{Nd \text{ result}}$ the Nd IC resulting from this process, then:

$$\epsilon_{Nd \text{ result}} = \frac{(C_{\text{up}} \times F_1 - E) \times \epsilon_{Nd \text{ up}} + E \times \epsilon_{Nd \text{ PNG}}}{C_{\text{down}} \times F_1} \quad (1)$$

Taking $\epsilon_{\text{Nd PNG}} \approx +7$ [20], we find $E = 4.9 \times 10^7$ g(Nd) y^{-1} . The possible process causing this exchange of Nd between the slope of PNG and seawater will be discussed in detail in Section 5.2. However, we can estimate the amount of solid material that would be required to release the Nd contained in its lattice to obtain such fluxes, whatever the process. The Nd concentration in the volcanic PNG material is approximately 9 ppm [20], the percentage of dissolution of Nd from marine particles or sediments in seawater is between 3 and 20% [17,35,36]. Assuming an average of 10% dissolution, the amount of PNG material needed for this Nd exchange is 5.4×10^7 t y^{-1} , that is 9% of the fluvial sediment discharge from PNG to the ocean [37]. Milliman [37] demonstrated that this sediment discharged to an active margin directly reached the deep sea. The steepness of the slope likely induces re-suspension of the deposited material and favors solution/particles contact. The residence time of AAIW in the Vitiaz Strait is around 6 days; it reaches a maximum of 2 months when assuming that it flows along the whole slope of PNG in the NICU. This means an efficient modification of the water mass Nd signature in such an oceanographic context (strong hydrodynamics, high dissolved/particulate exchanges). These results are consistent with the more pronounced Ce anomaly in the ‘equatorial type’ AAIW: adsorption/desorption processes promote larger anomalies [17]. These results indicate that AAIW is modified from the ‘southern type’ to the ‘equatorial type’ by flowing along the PNG coast. They also confirm that the Nd isotope signature helps reconstruct the present-day pathways of a water mass even though its hydrographical properties are not strongly modified along its path (see Fig. 3 and [7]).

5.2. EUC

Two samples were analyzed in the core of the EUC at the equator. Despite their small difference in water depths, their Nd IC differ significantly ($\epsilon_{\text{Nd}} = -5.7 \pm 0.3$ at 120 m and $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 1.2$ at 150 m). This indicates that the boundary between the two layers of the EUC is between those depths. The large vertical ϵ_{Nd} gradient also indi-

cates that the two layers do not influence each other significantly. In other words, the upwelling does not seem to affect the subpycnocline layer of the EUC.

5.2.1. Lower part of the EUC

The lower part of the EUC comprises the 13°C Water. It is a thick and homogeneous layer, not directly involved in the Ekman flow [24] so that, to a first approximation, we assume that its Nd IC remains constant between the source of the EUC and the 140°W section ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 1.2$). The Nd IC of the 13°C Water entering the NGCU was chosen to be that of our 12°S sample having the closest density to that characterizing the 13°C Water ($\epsilon_{\text{Nd}} = -4.3 \pm 1.2$, 200 m). These hypothesis suggest an increase from $\epsilon_{\text{Nd}} = -4.3$ to $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6$ while the water flows in the NGCU. The concentrations measured by Zhang and Nozaki [15] in the Coral and Caroline Sea for the layer with the density of the 13°C Water ($\sigma_\theta = 26.4$) show a slight increase: $C_{\text{up}} = 4.9$ pmol kg^{-1} and $C_{\text{down}} = 6.6$ pmol kg^{-1} respectively. The flux of the 13°C Water is estimated at $F_2 = 3$ Sv from data given by Lindstrom et al. [38]. The concentration increase (1.7 pmol l^{-1}) in this layer requires an input of Nd from PNG of 2.3×10^7 g(Nd) y^{-1} . With the 13°C Waters flowing around 300 m depth, Nd inputs are likely to be provided by the PNG the upper slope. This input modifies ϵ_{Nd} as follows:

$\epsilon_{\text{Nd result}} =$

$$\frac{C_{\text{up}} \times F_2 \times \epsilon_{\text{Nd up}} + (C_{\text{down}} - C_{\text{up}}) \times F_2 \times \epsilon_{\text{Nd PNG}}}{C_{\text{down}} \times F_2} \quad (2)$$

The resulting Nd IC is $\epsilon_{\text{Nd result}} = -1.4$, very close to the measured value of -1.6 . No exchange is required this time to reconcile the concentration and isotopic signal variations. This input of Nd roughly corresponds to the remobilization of 2.6×10^7 t y^{-1} of PNG material, that is 4% of the total fluvial load [37]. This small proportion is of the same order as above, and makes our explanation conceivable.

The fact that exchange processes are required

to explain the variations observed in the AAIW and not in the 13°C layer can be related to (1) different speciations of Nd in the different input sources or (2) velocity differences between the currents entraining the 13°C Water and the AAIW (about 70 cm s⁻¹ and 12 cm s⁻¹, respectively [33,38]). However this difference of behavior could not be significant because we initially assumed no ϵ_{Nd} variation within the EUC. However, the salinity at 0° 150 m is 35.17 whereas the same isopycnal leaves the PNG region with a value 35.5. This slight freshening could reflect the merging of waters originating from the Northern Pacific into the EUC, although the precise dynamic of this input is not yet understood [24]. From the literature [5] and this work, the Nd IC of these waters is likely below -1.6. If this input occurs, it would therefore induce a decrease of ϵ_{Nd} between PNG and 140°W, implying that waters would leave the PNG with a more radiogenic value than that assumed here ($\epsilon_{Nd} = -1.6$). In that case, the ϵ_{Nd} increase in the NGCU could no longer be explained by a sole input, an exchange would become necessary. The lack of ϵ_{Nd} data in the PNG region does not allow us to conclude firmly on that point, the hypothesis of a sole input remaining the most probable hypothesis regarding our data set.

Three kinds of sources can be considered to explain the input: (1) Hydrothermal inputs seem unlikely since it has been demonstrated that the influence of hydrothermalism is not significant for the local and global REE budget in the ocean [39]. (2) Dissolved riverine inputs: following Sholkovitz et al. [16], the europium weathered from PNG as dissolved load explains 20% of the excess of the Eu observed in the upper layers of the Caroline Sea. Using their data, we estimated that about 1.9×10^6 g y⁻¹ of dissolved riverine Nd are brought to the upper Caroline Sea, that is less than 10% of the amount required to explain the Nd enrichment and the isotopic variation. In addition, Sholkovitz (personal communication) provided us with the only dissolved Nd IC measured in the SEPIK river. Its ϵ_{Nd} is -3.1, definitely more negative than the volcanic material outcropping on the eastern coast (about +7; [20]). Finally, Sholkovitz et al. [16] suggested

that the dissolved riverine REE inputs from PNG can be traced in the surface layers of the Caroline Sea by a mid-REE enrichment when the samples are normalized to a composite reference, deduced from the Coral Sea data of Zhang and Nozaki [15]. We applied this normalization to all our REE patterns, and did not observe any mid-REE enrichment between the southern and northern stations of the section. Hence, we suspect that direct input of riverine dissolved Nd plays a minor role in the variations observed. (3) The best candidate is the dissolution of solid material at the continent/ocean interface (shelf, slope...). This process can yield the two types of behaviors, exchange or net input, but does not give a hint which one to favor. This third hypothesis is also invoked to explain 80% of the Eu excess observed in the upper layers of the Caroline Sea, the excess which is not balanced by dissolved riverine [16]. This 'exchange' hypothesis has previously been proposed to reconcile the variations of Nd concentration and Nd IC on a basin scale [6,7] and on a global scale [9,29]. Although it would be useful to quantify this process here, we demonstrated above that our data do not allow to solve that point here. However, the Nd isotope signal does demonstrate what was suspected [40]: that lithogenic elements are transported across the Pacific Ocean within the subpycnocline layer of the EUC and that they originate from PNG.

This westward advection of lithogenic material is supported by the high ²²⁸Ra signal observed in subsurface waters collected at the same location as this study, but earlier in the year (spring 1992; [41]). The strong ²²⁸Ra gradient also supports the idea that the equatorial upwelling does not affect the 13°C layer. Ku et al. [41] suggested that the source of ²²⁸Ra is the nearby western American coast. We do not agree with this interpretation as (1) the ϵ_{Nd} of Californian inputs is expected to be around -5 [42], which is too low to explain the equatorial ϵ_{Nd} values and (2) the hydrographic literature clearly states that advection is eastwards for these waters.

5.2.2. Upper part of the EUC

The upper part of the EUC, containing Trop-

ical Waters, is affected by equatorial upwelling and lateral advection. Thus, a large part of its water is renewed on its way from the PNG coast to 140°W [24]. Wells et al. [1] proposed a simple model of this layer to explain the dissolved Fe concentrations measured at 140°W in the EUC: 0.1 nmol kg⁻¹ in the upper part and 0.35 nmol kg⁻¹ in the lower part. These authors assumed that both layers have the same iron concentration (0.35 nmol kg⁻¹) when leaving the PNG coast, the lower layer remaining unchanged all the way to 140°W. On the contrary, the upper part loses Fe by upwelling, while no enrichment occurs by lateral advection since the surrounding waters are Fe-depleted. This results in an exponential decrease of the dissolved Fe concentration from 0.35 to 0.1 nmol kg⁻¹ at 140°W [1]. This model was modified to reconstruct the variation of the Nd IC along the upper layer of the EUC. First, we took into account lateral inputs, since surrounding waters are not Nd-depleted. In addition we considered that the horizontal velocity of the EUC is 0.4 m s⁻¹ instead of the 1 m s⁻¹ taken by Wells et al. [1]. The former estimate was made for the period of about 6 months that effectively corresponds to the transport of the water that was sampled at 140°W in November 1992. Four different sources of data converge towards this lower value: (1) The TAO ADCP and current meter data at the equator, at 165°E, 170°W and 140°W gave velocities between 0.4 and 0.8 m s⁻¹; but these values overestimate the average EUC current speed since they sample its maximum velocity. (2) Wyrтки and Kilonsky [22] give the mean transport and area of the EUC measured during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment (1979–1980, around 155°W) from which we calculated a mean velocity of 0.4 m s⁻¹. (3) From a depth profile of a modeled zonal velocity averaged over the period from 1992 to 1997 at 0°–140°W [43], we calculated a mean velocity of 0.6 m s⁻¹, likely to be overestimated because centered on the equator, as for the TAO data. (4) Finally, Gourdeau (personal communication, 2000), using the model from Gent and Cane [44], gave us the zonal velocity averaged between 2.2°N and 2.2°S, for the 6 months preceding the sampling. From those simulations we extracted a mean zonal ve-

locity of 0.4 m s⁻¹ in the EUC. We therefore adopted 0.4 m s⁻¹.

Then, we estimated the Nd IC in the upper EUC layer at its source. As it has neither the same origin, nor the same volume as the underlying 13°C layer, we cannot assume that it has the same Nd signal when leaving PNG. In its formation region it is characterized by $\epsilon_{\text{Nd up}} = -6.6$ (12°S, 135 m). We assumed then that this Tropical Water flowing through the Vitiaz Strait interacts with the PNG upper slope in a similar way to the 13°C Water, i.e. that there is no Nd exchange, only inputs. This assumption is based on the facts that these two water masses are flowing on top of each other in the NGCU (150–200 m and 220–360 m for the Tropical Water and the 13°C Water, respectively); therefore they should interact with similar layers along the slope; in addition, their speeds are close to each other (around 90 cm s⁻¹ and 70 cm s⁻¹ respectively). The flux of Tropical Water through the Vitiaz Strait is estimated to be 2 Sv [38]. The concentrations upstream and downstream of PNG are those of Zhang and Nozaki [15] in the Coral and Caroline Sea, $C_{\text{up}} = 3.5$ pmol kg⁻¹ and $C_{\text{down}} = 4.25$ pmol kg⁻¹ respectively. The values are chosen at $\sigma_{\theta} = 24.95$, which is the density of the Tropical Water in that area. Applying Eq. 2 to these data, we find $\epsilon_{\text{Nd down}} = -4.2$. This value will be used as the starting value in the following model.

The model is sketched on Fig. 4. The upper layer of the EUC is represented as a rectangular box, 8333 km long (from 145°E to 140°W) and 100 m thick (50–150 m). The horizontal velocity is constant and set to 0.4 m s⁻¹, the vertical velocity is also constant and set to 1.23 m day⁻¹ [45]. This implies a water renewal of approximately 95% between the source of the EUC and 140°W. This renewal corresponds to a loss from the top due to upwelling and to a gain from the side due to lateral advection. The proportions of water advected from the northern and southern sides of the box are constrained by the salinity budget (Fig. 4). Salinity values used for lateral inputs were those measured during the campaign at 2°N and 2°S at 120 m depth (34.8 and 35.2 respectively). The original salinity value of the Tropical Water in the region of formation of the

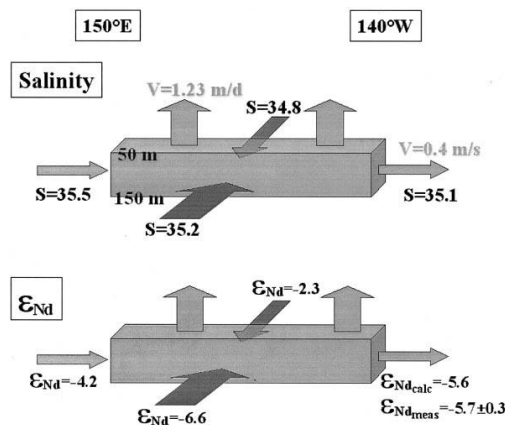


Fig. 4. Model of the upper layer of the EUC, between 150°E and 140°W. The velocity of the westward flow is set to 0.4 m s^{-1} , the one of the upwelling to 1.23 m day^{-1} . Lateral advection is constrained by salinity. The model is then used to calculate ϵ_{Nd} at 140°W from ϵ_{Nd} values at the source (150°E) and in the advected waters.

EUC is that given by Tsuchiya et al. ([24]; $S=35.5$). This constraint implies that out of the 95% of water renewal, 74% came from the south and 21% from the north. We assumed a constant and equal Nd concentration inside and outside the box (this work). The Nd IC for the water advected from the south is set at $\epsilon_{\text{Nd south}} = -6.6$ because this is the value of the Tropical Water measured at 12°S. The Nd IC for the water advected from the north is set to $\epsilon_{\text{Nd north}} = -2.3$, as measured at the level corresponding to the upper layer of the EUC at 2°N, that is 155 m. The output of the model gives a Nd IC at 140°W in the upper layer of the EUC of -5.6 , perfectly consistent with the measured value of -5.7 ± 0.3 for this layer. Owing to the hypothesis made for the ϵ_{Nd} value for the upper EUC waters at their origin, this agreement has to be considered with caution. Nevertheless, the good agreement between measured and calculated values also holds when a horizontal velocity of 1 m s^{-1} is applied to this model [1]: this corresponds to a renewal of 70% of the water, and yields a calculated ϵ_{Nd} value of -5 , only slightly below the measured one. We also tested the sensitivity of our calculation to

the original ϵ_{Nd} value taken at 12°S: assuming that it is of -3.6 , as measured at 12°S, 75 m, the ϵ_{Nd} value after the PNG would be -1.7 and the resulting ϵ_{Nd} value after the renewal of waters at 140°W would be -5.5 . In any case, the original value of the Tropical water is not crucial for the remaining calculation: the renewal of waters due to the active equatorial upwelling suppresses any PNG contribution on these surface waters. On the other hand, applying a velocity of 0.4 m s^{-1} to calculate the iron concentration variations leads to the total depletion of iron in the surface layer of 140°W, with a calculated value of 0.02 pmol l^{-1} , far below the measured one [46].

Wells et al. [1] suggest that paleo-variations in primary production in the eastern Equatorial Pacific could reflect variations in the tectonic activity of PNG. Such activity would imply variations in the Fe enrichment of the source waters of the EUC and therefore variations of the Fe content of the surface waters of the eastern Equatorial Pacific. Primary production being limited by Fe in this area [46], this would result in variations in the primary production. Our results contradict this hypothesis, as the important renewal of the upper layer of the EUC (due to upwelling) seems to completely eliminate the PNG imprint, as shown by the depletion of the Nd signal in this layer. This would have a similar effect on iron. On the other hand, neither the Fe nor the ϵ_{Nd} of this water is known at its source today (both are estimated in [1] and this work). In addition, all these hypotheses assume that the mean upwelling conditions today were the same as those in the past, which are not known. Higher Fe contents and/or more radiogenic ϵ_{Nd} values could yield a remaining signal at 140°W, even after water renewal: ϵ_{Nd} measurements of sediments deposited during higher productivity events would certainly help to solve these questions.

6. Conclusion

We characterized the Nd IC of hydrodynamic structures in the Equatorial Pacific Ocean at 140°W: Intermediate Water at 12°S: $\epsilon_{\text{Nd}} = -8.0 \pm 0.3$; Intermediate Water of the equatorial

type: $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.8 \pm 0.7$; Upper layer of the EUC: $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.7 \pm 0.3$; Subpycnocline layer of the EUC: $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 1.2$; EIC: $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.5 \pm 0.4$; Tropical Water formed in the high salinity cell of the Tropic of Capricorn: $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.6 \pm 0.2$

The Nd IC of the three Intermediate Water samples confirm the hypothesis proposed by Tsuchiya and Talley [34]: the Intermediate Water found at 140°W in the equatorial region is a ‘modified AAIW’ and comes from the South Subtropical Gyre by the way of the western boundary undercurrents. Whereas its hydrological properties remain unchanged, its Nd signature is strongly modified by the contact with the PNG slope, confirming the usefulness of this tracer to identify the pathway of water masses.

The Nd IC measured in the subpycnocline layer of the EUC at 140°W ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 1.2$, 150 m) also reflects the influence of PNG lithogenic inputs on the Central Equatorial Pacific. This emphasizes the importance of jets to transport lithogenic material into the subsurface layers of basin centers, where aeolian inputs are particularly weak. This corroborates the preceding results on Fe and Al maxima in this area [1].

The Nd IC of the upper layer of the EUC ($\epsilon_{\text{Nd}} = -5.7 \pm 0.3$, 120 m) is very different from that of the subpycnocline layer ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6 \pm 1.2$, 150 m) indicating that upwelling was not active between 150 and 120 m at the place and time of the sampling. A simple model of the upper layer of the EUC, with an average velocity lowered to 60% from the Wells value, shows that the radiogenic Nd enrichment originating from PNG (and therefore Fe enrichment) likely disappears from this layer as it traverses the basin. For these two reasons we suspect that PNG lithogenic inputs were not able to affect the surface water of the Central Equatorial Pacific, as suggested by Wells et al. [1]. However, this contradiction may be due to (i) the simplicity of both Wells and our models, (ii) the lack of ϵ_{Nd} and Fe data in the source of EUC (PNG area) and therefore uncertainties on these supposed values.

Our best candidate to explain REE inputs in intermediate and subsurface waters in this area is the dissolution of volcanogenic material, supplied by erosion, caused by boundary undercur-

rents flowing against the PNG slope. This process is the same as the one suggested by Wells et al. [1] for the iron inputs. Therefore, we suppose that Fe and REE enrichments are tightly linked. This is why, if measurements of traditional paleo-primary production tracers are made in the sediment of the Central Equatorial Pacific to identify past input variations, it would be essential to measure also the authigenic Nd isotopic signatures imprinted in the sediments.

Acknowledgements

Marty Fleisher is deeply thanked for having collected the samples during the EqPac cruise of November 1992. We acknowledge also Margaret Leinen, chief scientist, for having accepted this additional sampling during the cruise, as well as the captain and the crew of the *R.V. Thomson*. We also thank D. Yeghicheyan, K. Tachikawa, M. Roy-Barman, F. Candaudap, M. Souhaut, P. Brunet, M. Valladon and B. Reynier for their analytical and technical support during F. Lacan’s master training period. Comments of M. Rutgers Van der Loeff, V. Athias and R. Morrow, as well as the constructive reviews of D. Vance, M. Frank and an anonymous reviewer, considerably helped to improve this manuscript. [AH]

References

- [1] M.L. Wells, G.K. Vallis, E.A. Silver, Tectonic processes in Papua New Guinea and past productivity in the eastern Equatorial Pacific Ocean, *Nature* 398 (1999) 601–604.
- [2] S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg, Sm–Nd isotopic evolution of chondrites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 50 (1980) 139–155.
- [3] D.J. Piepgras, G.J. Wasserburg, Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage, *Science* 217 (1982) 207–217.
- [4] D.J. Piepgras, G.J. Wasserburg, Rare Earth Element transport in the western North Atlantic inferred from isotopic observations, *Geochim. Cosmochim. Acta* 51 (1987) 1257–1271.
- [5] D.J. Piepgras, S.B. Jacobsen, The isotopic composition of neodymium in the North Pacific, *Geochim. Cosmochim. Acta* 52 (1988) 1373–1381.

- [6] C. Jeandel, Concentration and isotopic composition of neodymium in the South Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 117 (1993) 581–591.
- [7] C. Jeandel, D. Thouron, M. Fieux, Concentrations and Isotopic compositions of Nd in the Eastern Indian Ocean and Indonesian Straits, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62 (1998) 2597–2607.
- [8] H. Amakawa, D.S. Alibo, Y. Nozaki, Nd isotopic and REE pattern in the surface waters of the eastern Indian Ocean and its adjacent seas, *Geochim. Cosmochim. Acta* 64 (2000) 1715–1727.
- [9] K. Tachikawa, V. Athias, C. Jeandel, The Neodymium paradox in the ocean, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- [10] C. Jeandel, J.K. Bishop, A. Zindler, Exchange of Nd and its isotopes between seawater small and large particles in the Sargasso Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59 (1995) 535–547.
- [11] F.E. Grousset, M. Parra, A. Bory, P. Martinez, P. Bertrand, G. Shimmield, R.M. Ellam, Saharan wind regimes traced by the Sr–Nd isotopic compositions of the subtropical Atlantic sediments: last glacial maximum vs. today, *Q. Sci. Rev.* 17 (1998) 395–409.
- [12] F. Henry, C. Jeandel, J.-F. Minster, Particulate and dissolved Nd in the Western Mediterranean Sea: sources, fates and budget, *Mar. Chem.* 45 (1994) 283–305.
- [13] K. Tachikawa, C. Jeandel, A. Vangriesheim, B. Dupré, Distribution of Rare Earth Elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site), *Deep-Sea Res.* 46 (1999) 733–756.
- [14] H. Elderfield, The oceanic chemistry of the Rare Earth Elements, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 325 (1988) 105–106.
- [15] J. Zhang, Y. Nozaki, Rare Earth Elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea and South Fiji basins of the western south Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (1996) 4631–4644.
- [16] E.R. Sholkovitz, H. Elderfield, R. Szymczak, K. Casey, Island weathering: river sources of Rare Earth Elements to the Western Pacific Ocean, *Mar. Chem.* 68 (1999) 39–57.
- [17] K. Tachikawa, C. Jeandel, M. Roy-Barman, A new approach to Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs, *Earth Planet. Sci. Lett.* 170 (1999) 433–446.
- [18] H. Shimizu, K. Tachikawa, A. Masuda, Y. Nozaki, Cerium and neodymium ratios and REE patterns in seawater from the North Pacific Ocean, *Geochim. Cosmochim. Acta* 58 (1994) 323–333.
- [19] R.A. Duce, P.S. Liss, J.T. Merrill, E.L. Atlas, P. Buat-Ménard, B.B. Hicks, J.M. Miller, J.M. Prospero, R. Arimoto, T.M. Church, W. Ellis, J.N. Galloway, L. Hansen, T.D. Jickells, A.H. Knap, K.H. Reinhardt, B. Schneider, A. Soudine, J.J. Tokos, S. Tsunogai, R. Wollast, M. Zhou, The atmospheric input of trace species to the world ocean, *Glob. Biogeochem. Cycles* 5 (1991) 193–259.
- [20] J.B. Gill, J.D. Morris, R.W. Johnson, Timescale for producing the geochemical signature of island arc magmas: U–Th–Po and Be–B systematics in recent Papua New Guinea lavas, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 (1993) 4269–4283.
- [21] J.L. Reid, On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanogr.* 39 (1997) 236–352.
- [22] K. Wyrтки, B. Kilonsky, Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment, *J. Phys. Oceanogr.* 14 (1984) 242–254.
- [23] R. Lukas, E. Firing, The geostrophic balance of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Deep-Sea Res.* 31 (1984) 61–66.
- [24] M. Tsuchiya, R. Lukas, R.A. Fine, Source Waters of the Pacific Equatorial Undercurrent, *Prog. Oceanogr.* 23 (1989) 101–147.
- [25] J. Butt, E. Lindstrom, Currents off the east coast of New Ireland, Papua New Guinea, and their relevance to regional undercurrents in the Western Equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.* 99 (1999) 12503–12514.
- [26] M. Tsuchiya, The Origin of the Pacific Equatorial 13°C Water, *J. Phys. Oceanogr.* 11 (1981) 794–812.
- [27] M. Loubet, Géochimie des Terres Rares dans les massifs de péridotites dits de ‘haute température’. Evolution du manteau terrestre, Ph.D., Paris VII, 1976.
- [28] P. Richard, N. Shimizu, C.J. Allègre, $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 31 (1976) 269–278.
- [29] C.J. Bertram, H. Elderfield, The geochemical balance of the Rare Earth Elements and Nd isotopes in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57 (1993) 1957–1986.
- [30] M.J. Greaves, H. Elderfield, E.R. Sholkovitz, Aeolian sources of Rare Earth Elements to the Western Pacific Ocean, *Mar. Chem.* 68 (1999) 31–38.
- [31] D.J. Piegras, G.J. Wasserburg, E.G. Dasch, The isotopic composition of Nd in different ocean masses, *Earth Planet. Sci. Lett.* 45 (1979) 223–236.
- [32] A. Aplin, A. Michard, F. Albarede, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in Pacific ferromanganese incrustations and nodules, *Earth Planet. Sci. Lett.* 81 (1986) 7–14.
- [33] M. Tsuchiya, Flow path of the Antarctic Intermediate Water in the western equatorial South Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.* 38 (Suppl. 1) (1991) S273–S279.
- [34] M. Tsuchiya, L.D. Talley, Water-property distributions along an eastern Pacific hydrographic section at 135°W, *J. Mar. Res.* 54 (1996) 541–564.
- [35] R. Arraes-Mescoff, L. Coppola, M. Roy-Barman, M. Souhaut, K. Tachikawa, C. Jeandel, R. Sempéré, C. Yoro, The behavior of Al, Mn, Ba, Sr, REE and Th isotopes during in vitro bacterial degradation of large marine particles, *Mar. Chem.*, in press.
- [36] M.J. Greaves, P.J. Statham, H. Elderfield, Rare Earth Element mobilization from marine atmospheric dust into seawater, *Mar. Chem.* 46 (1994) 255–260.
- [37] J.D. Milliman, Sediment discharge to the ocean from mountainous rivers: the New Guinea example, *Geo-Mar. Lett.* 15 (1995) 127–133.
- [38] E. Lindstrom, J. Butt, R. Lukas, S. Godfrey, The flow

- through Vitiaz Strait and St. George's channel, Papua New Guinea, *The physical Oceanography of Sea Straits*, 1990, pp. 171–189.
- [39] A. Michard, F. Albarède, G. Michard, J.F. Minster, J.L. Charlou, Rare Earth Elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N), *Nature* 303 (1983) 795–797.
- [40] A.L. Gordon, H.W. Taylor, D.T. Georgi, Antarctic oceanographic zonation, in: *Polar Oceans Conference*, M.J. Dunbar, 1977, pp. 45–76.
- [41] T.L. Ku, S. Luo, M. Kusakabe, J.K.B. Bishop, ²²⁸Ra-derived nutrient budgets in the upper Equatorial Pacific and the role of 'new' silicate in limiting productivity, *Deep-Sea Res.* 42 (1995) 479–497.
- [42] S.L. Goldstein, S.B. Jacobsen, The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in the seawater, *Chem. Geol. Isot. Geosc. Sect.* 66 (1987) 245–272.
- [43] H.F. Seidel, B.S. Giese, Equatorial currents in the Pacific Ocean 1992–1997, *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 7849–7863.
- [44] P.R. Gent, M.A. Cane, A reduced gravity primitive equation model of the upper equatorial ocean, *J. Comput. Phys.* 81 (1989) 444–480.
- [45] H.L. Bryden, E.C. Brady, Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper Equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* 15 (1985) 1255–1273.
- [46] K.H. Coale, S.E. Fitzwater, R.M. Gordon, K.S. Johnson, R.T. Barber, Control of community growth and export production by upwelled iron in the Equatorial Pacific Ocean, *Nature* 379 (1996) 621–624.
- [47] M. Tomczak, J.S. Godfrey, *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon, Oxford, 1994, 422 pp.

Annexe E

Lacan and Jeandel 2003

L'article faisant l'objet de cette annexe est en cours de révision pour publication dans la revue *Deep Sea Research* (Pergamon Press). Parmi les modifications qui y seront apportées, les valeurs d' ε_{Nd} seront corrigées d'un biais de mesures de -0.3 unité ε_{Nd} (les valeurs apparaissant dans cet article sont de 0.3 unité ε_{Nd} trop négatives). Le lecteur ne sera donc pas surpris de constater un décalage entre les données de cette annexe et celles figurant dans cette thèse (en particulier dans l'annexe C.1).

Ce biais est faible et ne modifie pas les conclusions de cet article.

DENMARK STRAIT WATER HETEROGENEITY: CIRCULATION TRACED BY NEODYMIUM ISOTOPES AND RARE EARTH ELEMENTS

Francois Lacan* and Catherine Jeandel

LEGOS, Observatoire Midi-Pyrénées, 18 av Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France

ABSTRACT

Seawater Neodymium isotopic composition and Rare Earth Elements concentrations were measured along four hydrologic sections within the East Greenland Current, between the Fram and the Denmark Straits, during summer 1999. East Greenland Current intermediate waters, between 77°N and 70°N, displaying similar hydrological characteristics as Denmark Strait Overflow Water, have very constant REE characteristics and ϵ_{Nd} value of -11.2 . This constancy reveals the absence of lithogenic input, from the East Greenland margin, into intermediate waters in this area, corroborating previous dissolved aluminum data (Measures and Edmond, 1992). The Denmark Strait Overflow Water was characterized by $\epsilon_{Nd} = -8.7 \pm 1.4$. This value (which is in very good agreement with one previous data; Piepgras and Wasserburg, 1987) can be explained by the imprint of basaltic formations bordering the Denmark Strait on the intermediate waters described above. The heterogeneity of the DSOW Nd signature revealed the resuspension of Precambrian particles in the Strait. The presence of Atlantic Water is observed at a station located at the mouth of Nansen Fjord, on the western side of Denmark Strait. We suggest that this water reaches the fjord from the Irminger current within eddy structures. These results provide a better understanding of the DSOW Nd signature, which will allow a better use of this tracer in the study of modern and paleo North Atlantic Deep Water dynamic.

Keywords: Denmark Strait, circulation, neodymium, water masses, weathering, isotopic tracer.

1. Introduction

Neodymium (Nd) is a Rare Earth Element (REE). It mainly occurs at the earth surface in the solid phase. Its Isotopic Composition (Nd IC) is the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio, expressed as ϵ_{Nd} , which is the deviation of this ratio in the sample from a reference value (CHUR, Chondritic Uniform Reservoir, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, which represents the present day average earth value):

$$\epsilon_{Nd} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{measured}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

* Corresponding author. Fax: +33 5.61.25.32.05. Phone: +33 5.61.33.30.03. *Email address:* francois.Lacan@cnes.fr

The Nd IC of a rock depends both on its age and samarium to neodymium ratio. ϵ_{Nd} ranges from -40 in old continental formations (e.g.: Greenland; Taylor *et al.*, 1992) to $+10$ in new volcanic formations (e.g.: Iceland; O'Nions and Grönvold, 1973). The Nd found in the ocean is of terrigenous origin. It is brought to the ocean in dissolved or particulate phases, by rivers, the atmosphere or remobilization from margin sediments. Within the ocean, most of the Nd is found in the dissolved phase, the particulate phase represents only 5 to 10% of the total content (Jeandel *et al.*, 1995). Although input processes are still not completely understood, it seems that dissolved/particulate exchanges at the margins play a preponderant role (Jeandel *et al.*, 1998; Lacan and Jeandel, 2001; Tachikawa *et al.*, 2002). In the vicinity of lithogenic sources, ϵ_{Nd} is thus used as a tracer of particle transport and dissolved particulate exchanges (Grousset *et al.*, 1988; Jeandel *et al.*, 1995; Tachikawa *et al.*, 1999b). Away from them, it is conservative and used as a tracer of water masses (Piepgras and Wasserburg, 1987; Piepgras and Jacobsen, 1988; Jeandel, 1993; Jeandel *et al.*, 1998; Lacan and Jeandel, 2001). Nd residence time in the ocean is around 500 to 1000 years (Tachikawa *et al.*, 1999a). That makes ϵ_{Nd} suitable to trace intra and inter ocean currents.

ϵ_{Nd} is widely used in paleo-oceanography. Signal variations stored in sediments (mostly metalliferous), are classically interpreted as reflecting past variations in circulation. Recently, several studies have suggested that fluctuations in the Nd sources, via variations in erosion rates, could also affect ϵ_{Nd} records (Vance and Burton, 1999; Frank *et al.*, 2001; Tachikawa *et al.*, 2002).

The past Nd IC of the North Atlantic Deep Water (NADW) has been particularly well studied (Burton *et al.*, 1997; Abouchami *et al.*, 1999; Vance and Burton, 1999; Rutberg *et al.*, 2000). The production of this water mass initiates the conveyor belt circulation, and thus is a key factor controlling our climate (Broecker, 1991). NADW is formed out of four sources: Denmark Strait Overflow Water (DSOW), Island Scotland Overflow Water (ISOW), Labrador Sea Water (LSW) and Lower Deep Water (LDW, derived from Antarctic Bottom Water, AABW). Those are formed by convection in high latitudes: the DSOW and the ISOW in the Nordic Seas (Greenland, Island and Norwegian Seas), the LSW in the Labrador Sea and the AABW around the Antarctic continent (Dickson and Brown, 1994). The few data available before this work show that the Nd ICs of these sources are very distinct: $\epsilon_{Nd} \approx -8$ in the Nordic Seas overflow waters, $\epsilon_{Nd} \approx -14.7$ in the LSW and $\epsilon_{Nd} \approx -11.7$ in the AABW (Piepgras and Wasserburg, 1987). ϵ_{Nd} variations in the past or present NADW could thus be used to evaluate the relative contribution of each of its source waters and to draw conclusions about fluctuations in the conveyor belt activity, if it can be ascertained that the end-member values are constant.

To further develop this potential application of ϵ_{Nd} , we need to better understand how these waters acquire their signature. So far, only three Nd IC measurements were available for the Nordic Seas, which is insufficient to constrain the signature of the DSOW and ISOW. One of the goals of the Signature/GINS cruise (IFRTP) was to further address these questions. The cruise has been carried out on board the R/V Marion Dufresne, in July and August 1999, in the North Atlantic and more particularly in the Greenland and Iceland Seas. Hydrological parameters (θ , S, O_2 and Acoustic Doppler Currents) and chemical tracers: CFC, SF₆, ¹²⁹I, REE and Nd IC have been measured. In this paper, we present Nd ICs and REE concentrations of seawater samples from the East Greenland Current (EGC), along the east Greenland slope, between the Fram and Denmark straits. We use these results to explain the ϵ_{Nd} signature of the DSOW and to better constrain the circulation in the Denmark Strait.

2. Hydrological context, sampling, analytical procedures

The Nordic Seas refer to the seas lying between Greenland and Norway: the Norwegian, the Greenland and the Iceland Seas (Fig. 1). Their deep openings with the oceans are the Fram Strait in the north, the Denmark Strait in the southwest and the Faroe Shetland Channel in the southeast. Their main hydrological structures are: 1) an eastern boundary current, the Norwegian Atlantic Current followed by the West Spitsbergen Current, bringing warm and saline Atlantic Water to the north, 2) a western boundary current, the East Greenland Current (EGC), carrying waters from the Fram Strait, through the Greenland and Iceland Seas, towards the Denmark Strait, 3) three cyclonic gyres in the Greenland, Iceland and Norwegian Seas (Fig. 1; Poulain and Warn-Varnas, 1996; Hansen and Østerhus, 2000).

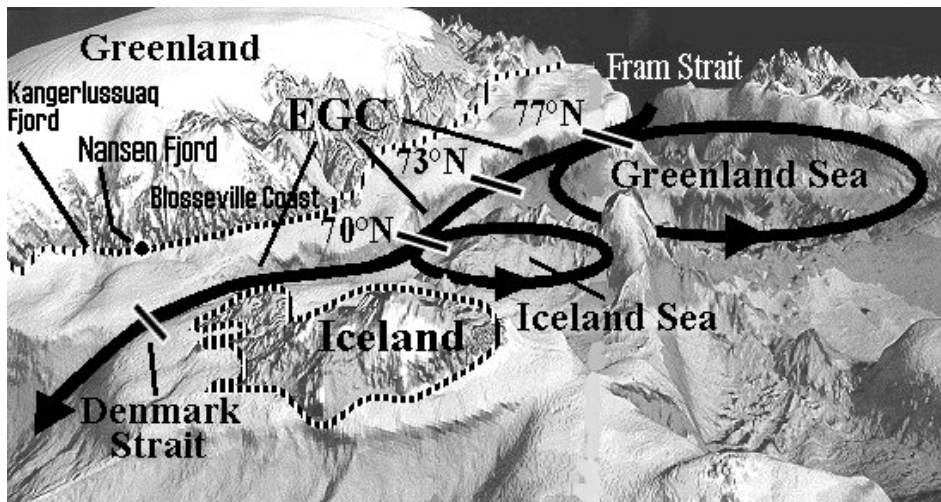


Figure 1.

Studied area. The large black arrows represent the main hydrodynamic structures: the East Greenland Current, the Greenland Sea and Iceland Sea gyres. Hydrological sections are indicated by black white-edged segments. The dashed lines bordering the coasts indicate their geological type. The white black-striped lines indicate Precambrian formations (ϵ_{Nd} around -35), whereas the black white-striped ones indicate basaltic ones (ϵ_{Nd} around $+8$). Note the basaltic nature of the formations bordering the Denmark Strait.

The East Greenland Current flows parallel to the isobaths. It extends from the continental shelf beyond the bottom of the slope, around 3000 m depth. Its annual mean transport is 21 ± 3 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Woodgate *et al.*, 1999). It carries waters of different origins, some come from the Arctic Ocean, some from the Atlantic Ocean by way of the Norwegian Atlantic Current and the West Spitsbergen Current, and some from the Greenland and Iceland gyres (Rudels *et al.*, 1999b).

Seawater samples were collected along four sections within the EGC, above the slope, between the Fram and Denmark Straits (Fig. 1). A station was also carried out at the mouth of the Nansen Fjord, in the northwest of Denmark Strait.

We analyzed the Nd ICs and REE concentrations of unfiltered samples in most cases. Some surface and bottom samples were filtered using 0.45 μm filter. The analytical procedures are described in Lacan and Jeandel, 2001. The reproducibility of the Nd IC measurement was 0.5 ϵNd unit, blank values were 700 pg (3.5% of the most depleted sample and 2% on average). Reproducibility of the REE concentration measurements was better than 10% for the whole REE and better than 5% for Nd, blanks values were better than 8% for the whole REE and better than 3% for Nd. Results are reported in Table 1.

3. Denmark Strait Overflow Waters (DSOW)

3.1 East Greenland Current

The DSOW are the densest waters overflowing the Denmark Strait. Their origins are the topic of numerous studies and still unclear. Among the remaining hypotheses, most of the recent publications suggest that the precursors of the DSOW are carried within the EGC from the north of the Nordic Seas (Strass *et al.*, 1993; Mauritzen, 1996; Rudels *et al.*, 1999a).

During the Signature/GINS campaign, the DSOW had the following hydrological characteristics: $-0.5 < \theta < 0$, $34.87 < S < 34.90$ and $28.01 < \sigma_\theta < 28.05$. Those values were chosen because they characterized the deepest water mass of the strait, separated from the underlying layer by marked temperature, salinity and density gradients. We determined the Nd ICs of seawater samples having similar characteristics within the EGC upstream of the Denmark Strait (Tab. 1). Results are:

77°N section: $\epsilon_{\text{Nd}} = -11.4 \pm .3$ (4 unfiltered samples)

73°N section: $\epsilon_{\text{Nd}} = -11.1 \pm .2$ (2 unfiltered samples)

70°N section: $\epsilon_{\text{Nd}} = -11.1 \pm .2$ (5 unfiltered samples)

They show that these waters, thought to be sources of the DSOW, have a very precisely defined Nd IC ($\epsilon_{\text{Nd}} = -11.2 \pm .2$; 11 unfiltered samples), homogeneous and remarkably constant all the way between 77°N and 70°N. Nd concentrations are also remarkably constant: $[\text{Nd}] = 2.4 \pm 0.1$ ppt (11 unfiltered samples). The absence of variation of the Nd signature of these waters reflects the absence of terrigenous input from Greenland, whose Nd IC is around -35 (Thrane, 2002). These results are consistent with dissolved aluminum measurements carried out in the same area, in 1988-89 (Measures and Edmond, 1992). These authors showed that terrigenous enrichments in this region affect deep waters of the EGC, but not the intermediate ones. The constancy of Nd concentrations (4% standard deviation) and other conservative REE concentrations (3 to 7% standard deviation) corroborates these results.

Station	Location	Pressure (dbar)	θ ($^{\circ}\text{C}$)	S (PSU)	σ_{θ} ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	O_2 ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)	Ce*	La/Lu	[Nd] (ppt)	ϵ_{Nd}	$2\sigma(\epsilon_{\text{Nd}})$	Water mass
SGN30 (77°N)	76°45'N 02°20'W	405	0.20	34.90	28.01	10.53	-	-	-	-11.5	0.2	LAIW/UAIW
		505	0.00	34.89	28.02	10.64	0.20	0.34	2.4	-11.5	0.2	UAIW
SGN32 (77°N)	77°02'N 03°45'W	608	0.61	34.88	27.98	9.78	0.22	0.32	2.5	-11.0	0.2	UAIW
		805	0.14	34.89	28.01	10.03	-	-	-	-11.5	0.2	UAIW
SGN46 (73°N)	72°52'N 16°11'W	50	-0.94	34.33	27.61	11.67	0.54	0.34	3.2	-11.2	0.2	PW
		900	-0.46	34.89	28.04	10.09	0.29	0.31	2.4	-10.9	0.2	UAIW
SGN45 (73°N)	72°55'N 15°51'W	754	-0.46	34.89	28.04	9.99	0.31	0.35	2.2	-	-	UAIW
SGN42 (73°N)	72°55'N 12°58'W	707	-0.54	34.88	28.04	10.38	0.19	0.32	2.4	-11.2	0.2	UAIW
SGN50 (70°N)	70°00'N 18°00'W	174	0.75	34.83	27.92	10.49	0.22	0.34	2.5	-	-	UAIW
		404	0.16	34.90	28.01	10.35	0.24	0.32	2.4	-	-	LAIW/UAIW
		573	-0.35	34.89	28.04	10.20	0.18	0.32	2.4	-10.9	0.3	UAIW
		1007	-0.67	34.90	28.06	9.90	0.24	0.32	2.5	-11.0	0.2	UAIW
SGN48 (70°N)	70°00'N 17°00'W	98	-0.10	34.83	27.97	11.56	0.22	0.33	2.4	-	-	UAIW
		200	-0.34	34.83	27.99	11.39	0.27	0.38	2.6	-	-	UAIW
		431	-0.05	34.88	28.01	10.45	0.21	0.32	2.4	-11.4	0.2	UAIW
		698	-0.42	34.89	28.04	10.07	0.22	0.32	2.4	-11.1	0.2	UAIW
		1001	-0.65	34.90	28.06	9.89	0.21	0.27	2.4	-11.1	0.2	UAIW
SGN52 & SGN53 (Nansen)	68°12'N 29°38'W	6	2.32	30.53	24.37	11.31	0.67	0.53	13.5	-4.4	0.2	Local Source
		80	-1.35	33.13	26.65	11.97	0.76	0.60	14.6	-3.4	0.2	PW
		183	3.31	34.52	27.47	10.15	0.34	0.40	3.6	-10.5	0.2	AW
		200	4.31	34.77	27.57	9.68	0.25	0.36	3.0	-11.2	0.3	ASW
		251	1.02	34.56	27.69	10.46	0.65	0.45	6.8	-4.6	0.2	ASW
		303	0.20	34.57	27.74	10.54	0.82	0.53	11.9	-2.5	0.2	ASW
SGN54 (West)	66°10'N 27°31'W	5	3.81	31.40	24.94	11.02	0.40	0.28	6.0	-10.8	0.2	PW
		59	-1.47	33.65	27.07	11.59	0.77	2.04	14.7	-11.5	0.2	PW
		120	-1.39	34.19	27.51	11.08	0.52	0.02	4.5	-11.6	0.2	PW
		352	0.16	34.83	27.96	10.55	0.57	0.42	3.5	-11.0	0.2	UAIW
		442	-0.03	34.87	28.01	10.29	0.32	0.35	2.8	-7.5	0.2	UAIW/DSOW
		479	-0.04	34.87	28.01	10.18	0.43	0.42	3.3	-9.5	0.3	UAIW/DSOW
SGN55 (Center)	66°05'N 27°15'W	11	5.71	33.45	26.36	10.47	0.31	0.32	4.0	-11.3	0.2	PW
		51	2.62	34.39	27.43	10.76	0.50	0.96	5.9	-11.8	0.4	PW
		97	6.80	35.13	27.55	8.86	0.22	0.38	2.7	-13.5	0.2	AW
		372	0.15	34.84	27.97	10.85	0.31	0.08	2.7	-9.1	0.2	UAIW
		550	-0.12	34.88	28.02	10.24	0.21	0.32	2.4	-	-	UAIW/DSOW
		610	-0.12	34.88	28.02	10.20	0.22	0.34	2.5	-10.3	0.2	UAIW/DSOW
SGN56 (East)	66°00'N 26°59'W	10	5.16	32.52	25.70	10.79	0.34	0.28	4.3	-10.7	0.2	PW
		54	-0.46	33.30	26.75	12.40	0.31	0.37	4.6	-9.6	0.2	PW
		120	3.58	34.40	27.35	10.40	0.27	0.13	3.0	-11.8	0.2	PW
		182	6.29	35.06	27.56	9.20	0.23	0.38	2.8	-12.4	0.2	AW
		302	4.45	34.91	27.66	9.27	0.26	0.34	2.9	-11.4	0.2	AW
		345	-0.25	34.53	27.74	10.77	0.28	0.12	3.0	-8.0	0.2	PIW
		523	-0.51	34.90	28.05	9.99	0.49	0.44	4.1	-7.6	0.2	UAIW/DSOW

Table 1.

Physical (θ , S, σ_{θ}), chemical (O_2) and geochemical (Ce* = Ce \times 2/(La+Pr), La/Lu, [Nd], ϵ_{Nd}) data used in this work. All data come from the Signature/GINS cruise (summer 1999). All geochemical measurements were performed on unfiltered samples. Water masses were identified by their θ -S characteristics defined by Swift, 1986 (LAIW : Lower Arctic Intermediate Water, UAIW : Upper Arctic Intermediate Water, PW : Polar Water, AW : Atlantic Water, ASW : Arctic Surface Water, PIW : Polar Intermediate Water). DSOW stands for Denmark Strait Overflow Water.

3.2. Denmark Strait

The section located at the Denmark Strait sill comprises three stations (West, Center and East). Nd IC profiles are shown in Fig. 2, data are reported in Table 1. Four unfiltered samples were collected in the DSOW flowing just above the sill: Two samples at station West (479 and 442 m), one sample at station Center (610 m) and one sample at station East (523 m). In contrast to the homogeneity of its precursors in the EGC, DSOW display heterogeneous Nd ICs, ranging between -10.3 and -7.5 , with an average value of -8.7 ± 1.4 . Nd concentrations are also heterogeneous, ranging between 2.5 and 4.1 ppt, with an average value of 3.2 ± 0.7 ppt. The scatter in these data is mostly due to resuspensions (see sections 3.3 and 3.4). The mean values are identical to those reported for one sample taken in 1981 downstream of the Denmark Strait ($\epsilon_{Nd} = -8.6 \pm 0.5$, $[Nd] = 3$ ppt; Piepgras and Wasserburg, 1987).

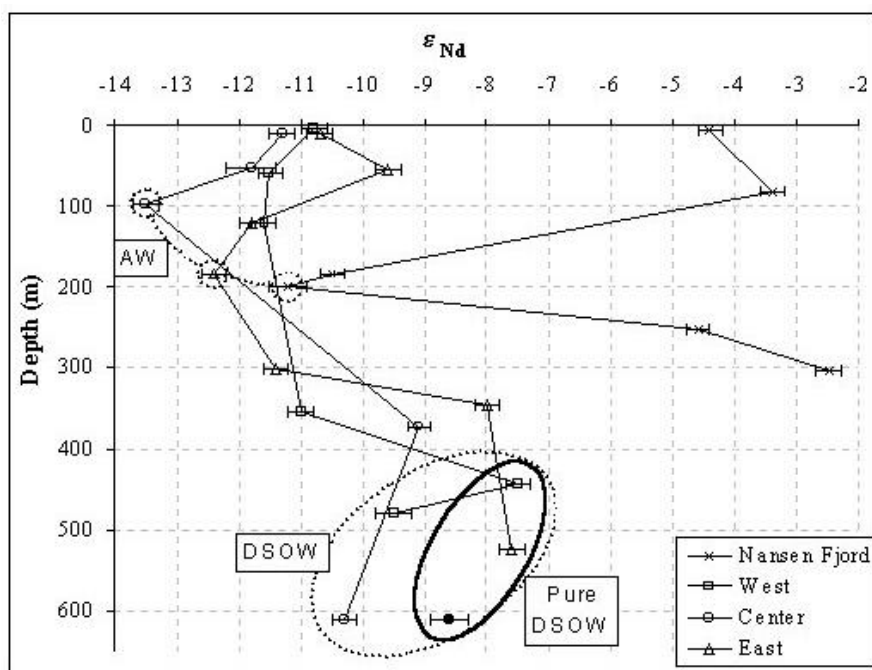


Figure 2.

ϵ_{Nd} profiles in the Denmark Strait and the Nansen Fjord. Note the subsurface minimum, associated with the Atlantic Water (AW), found at all stations except station West. The dotted ellipse shows the DSOW samples. Note the scattering of the DSOW data and their rather radiogenic values. The unbroken ellipse shows the "pure DSOW" (not subject to unradiogenic particle resuspension). The filled circle represents the filtered bottom sample from station Center.

Nd ICs and concentrations differ greatly from those found in the EGC. Two hypotheses can explain this difference. Either the waters sampled in the EGC underwent Nd inputs between $70^{\circ}N$ and the Denmark Strait, or they mixed with waters coming from the Iceland

Sea (as suggested by Swift *et al.*, 1980). Although most recent publications suggest that the precursors of the DSOW are carried within the EGC from the north of the Nordic Seas (Strass *et al.*, 1993; Mauritzen, 1996; Rudels *et al.*, 1999a), the hypothesis of an Iceland Sea contribution can not be dismissed. But, because we do not have the Iceland Sea end-member, we are unable to address this question in the present work. We will therefore assume in the following that the DSOW originates in the EGC upstream of 70°N and see if this is consistent with our data. We will therefore look if Nd inputs can cause the shift from $\epsilon_{Nd} = -11.2$ within the EGC to $\epsilon_{Nd} = -8.7$ in the Denmark Strait and try to understand the shift from a strong homogeneity to a pronounced heterogeneity.

In order to study Nd inputs between 70°N and DS, we need to know the geological nature of the surrounding formations. Whereas the Greenland coast is mostly composed of Precambrian materials between the Fram Strait and 70°N, the EGC becomes bordered by basaltic structures between 70°N and Denmark Strait. On its eastern side, these borders are first the Kolbeinsey ridge (see Fig. 1, $\epsilon_{Nd} \approx +10$; Mertz *et al.*, 1991) and then the Icelandic slope ($\epsilon_{Nd} \approx +8$; O'nions and Grönvold, 1973). On its western side, it is bordered by the Blossville coast ($\epsilon_{Nd} \approx +6$; Bernstein *et al.*, 1998) down to Kangerlussuaq fjord (68°10' N, just a few kilometer downstream of Denmark Strait), then again by Precambrian formations ($\epsilon_{Nd} \approx -38$; Taylor *et al.*, 1992).

3.3. Particle resuspension at the Denmark Strait

In addition to the measurement of the unfiltered sample at 610 m depth of the station Center ($\epsilon_{Nd} = -10.3$), we measured the corresponding filtered sample: $\epsilon_{Nd} = -8.6$. This comparison implies the presence of particles of which ϵ_{Nd} is lower than -10.3 . Unfortunately, we do not have the concentration of the filtered sample: this prevents us to calculate the Nd IC of the particles.

At station West, the two deepest samples (480 and 440 m) display strictly identical hydrological characteristics (θ , S , σ_θ and O_2 , see Table 1), which indicates that they are from the same water mass. However, their Nd ICs differ from two ϵ_{Nd} units and their Nd concentrations from 0.5 ppt ($\epsilon_{Nd} = -9.5$ and -7.5 ; $[Nd] = 3.3$ and 2.8 ppt, at 480 et 440 m respectively). This suggests that, compared to the 440 m sample, the 480 m sample received an input of unradiogenic Nd. This conclusion is consistent with the relative position of the two samples: the 480 m one is at the bottom and therefore is likely to contain more resuspended sediment. From the Nd IC and concentration variations, we estimated that the "contaminating suspensions" must have an Nd IC of -21 . This value is very close to the measurement of a surface sediment sampled south of cape Farewell: $\epsilon_{Nd} = -23$ (Sinko, 1994). It is also in agreement with our deduction that the Nd IC of the station Center bottom sample particles must be lower than $\epsilon_{Nd} < -10.3$.

In view of the geological context, such an enrichment can only be explained by the presence of Precambrian formations in the west of the Denmark strait south of 68°N. Considering the flow in that area (mainly south-westward orientated), these inputs must have occurred near the sill of the strait, because the sediments could not have been transported further north. These inputs would then be recent (at the time of the sampling) and restricted to the waters flowing at the bottom and the west of the strait. That would explain why they do not affect the 440 m station West sample (60 m above the bottom) nor the bottom sample of station East. The fate of these particles downstream of the Denmark Strait could not be investigated, but the agreement between Piepgras and Wasserburg's value and our mean value suggests that they are carried with the DSOW at 64°N.

3.4. Enrichment of basaltic origin

We will now look at the DSOW samples which did not undergo unradiogenic particle resuspensions and which we define as "pure DSOW". Their Nd ICs are: -7.5 (West 440m), -8.6 (Center 610 m filtered) and -7.6 (East 520 m, see Fig. 2). These waters reach the entrance of the strait with a mean Nd IC of -7.9 ± 0.6 and a mean concentration of 3.5 ppt while their characteristics at 70°N were: $\epsilon_{Nd} = -11.2$ and $[Nd] = 2.4$ ppt. These variations imply an Nd input characterized by an ϵ_{Nd} of -0.9. This value could reflect the input of dissolved Nd from basaltic formation on either side of the EGC, downstream of 70°N. The following calculations allow to assess the validity of this hypothesis.

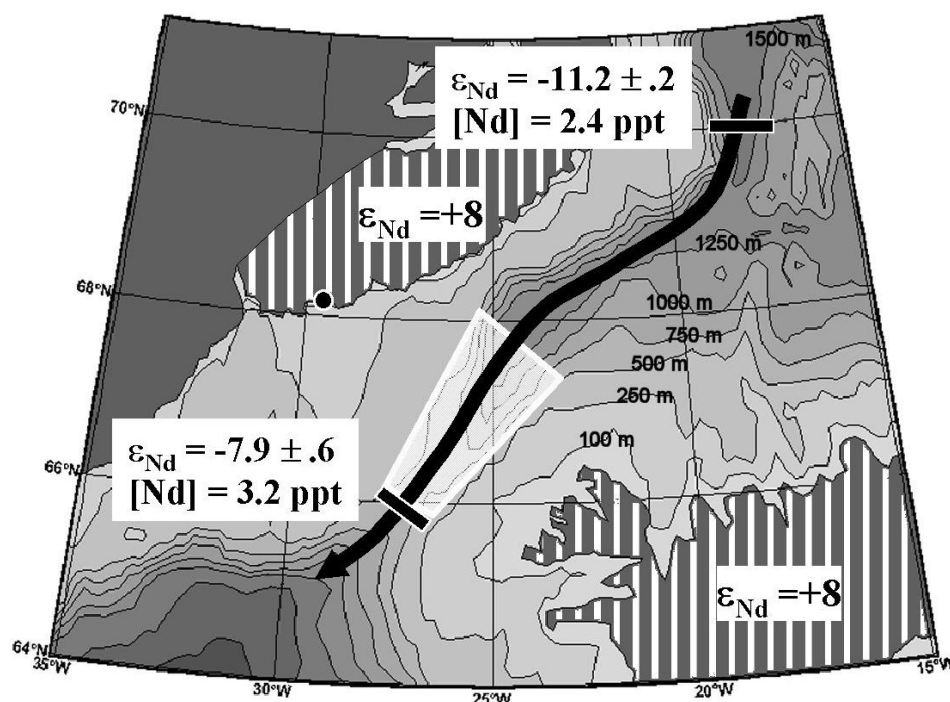


Figure 3.

Denmark Strait area. The black arrow shows the East Greenland Current. The black white-edged segments and circle show the 70°N and Denmark Strait sections and the Nansen Fjord station, respectively. The white-shaded area schematizes the contact area between the DSOW and the margins. The white-striped areas indicate basaltic formations, the others being Precambrian ones.

Recent estimations of the DSOW flux based on in situ high resolution current measurements suggest that the flux of DSOW with $\sigma_\theta < 28.01$ has a mean value of approximately 0.7 Sv (Girton *et al.*, 2001). The increase in concentration described above then requires an Nd flux of 24 t.yr^{-1} . DSOW precursors, within the EGC upstream of 70°N, flow between 400 and 1000 m. As they approach the Denmark Strait, they get in contact with the sea floor and the sides of the strait. We estimated this contact area to be around 20 000

km² (Fig. 3). Taking a value of 8 ppm for the Nd concentration in surrounding basaltic formations (Mertz *et al.*, 1991; Bernstein *et al.*, 1998) and a value of 1.5 g.cm⁻³ for the sediment density (Carter and Raymo, 1999), the Nd flux calculated above corresponds to the dissolution of a 0.1 mm thick sediment layer per year. Though this value is large, it represents only a small fraction (5 – 9 %) of sediment accumulation rates recorded in sheltered neighboring area (1.2 to 1.8 mm.yr⁻¹, for instance at Nansen Fjord mouth; Jennings and Weiner, 1996). The fact that DSOW precursors within the EGC are not subject to any input upstream of 70°N whereas they suddenly undergo important input between 70°N and the Denmark Strait can be explained by two reasons. First, the contact area between the water mass and the margin upstream of 70°N is restricted to the western edge of the water mass, which flows along the Greenland slope between 400 and 1000m. As it approaches the Denmark Strait, this contact area increases suddenly, since the sea floor and the Iceland slope get in contact with the lower and eastern boundaries of the water mass. Second, the geological nature of the margins shifts from a Precambrian type to a basaltic one, the former (made of crystallized minerals) being much less soluble than the latter. This confirms that the dissolution of a small fraction of basaltic material bordering the strait, could explain the shift in the Nd isotopic signature between 70°N and the Denmark Strait.

4. Atlantic Water crossing the strait towards Greenland

Nd IC profiles in the Denmark Strait display minima between 100 and 200 m depth at stations Center and East ($\epsilon_{Nd} = -13.5$ and -12.4 respectively, see Fig. 2). These minima are associated with temperature and salinity maxima ($\theta = 6.8^\circ\text{C}$, $S = 35.13$), and with dissolved oxygen minima ($O_2 = 8.86 \text{ mg.l}^{-1}$). These characteristics clearly identify Atlantic Water (AW), carried by the Irminger Current towards the Iceland Sea.

The Nansen Fjord station is located in the West of Denmark strait, along the Greenland coast, within a basaltic area. Temperature and salinity profiles show the presence of very fresh water within the first 20 m ($S < 31$, $\theta > 2^\circ\text{C}$), then Polar Water (PW; $\theta = -1.35$, $S = 33.13$) down to 150 m depth, then AW ($\theta = 4.31$, $S = 34.77$) down to 250 m depth, and finally a water having the characteristics of Arctic Surface Water (ASW; $S = 34.57$, $\theta = 0.2^\circ\text{C}$) bellow 250m depth. The ϵ_{Nd} profile is shown in Fig. 2.

Polar Water of the Nansen fjord has an Nd IC of -3.4 and a very high Nd concentration of 14.6 ppt. Comparing with a PW sample upstream in the EGC (73°N section, 50 m depth, $\epsilon_{Nd} = -11.2$, $[\text{Nd}] = 3.2$ ppt), we notice a large increase in ϵ_{Nd} and Nd concentration. We estimated that this enrichment is characterized by an ϵ_{Nd} of -1.2 , which is consistent with the basaltic nature of the fjord area (between 70 and 68°N). This value is also in excellent agreement with the one calculated, in the preceding section, for the radiogenic enrichment of the DSOW ($\epsilon_{Nd} = -0.9$). Since the basaltic rocks are found only north of the fjord, the PW likely undergoes lithogenic inputs along this coast. The bottom water of the fjord has also a radiogenic signature and a high Nd concentration ($\epsilon_{Nd} = -2.5$, $[\text{Nd}] = 11.9$ ppt). In the same way, this suggests that it underwent a similar radiogenic enrichment as the PW.

On the other hand, intermediate waters in the fjord are characterized by ϵ_{Nd} and $[\text{Nd}]$ minima ($\epsilon_{Nd} = -11.2$ and $[\text{Nd}] = 3$ ppt). These characteristics as well as their θ and S maxima, are clearly identifying AW. The presence of AW in this place is surprising since the only known current carrying AW in the Denmark strait is the Irminger Current, which is restricted to the eastern part of the strait. The fact that its Nd IC and concentration are not very different from the AW measured in the strait (station Center, 97 m, $\epsilon_{Nd} = -13.5$, $[\text{Nd}] = 2.7$ ppt), Fig. 2 and Tab. 1) shows that, either it comes from the Irminger Current and crosses the strait, or it

flows north-eastward along the east Greenland Coast following a coastal counter current. Coastal counter currents are particularly subject to terrigenous matter inputs, but the absence of any concentration increase or Precambrian influence on the ϵ_{Nd} value precludes this possibility. Therefore, AW likely comes from the Irminger Current and crosses the strait. The flow in the Denmark Strait being in a very large majority southwestward orientated, a limb of the Irminger Current crossing the whole strait uninterruptedly is hardly imaginable. Moreover the absence of AW at station West suggests that its transportation is due to discontinuous structures. One has therefore to invoke a small dimension structure (at the strait scale), which is able to cross the strait without being entrained by the EGC. It is therefore probable that the AW found at the mouth of the Nansen Fjord crossed the strait within eddies. Eddy formations in the Denmark Strait have been described in several papers (Krauss and Käse, 1998; Spall and Price, 1998).

5. Conclusions

During the Signature/GINS cruise (IFRTP, July-August 1999), DSOW had the following characteristics: $-0.5 < \theta < 0$, $34.87 < S < 34.90$, $28.01 < \sigma_\theta < 28.05$. Their Nd isotopic compositions were heterogeneous with a mean value of $\epsilon_{Nd} = -8.7 \pm 1.4$, the mean Nd concentration being $[Nd] = 3.2 \pm 0.7$ ppt. Despite the scatter in the data, the mean values are in good agreement with one previous measurement carried out downstream of the Denmark Strait ($64^\circ N$, $\epsilon_{Nd} = -8.6 \pm 0.5$, $[Nd] = 3$ ppt; Piepgras and Wasserburg, 1987).

Waters having similar hydrological characteristics upstream of the Denmark Strait within the EGC, between $77^\circ N$ and $70^\circ N$, had different Nd characteristics. Those were very homogeneous ($\epsilon_{Nd} = -11.2 \pm .2$, $[Nd] = 2.4 \pm 0.1$ ppt, 11 unfiltered samples). This constancy suggests the absence of terrigenous input from the highly unradiogenic East Greenland margin into intermediate waters (flowing between 400 and 1000 m), corroborating conclusions based on dissolved aluminum measurements (Measures and Edmond, 1992).

A detailed analysis of the DSOW samples showed the presence of unradiogenic particles ($\epsilon_{Nd} \approx -21$) in some of the samples due to sediment resuspension. Those explain the observed heterogeneity. The fate of these particles downstream of the Denmark Strait could not be investigated, but the agreement between Piepgras and Wasserburg's value and our mean value suggests that they are carried with the DSOW at $64^\circ N$.

DSOW not affected by unradiogenic particle inputs have a mean Nd isotopic composition of -7.9 ± 0.6 and a mean concentration of 3.5 ppt. This shift from the characteristics observed in the waters flowing within the EGC upstream of $70^\circ N$, could be explained by an input of lithogenic Nd on these waters or by the mixing with waters coming from the Iceland Sea. Although, we could not address the question of an Iceland Sea contribution in the present work, we showed that the dissolution of basaltic material bordering the strait can explain the observed shift. This input would correspond to the remobilization of a 0.1 mm thick sediment layer over an area of 20 000 km² per year, which is consistent with sediment accumulation rates in this area.

Nd signatures helped identify AW at the Nansen Fjord mouth. They allow to conclude that this water mass probably crosses the strait within eddies from the Irminger Current.

and crew of the R/V Marion Dufresne for having carried out the cruise. A. Gouzy is acknowledged for his intensive contribution to the sampling and preconcentration of Nd on board. We are grateful to M. Souhaut, M. Roy-Barman and P. Brunet for their help with the analytical work. R. Francois, G. Reverdin, N. Ayoub, J.D. Milliman, J.T. Andrews and C. Hillaire-Marcel are deeply thanked for their help in interpreting the data. We also acknowledge R. Schlitzer for providing the free Ocean Data View software.

References

- Abouchami, W., Galer, S. J. G., Koschinsky, A., 1999. Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe-Mn crusts : Proxies for trace metal paleosources and paleocean circulation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1489-1505.
- Bernstein, S., Kelemen, P. B., Tegner, C., Kurz, M. D., Blusztajn, J., Brooks, C. K., 1998. Post-breakup basaltic magmatism along the East Greenland Tertiary rifted margin. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 845-862.
- Broecker, W. S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4, 79-89.
- Burton, K. W., Ling, H.-F., O' Nions, K., 1997. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North-Atlantic. *Nature* 386, 382-385.
- Carter, S. J., Raymo, M. E., 1999. Sedimentological and mineralogical control of multisensor track data at sites 981 and 984. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* 162, 247-257.
- Dickson, R. R., Brown, J., 1994. The production of North Atlantic Deep Waters: Sources, rates and pathways. *Journal of Geophysical Research* 99, (C6), 12,319-12,341.
- Frank, M., Whiteley, N., Kasten, S., Hein, J. R., Halliday, A. N., O'Nions, R. K., 2001. NADW Export to the Eastern South Atlantic and Southern Ocean over the Past 14 Myr Deduced from Nd and Pb Isotopes in Ferromanganese Crusts. In: *European Union of Geosciences XI, Strasbourg, France*.
- Girton, J. B., Sanford, T. B., Käse, R. H., 2001. Synoptic sections of the Denmark Strait Overflow. *Geophysical Research Letters* 28, (8), 1619-1622.
- Grousset, F. E., Biscaye, P. E., Zindler, A., Prospero, J., Chester, R., 1988. Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 367-378.
- Hansen, B., Østerhus, S., 2000. North Atlantic-Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography* 45, 109-208.
- Jeandel, C., 1993. Concentration and isotopic composition of neodymium in the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 117, 581-591.
- Jeandel, C., Bishop, J. K., Zindler, A., 1995. Exchange of Nd and its isotopes between seawater small and large particles in the Sargasso Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 535-547.
- Jeandel, C., Thouron, D., Fieux, M., 1998. Concentrations and Isotopic compositions of Nd in the Eastern Indian Ocean and Indonesian Straits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2597-2607.
- Jennings, A. E., Weiner, N. J., 1996. Environmental change in eastern Greenland during the last 1300 years: evidence from foraminifera and lithofacies in Nansen Fjord, 68° N. *The Holocene* 6, 179-191.
- Krauss, W., Käse, R. H., 1998. Eddy formation in the Denmark Strait overflow. *Journal of Geophysical Research* 103, (C8), 15,525-15,538.
- Lacan, F., Jeandel, C., 2001. Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns. *Earth and Planetary Science Letters* 5779, 1-16.
- Mauritzen, C., 1996. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep Sea Research I* 43, 769-806.
- Measures, C. I., Edmond, J. M., 1992. The distribution of Aluminium in the Greenland Sea and its relationship to ventilation processes. *Journal of Geophysical Research* 97, (C11), 17787-17800.

- Measures, C. I., Edmond, J. M., 1992. The distribution of Aluminium in the Greenland Sea and its relationship to ventilation processes. *Journal of Geophysical Research* 97, (C11), 17787-17800.
- Mertz, D. F., Devey, C. W., Todt, W., Stoffers, P., Hofmann, A. W., 1991. Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume - asthenosphere mixing north of Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 107, 243-255.
- O'Nions, R. K., Grönvold, K., 1973. Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 397-409.
- Piepgras, D. J., Jacobsen, S. B., 1988. The isotopic composition of neodymium in the North Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1373-1381.
- Piepgras, D. J., Wasserburg, G. J., 1987. Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from isotopic observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1257-1271.
- Poulain, P.-M., Warn-Varnas, A., 1996. Near-Surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research* 101, (C8), 18,237-18,258.
- Rudels, B., Eriksson, P., Grönvall, H., Hietala, R., Launiainen, J., 1999a. Hydrographic observations in Denmark Strait in fall 1997 and their implications for entrainment into the overflow plume. *Geophysical Research Letters* 26, (9), 1325-1328.
- Rudels, B., Friedrich, H. J., Quadfasel, D., 1999b. The Arctic Circumpolar Boundary Current. *Deep Sea Research II* 46, 1023-1062.
- Rutberg, R. L., Hemming, S. R., Goldstein, S. L., 2000. Reduced North Atlantic deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. *Nature* 405, 935-938.
- Sinko, J. A., 1994. Les flux de particules issues des eaux de surface de l'Atlantique Nord depuis 250.000 ans: Variabilité et implications paléoclimatiques. Ph.D. Thesis, Univ. Bordeaux I, Talence, France, unpublished.
- Spall, M. A., Price, J. F., 1998. Mesoscale variability in denmark strait : the PV outflow hypothesis. *Journal of Physical Oceanography* 28, 1598-1623.
- Strass, V. H., Fahrbach, E., Schauer, U., Sellmann, L., 1993. Formation of Denmark Strait Overflow Water by Mixing in the East Greenland Current. *Journal of Geophysical Research* 98, (C4), 6907-6919.
- Swift, J. H., 1986. The Arctic waters.
In: B. G. Hurdle (Eds.), *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, New York, pp. 129-153.
- Swift, J. H., Aagaard, K., Malmberg, S.-A., 1980. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep Sea Research* 27A, 29-42.
- Tachikawa, K., Athias, V., Jeandel, C., 2002. Neodymium budget in the modern ocean and paleoceanographic implications. *Journal of Geophysical Research* in press,
- Tachikawa, K., Jeandel, C., Roy-Barman, M., 1999a. A new approach to Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 433-446.
- Tachikawa, K., Jeandel, C., Vangriesheim, A., Dupré, B., 1999b. Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site). *Deep Sea Research I* 46, 733-756.
- Taylor, P. N., Kalsbeek, F., Bridgwater, D., 1992. Discrepancies between neodymium, lead and strontium model ages from the Precambrian of southern East Greenland: Evidence for a Proterozoic granulite-facies event affecting Archaean gneisses. *Chemical Geology* 94, 281-291.
- Thrane, K., 2002. Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the southern part of the East Greenland Caledonides: an ion microprobe study. *Precambrian Research* 113, 19-42.
- Vance, D., Burton, K., 1999. Neodymium isotopes in planktonic foraminifera : A record of the response of continental weathering and ocean circulation rates to climate change. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 365-379.
- Woodgate, R. A., Fahrbach, E., Rohardt, G., 1999. Structure and transports of the East Greenland Current at 75°N from moored current meters. *Journal of Geophysical Research* 104, (C8), 18,059-18,072.

Annexe F

"Nouveau chapitre de thèse"

Introduction

Il s'agit d'une thèse d'océanographie et plus précisément de géochimie marine. L'océan est une des composantes majeures de notre environnement. Il est complexe, diverse et peu connu. Pour l'étudier, il est possible d'y mesurer la répartition de certains éléments chimiques et d'en tirer des conclusions quant aux processus dans lesquels ces éléments sont impliqués. Par exemple, la mesure des concentrations en phosphore permet d'avoir des informations sur le phytoplancton qui s'en nourrit. Ces éléments chimiques sont alors appelés "traceurs". L'application de ces techniques à l'océanographie constitue la géochimie marine.

Le sujet de ma thèse est d'étudier la distribution d'un traceur, la composition isotopique du néodyme (notée ε_{Nd}), dans l'océan Atlantique Nord. Ce traceur donne des informations sur les trajectoires des masses d'eau, leurs origines, leurs mélanges et les échanges de matière entre l'océan et le continent. Le titre exact de ma thèse est : "**Masses d'eau des mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme**". J'ai réalisé ce travail sous la direction de Catherine Jeandel, directrice de recherche au CNRS, au sein de l'équipe de géochimie marine du Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) à Toulouse, entre 1999 et 2002. J'y étais employé par le Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et de la Technologie.

I. Eléments de contexte

Positionnement du projet

L'océan Atlantique Nord est le lieu de formation d'une masse d'eau appelée la NADW (North Atlantic Deep Water). Celle-ci est responsable de transports d'énergie considérables à la surface terrestre et joue un rôle important dans le cycle des éléments. Elle interagit fortement avec notre climat. Sa dynamique est particulièrement étudiée, dans l'océan actuel ainsi qu'en paléocéanographie. Avant mon travail, les rares mesures d' ε_{Nd} existantes dans la colonne d'eau de l'océan Atlantique Nord n'étaient pas en accord avec les connaissances communément admises au sujet de la formation de cette masse d'eau. C'est une des raisons qui ont poussé à l'élaboration de mon sujet de thèse.

Par ailleurs, ε_{Nd} est mémorisé dans les sédiments marins, ce qui en fait un traceur de paléo-circulation et/ou de paléo-érosion. Il permet donc d'étudier la dynamique passée de la NADW et conséquemment les variations paléo-

climatiques. Cela nécessite néanmoins au préalable de bien comprendre le cycle d' ε_{Nd} dans la formation de la NADW aujourd'hui. Ce besoin a été le deuxième argument fort à l'élaboration de mon sujet de thèse.

Cette thèse s'inscrit dans le projet "Signature/GINS" dont l'objectif est de mieux comprendre la formation de la NADW. Signature/GINS regroupe des océanographes physiciens du LODYC (Paris, France) et de nombreux géochimistes marins, du Chalmers laboratory (Goteborg/Suède), de l'Université east Anglia (Norwich /UK), du CSNSM (Orsay, France) et du LEGOS (Toulouse, France). Au total, quatre traceurs de circulation s'ajoutent aux grandeurs physiques, faisant de Signature/GINS un projet couplé physique/multi-traceurs, novateur, ambitieux et situé dans une région clef de l'océan.

La campagne océanographique, Signature/GINS a été organisée en été 1999, à bord du navire de recherche "Marion Dufresne" affrété par l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire (IFRTP). La partie française du programme est financée par l'Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS et par l'IFRTP.

Positionnement du laboratoire

L'équipe de géochimie marine du LEGOS, dirigée par Catherine Jeandel, était naturellement destinée à assumer l'étude d' ε_{Nd} de Signature/GINS, puisque Catherine Jeandel était responsable scientifique de la partie géochimie de ce projet de recherche. De plus, cette équipe est l'une des trois au monde à posséder l'expertise analytique et la culture océanographique pour produire des données de références sur la distribution des isotopes du néodyme dans l'océan moderne. Elle participe activement au "pôle d'analyses géochimiques de l'Observatoire Midi-Pyrénées", possédant les instruments de haut de gammes nécessaires aux mesures de néodyme (ICP/MS et TIMS). Elle dispose enfin d'une salle blanche très moderne permettant les mesures d'éléments en traces.

Cette équipe se situe au sein du LEGOS, qui compte parmi les importants laboratoires d'océanographie en France. Le LEGOS est une unité mixte de recherche CNES / CNRS / IRD / Université Toulouse III. Ses activités principales sont l'océanographie physique, la modélisation et la télédétection spatiale. L'équipe de géochimie y est assez marginale, mais ses différences lui confèrent autant de compétences supplémentaires.

Ma place dans le projet

Mon rôle a été de réaliser l'analyse et l'interprétation des données de néodyme, en collaboration avec ma directrice. Il est très gratifiant compte tenu de la qualité du projet et des sommes très importantes mises en jeu, dont la fructification est placée sous ma responsabilité (et celle de ma directrice). Il est aussi très rébarbatif, puisque la moitié des trois ans de contrat a consisté en une tâche manuelle, répétitive et astreignante. Ce travail rébarbatif est malheureusement le passage obligé de tout futur géochimiste et j'ai considéré que le jeu en valait la chandelle. Je crois en effet que cette discipline et plus généralement les cycles des éléments sont des outils très puissants pour l'étude de l'environnement.

Le choix de ce projet a résulté de deux choses : 1) ma forte motivation à faire de la recherche et en particulier de l'océanographie, avec une approche privilégiant les cycles des éléments et les études des grands flux, 2) le fait que c'était le seul sujet proposé dans cette optique à ma promotion de DEA.

II. Ressources humaines et financières du projet

Ressources humaines affectées au projet

Les personnes ayant participé de manière régulière à ce projet sont : moi-même (100%, en temps), ma directrice (20%), un technicien (10%). Les coûts associés aux salaires de ces personnes sont reportés dans le tableau F.1.

Personnel	Temps (mois)	Salaire brut mensuel	Coût réel
Moi	38	1 147 €	87 172 €
Ma directrice	10	3 200 €	64 000 €
Le technicien	4	1 200 €	9 600 €

TAB. F.1 –: *Détails des coûts salariés affectés au projet. Le coût réel est calculé en multipliant le salaire brut par 2, puis par le nombre de mois (ceci afin de prendre en compte les charges associées au salaire).*

Ressources financières

Les ressources financières associées au projet sont reportées dans le tableau F.2.

Affectation	Montant	% (du total)	Organismes payeurs	Commentaires
Temps bateau	77 500 €	26%	IFRTP	12 jours du Marion Dufresne II, à 18 000 € / j, répartis sur 4 projets.
Matériel de prélèvement	6 100 €	2%	IFRTP	Flacons, etc...
Missions et transport de matériel pour la campagne	5 300 €	2%	IFRTP	
Infrastructure laboratoire	4 600 €	2%	Université	Maintenance salle blanche, 18400€ répartis sur 4 utilisateurs
Maintenance appareils de mesures (TIMS et ICPMS)	9 500 €	3%	LEGOS/INSU-PNEDC	Cotisations annuelles à la maintenance, 19000€ répartis sur 2 utilisateurs
Fonctionnement analyses	10 500 €	4%	INSU-PNEDC	Consommables, etc...
Infrastructure bureau	3 000 €	1%	OMP	Murs, entretiens, chauffage...
Outils informatique	10 000 €	3%	LEGOS	Poste personnel, réseau, impressions, maintenance...
Salaires	160 772 €	54%	CNRS/Université/Rectorat	voir ci-dessus
Congrès, articles	5 300 €	2%	INSU-PNEDC	
Formation continue	3 500 €	1%	CNRS/Université	
TOTAL	296 072 €			
	soit 1 942 232 F			

TAB. F.2 – Ressources financières associées au projet. Certains des montants sont issus d'estimations très approximatives. Ces valeurs doivent être considérées comme des ordres de grandeur. Les abréviations utilisées pour les organismes payeurs signifient : IFRTP : Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire ; Université : Université Toulouse III ; LEGOS : Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales ; INSU-PNEDC : Institut National des Sciences de l'Univers - Programme National d'Etude Du Climat ; OMP : Observatoire Midi-Pyrénées ; CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique ; Rectorat : Rectorat de l'Académie de Toulouse.

Au total le projet a coûté environ 300 000 euros. Les salaires représentent la moitié de cette somme, le temps bateau en représente un quart. En dehors des frais pris en charge de manière régulière par divers organismes (salaires, temps bateau, infrastructures, ...), la somme supplémentaire qui a été nécessaire au développement du projet a été de 16 000 euros ("fonctionnement analyses" et "congrès, articles"), soit 5% du total.

Sachant que 300 000 euros représentent approximativement le prix d'un appartement de 150 m² situé en centre ville à Toulouse, je trouve personnellement ce projet très raisonnable.

La faible part que représentent les infrastructures de bureau (environ 1% du total ; je précise que cette estimation prend en compte l'amortissement de la construction sur 20 ans ainsi que les dépenses courantes) me suggère une remarque. Bien qu'ayant personnellement travaillé dans des conditions que je juge satisfaisantes, j'ai remarqué que dans de nombreux cas les thésards (en particulier) ne bénéficient pas de bureau leur permettant d'exploiter au maximum leur potentiel. Un effort à ce sujet lors de la construction des laboratoires, permettrait à mon avis d'augmenter la productivité de la recherche.

III. Gestion du projet

Préparation et cadrage du projet

Le projet a été entièrement préparé par ma directrice avant le début de ma thèse. Il a d'ailleurs commencé avant le début de mon contrat par la campagne en mer Signature/GINS à laquelle je n'ai pas pu participer, n'étant à l'époque pas sous contrat. J'avais effectué mon stage de DEA dans la même équipe sur un sujet similaire, de sorte qu'à la fois ma directrice et moi-même connaissions mes capacités à mener à bien ce projet. Dès mon arrivée, j'ai reçu les documents décrivant le projet dans son contexte. Ma directrice m'a ensuite établi un plan de travail prévisionnel (bien entendu intenable...).

Conduite du projet

Je faisais partie d'une équipe assez petite d'environ deux chercheurs, deux techniciens et deux ou trois thésards. Un aspect majeur du fonctionnement de l'équipe résulte dans le fait que ses membres partagent un seul et même outil de travail : la salle blanche, et des préoccupations scientifiques communes. La salle blanche est un outil très sensible qui demande beaucoup d'attention et crée une relation entre tous ses utilisateurs.

Je me réunissais avec ma directrice environ une fois par semaine et la voyais brièvement très souvent. J'ai été parfaitement satisfait de sa disponibilité (malgré son emploi du temps très chargé). L'équipe se réunissait de manière bi-mensuelle au début de mon contrat, autour de "reading sessions" en particulier. Cette réunion a disparu, révélant un affaiblissement de l'équipe. En effet, un des deux chercheurs (un Maître de Conférence) nous quittait pour des raisons familiales et un des techniciens parce qu'il ne parvenait pas à accepter la tâche qui lui était demandée et de ce fait à s'intégrer dans l'équipe. Le fonctionnement de la salle blanche en était affecté et la qualité du travail s'en ressentait. Ma directrice se trouvait alors dans une situation délicate, avec trois thésards et deux techniciens à diriger, une salle blanche à gérer et une partie des enseignements que dispensait le Maître de Conférence à assurer.

J'ai alors été amené à prendre de plus en plus de responsabilités, me retrouvant plus ou moins numéro deux de l'équipe. Je participais de plus en plus à la politique de l'équipe, je développais les collaborations, assurais des enseignements, représentait l'équipe lors de réunions et instaurais une réunion hebdomadaire pour les utilisateurs de la salle blanche. Mes journées sont rapidement devenues trop courtes, je me dispersais et la fatigue devenait trop importante. J'ai ensuite recentré mon travail sur mon projet, en déléguant certaines tâches collectives aux autres membres de l'équipe.

Dans l'ensemble tout s'est bien déroulé, mon travail a progressé régulièrement, petit à petit. J'ai profité de l'aide précieuse de nombreux scientifiques au sein du laboratoire et en dehors, en France et à l'étranger. J'ai publié mes résultats régulièrement et participé à des congrès internationaux. J'ai bénéficié de conditions de travail très satisfaisantes.

Je regrette cependant le degré relativement faible des interactions avec les autres acteurs du projet Signature/GINS. En effet, ces deux programmes (Signature et GINS) ont fusionné, dès leur acceptation (indépendante) par le conseil scientifique de l'IFRTP, alors qu'ils n'étaient a priori pas prévus pour se faire conjointement. Le manque de concertation préalable a nuit à la communication entre les différents participants. Cependant, en persévérant, j'ai réussi à interagir fructueusement avec la plupart d'entre eux.

IV. Connaissances / Compétences développées dans le cadre de la thèse

Principaux domaines d'expertise

- Je possédais au début de mon contrat une bonne formation en informatique, que j'ai entretenue et fait progresser;
- J'ai appris les techniques de mesures des éléments en trace, la chimie ultra propre. J'ai aussi appris à utiliser des instruments tels le spectromètre de masse à torche à plasma (ICP/MS) ou le spectromètre de masse à thermo-ionisation (TIMS);
- Par le biais d'une campagne en mer dans l'océan Indien, au cours de laquelle j'étais responsable de l'échantillonnage pour mon équipe, j'ai appris le travail de terrain;
- J'ai lu tout ce que j'ai trouvé sur la circulation en Atlantique Nord;
- J'ai dû acquérir des notions (même si encore grossières) de géologie et de géochimie des continents;
- J'ai beaucoup appris sur les différents traceurs de circulation et de processus dans la colonne d'eau, ainsi que sur les cycles des éléments dans l'océan.

Je suis devenu un géochimiste marin.

Savoir-faire / apprentissage

Ces trois ans de thèse ont été pour moi une expérience personnelle extrêmement enrichissante. C'était mon premier véritable travail et j'y ai découvert un univers, où tout n'est que rapports humains, où l'on ne travaille que difficilement avec quelqu'un que l'on apprécie pas. Je me suis découvert particulièrement sociable alors que je me considérais à l'opposé.

J'ai travaillé activement en équipe et ai fait mes premiers pas en management humain et technique. J'ai développé des collaborations avec deux des six équipes du laboratoire et une collaboration avec un autre laboratoire. En fait, les idées pleuvaient sur moi, j'aurais pu travailler sur des dizaines de sujets différents. Tout m'intéressait.

J'ai dispensé des enseignements, du niveau IUP 1^{ère} année, au niveau maîtrise, en géochimie marine et en informatique. Cela m'a permis d'élargir mon champ de vision et d'expérimenter ce débouché éventuel.

J'ai appris à communiquer en équipe et dans le cadre de congrès internationaux.

Enfin, j'ai appris des rudiments de gestion, en participant aux commandes et aux transports de matériel, et à la comptabilité de certaines missions.

V. Evaluation des retombées du projet

Pour le laboratoire

Les retombées pour le laboratoire sont "très bonnes" (c'est ma directrice qui le dit).

D'un point de vue technique :

- J'ai amélioré le protocole de mesure de la composition isotopique de néodyme, ce qui en augmente la productivité;
- J'ai fiabilisé la mesure au spectromètre de masse à thermo-ionisation;
- J'ai automatisé le traitement des données du spectromètre de masse à torche à plasma;
- J'ai amélioré ce dernier en le rendant plus exact;
- Ma vigilance et ma méticulosité, m'ont conduit mettre en évidence des problèmes de fonctionnement dans le cadre de la salle blanche. Cela a conduit à l'émergence de la "démarche qualité" au sein de l'équipe. Cette dernière s'est traduite par la consignation des protocoles analytiques ainsi que de la répartition des tâches des ses différents utilisateurs;
- J'ai contribué à l'usage de nouveaux outils informatiques.

D'un point de vue scientifique :

- J'ai fait progresser la compréhension du cycle du néodyme dans l'océan, qui est un des thèmes centraux de l'équipe dans laquelle je travaillais. Mes résultats ouvrent donc des perspectives de recherche;

- J'ai fait progresser notre compréhension de la circulation océanique en Atlantique Nord, ce qui intéresse la communauté océanographique de manière générale;
- J'ai rédigé deux articles de rang A et effectué cinq présentations lors de congrès internationaux, ce qui participe directement au rayonnement de mon laboratoire d'accueil d'un point de vue national et international.

Pour moi

J'ai vécu ma première réelle expérience professionnelle, qui m'a permis de réaliser pleinement et de faire évoluer un travail en équipe. J'ai pu y assumer des responsabilités et faire preuve d'initiatives.

J'ai reçu, grâce à un encadrement de qualité, une formation à la recherche que j'estime de grande valeur.

Mes communications dans le cadre de congrès internationaux et mes deux publications dans des revues de rang A me permettent de valoriser mon travail (CV).

J'ai eu l'occasion, en particulier au cours de congrès internationaux, de rencontrer des personnalités importantes de la communauté océanographique internationale (notamment des géochimistes marins) et d'établir des contacts favorables.

A travers l'un de ces contacts, j'ai pu développer un projet de "post-doc", qui sera réalisé dans un des meilleurs laboratoires d'océanographie du monde (WHOI), et qui a été rendu possible grâce à l'obtention d'une bourse Lavoisier (Ministère des Affaires Etrangères français).

Pour ces raisons, j'ose espérer que les retombées de ce projet en ce qui me concerne sont excellentes, l'avenir le dira...

Bibliographie

- Aagaard, K., Swift, J., & Carmack, E. (1985). Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research*, *90*(C3), 4833–4846.
- Abouchami, W., Galer, S. J. G., & Koschinsky, A. (1999). Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe-Mn crusts : Proxies for trace metal paleosources and paleocean circulation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *63*, 1489–1505.
- Albarède, F. & Goldstein, S. (1992). A world map of Nd isotopes in seafloor ferromanganese deposits. *Geology*, *20*, 761–763.
- Albritton, D. L. & Meira Filho, L. G. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press.
- Anderson, R., Lao, Y., Broecker, W., Trumbore, S., Hofmann, H., & Wolfli, W. (1990). Boundary scavenging in the Pacific Ocean : A comparison of ^{10}Be and ^{231}Pa . *Earth and Planetary Science Letters*, *90*, 287–304.
- Aplin, A., Michard, A., & Albarede, F. (1986). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in Pacific ferromanganese incrustations and nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, *81*, 7–14.
- Arhan, M. (1990). The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water. *Journal of Marine Research*, *48*, 109–144.
- Aries, S., Valladon, M., Polvé, M., & Dupré, B. (2000). A routine method for oxide and hydroxide interference corrections in ICP-MS chemical analysis of environmental and geological samples. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, *24*, 19–31.
- Bartholomew, J. C. (1981). *The Times Atlas of the World*. Times Books Limited.
- Becker, G. & Hansen, B. (1998). Modified North Atlantic Water. *ICES Cooperative Research Report*, *225*, 96–111.

- Bernstein, S., Kelemen, P. B., Tegner, C., Kurz, M. D., Blusztajn, J., & Brooks, C. K. (1998). Post-breakup basaltic magmatism along the East Greenland Tertiary rifted margin. *Earth and Planetary Science Letters*, *160*, 845–862.
- Bertram, C. J. & Elderfield, H. (1993). The geochemical balance of the rare earth elements and Nd isotopes in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *57*, 1957–1986.
- Blindheim, J. (1990). Arctic Intermediate water in the Norwegian Sea. *Deep Sea Research*, *37*, 1475–1489.
- Boundy, T. M., Mezger, K., & Essene, E. (1997). Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, *39*, 159–178.
- Bourlès, D., Raisbeck, G., & Yiou, F. (1989). Be-10 and Be-9 in marine sediments and their potential for dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *53*, 443–452.
- Broecker, W. S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, *4*, 79–89.
- Broecker, W. S. & Peng, T. H. (1982). *Tracers in the Sea*. Eldigio Press.
- Broecker, W. S. & Peng, T. H. (1987). The role of CaCO₃ compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change. *Global Biogeochemical Cycles*, *1*, 15–39.
- Brown, E., Measures, C., Edmond, J., Bourlès, D., Raisbeck, G., & Yiou, F. (1992). Continental inputs of beryllium to the oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, *114*, 101–111.
- Brueckner, H. K., Gilotti, J. A., & Nutman, A. P. (1998). Caledonian eclogite-facies metamorphism of Early Proterozoic protoliths from the North-East Greenland Eclogite Province. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, *130*, 103–120.
- Bryden, H. L. & Imakawi, S. (2001). Ocean Heat Transport. In *Ocean circulation & Climate*, pp. 455–474. Academic Press.
- Burton, K. W., Ling, H.-F., & O’Nions, K. (1997). Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North-Atlantic. *Nature*, *386*, 382–385.
- Chauvel, C. & Blichert-Toft, J. (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, *190*, 137–151.
- Choubert, G., Faure-Muret, & Chanteux, P., A. (1976). *Atlas Géologique du monde Geological World Atlas*. Unesco.

- Clarke, R. A. & Gascard, J.-C. (1983). The Formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-Scale Processes. *Journal of Physical Oceanography*, *13*, 1764–1778.
- Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P., & Swift, J. (1996). Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, *38*, 241–295.
- Dickson, R. R. & Brown, J. (1994). The production of North Atlantic Deep Waters: Sources, rates and pathways. *Journal of Geophysical Research*, *99*(C6), 12319–12341.
- Duce, R. A., Liss, P. S., Merrill, J. T., Atlas, E. L., Buat-Ménard, P., Hicks, B. B., Miller, J. M., Prospero, J. M., Arimoto, R., Church, T. M., Ellis, W., Galloway, J. N., Hansen, L., Jickells, T. D., Knap, A. H., Reinhardt, K. H., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J. J., Tsunogai, S., Wollast, R., & Zhou, M. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, *5*, 193–259.
- Ehrenberg, S. N., Dalland, A., Nadeau, P. H., Mearns, E. W., & Amundsen, H. E. F. (1998). Origin of chlorite enrichment and neodymium isotopic anomalies in Haltenbanken sandstones. *Marine and Petroleum Geology*, *15*, 403–425.
- Elderfield, H. & Greaves, M. J. (1982). The rare earth elements in seawater. *Nature*, *296*, 214–219.
- Fischer, G. & Wefer, G. (Eds.). (1999). *Use of Proxies in Paleoceanography : Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag.
- Fleischmann, U., Hildebrandt, H., Putzka, A., & Bayer, R. (2001). Transport of newly ventilated deep water from the Iceland Basin to the West-European Basin. *Deep Sea Research*, *48*, 1793–1819.
- Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet Lanoë, B., Dia, A., & Rossello, E. (1998). Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, *156*, 157–172.
- Gariépy, C., Ludden, J., & Brooks, C. (1983). Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pile. *Earth and Planetary Science Letters*, *63*, 257–272.
- Goldstein, S. L. & Jacobsen, S. B. (1987). The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material : implications for the sources of Nd and Sr in the seawater. *Chemical Geology (Isotope Geosciences)*, *66*, 245–272.

- Grousset, F. E., Biscaye, P. E., Zindler, A., & Prospero, J. and Chester, R. (1988). Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, *87*, 367–378.
- Hansen, B. & Østerhus, S. (2000). North Atlantic-Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, *45*, 109–208.
- Hansen, H. & Nielsen, T. F. D. (1999). Crustal contamination in Palaeogene East Greenland flood basalts: plumbing system evolution during continental rifting. *Chemical Geology*, *157*, 89–118.
- Harvey, J. (1982). Θ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research*, *29*, 1021–1033.
- Harvey, J. & Arhan, M. (1988). The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983-84. *Journal of Physical Oceanography*, *18*, 1855–1875.
- Henry, F., Jeandel, C., & Minster, J.-F. (1994). Particulate and dissolved Nd in the Western Mediterranean Sea : sources, fates and budget. *Marine Chemistry*, *45*, 283–305.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., & Weaver, A. J. (2001). Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period. *Nature*, *410*, 1073–1077.
- Hémond, C., Arndt, N. T., Lichtenstein, U., Hofmann, A. W., Oskarsson, N., & Steinthorsson, S. (1993). The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *Journal of Geophysical Research*, *98*(B9), 15,833–15,850.
- Holm, P. M., Hald, N., & Waagstein, R. (2001). Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands. *Chemical Geology*, *178*, 95–125.
- Hurrell, J. (2002). North Atlantic Oscillation (NAO) Indices Information. <http://www.cgd.ucar.edu/jhurrell/nao.html>, National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA.
- Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J. (1978). Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from archean migmatites in Lofoten-Vesteralen, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, *41*, 245–253.
- Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, *50*, 139–155.
- Jeandel, C. (1993). Concentration and isotopic composition of neodymium in the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, *117*, 581–591.

- Jeandel, C., Bishop, J. K., & Zindler, A. (1995). Exchange of Nd and its isotopes between seawater small and large particles in the Sargasso Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*, 535–547.
- Jeandel, C., Thouron, D., & Fieux, M. (1998). Concentrations and Isotopic compositions of Nd in the Eastern Indian Ocean and Indonesian Straits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *62*, 2597–2607.
- Jennings, A. E. & Weiner, N. J. (1996). Environmental change in eastern Greenland during the last 1300 years: evidence from foraminifera and lithofacies in Nansen Fjord, 68°N. *The Holocene*, *6*, 179–191.
- Jónsson, S. (1999). The circulation in the northern part of the Denmark Strait and its variability. *ICES CM 1999, L:6*, 1–9.
- Khawwala, S., Fairbanks, R., & Houghton, R. W. (1999). Freshwater sources to the coastal ocean off Northeastern North America: evidence from $H_2^{18}O/H_2^{16}O$. *Journal of Geophysical Research*, *104*(c8), 18241–18255.
- Klinkhammer, G., German, C. R., Elderfield, H., Greaves, M. J., & Mitra, A. (1994). Rare earth elements in hydrothermal fluids and plume particulates by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Marine Chemistry*, *45*, 179–186.
- Krauss, W. & Käse, R. H. (1998). Eddy formation in the Denmark Strait overflow. *Journal of Geophysical Research*, *103*(C8), 15,525–15,538.
- Ku, T., Kusakabe, M., Measures, C., Southon, J., Vogel, J., Nelson, D., & Nakaya, S. (1990). Be isotope distribution in the Western Atlantic : A comparison to the Pacific. *Deep-Sea Research*, *37*, 795–808.
- Lacan, F. & Jeandel, C. (2001). Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns. *Earth and Planetary Science Letters*, *5779*, 1–16.
- Lacan, F. & Jeandel, C. (2003). Denmark Strait water heterogeneity : circulation traced by neodymium isotopes and rare earth elements. *Deep Sea Research*, *Accepted*.
- Lao, Y., Anderson, R., Broecker, W., Hofmann, H., & Wolfli, W. (1993). Particulate fluxes of ^{230}Th , ^{231}Pa and ^{10}Be in the northeastern Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *57*, 205–217.
- Larsen, H. C. (2002). Investigations of rifted margins. *JOIDES Journal*, *28*(1), 85–90.

- Martin, E. E., Macdougall, J. D., Herbert, T. D., Paytan, A., & Kastner, M. (1995). Strontium and neodymium isotopic analyses of marine barite separates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*, 1353–1361.
- Martin, E. & Haley, B. (2000). Fossil fish teeth as proxies for seawater Sr and Nd isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*, 835–847.
- Mauritzen, C. (1996). Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep Sea Research I*, *43*, 769–806.
- McCartney, M. S. (1992). Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, *29*, 283–383.
- McCartney, M. S., Curry, R. G., & Bezdek, H. F. (1996). North Atlantic's Transformation Pipeline Chills and Redistributes Subtropical Water. *Oceanus*, *39*, 20–23.
- McCartney, M. S. & Mauritzen, C. (2001). On the origin of the warm inflow to the Nordic Seas. *Progress in Oceanography*, *51*, 125–214.
- McCartney, M. S. & Talley, L. D. (1982). The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, *12*, 1169–1188.
- Measures, C. I. & Edmond, J. M. (1992). The distribution of Aluminium in the Greenland Sea and its relationship to ventilation processes. *Journal of Geophysical Research*, *97*(C11), 17787–17800.
- Meincke, J., Rudels, B., & Friedrich, H. J. (1997). The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system. *ICES Journal of Marine Science*, *54*, 283–299.
- Mertz, D. F., Devey, C. W., Todt, W., Stoffers, P., & Hofmann, A. W. (1991). Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, *107*, 243–255.
- Milliman, J. D. & Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, *91*, 1–21.
- Moran, S. B. & Moore, R. M. (1991). The potential source of dissolved aluminum from resuspended sediments to the North Atlantic Deep Water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *55*, 2745–2751.
- Moran, S., Shen, C.-C., Weinstein, S., Hettlinger, L., Hoff, J., Edmonds, H., & Edwards, R. (2001). Constraints on deep water age and particle flux in the Equatorial and Southern Atlantic ocean based on seawater ^{231}Pa and ^{230}Th data. *Geophysical Research Letters*, *28*, 3437–3440.

- Olsson, K. A., Jeansson, E., Tanhua, T., & Gascard, J.-C. (2003). Water masses and mixing in the East Greenland Current. A tracer study including released sulphur hexafluoride.. *journal non connu, Soumis*, 0.
- O'Nions, R. K., Frank, M., von Blanckenburg, F., & Ling, H.-F. (1998). Secular variation of Nd and Pb-isotopes in ferromanganese crusts from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 15–28.
- O'Nions, R. K. & Grönvold, K. (1973). Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 397–409.
- O'Nions, R. K., Hamilton, P. J., & Hooker, P. J. (1983). A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth and Planetary Science Letters*, 63, 229–240.
- Palmer, M. R. & Elderfield, H. (1985). Variations in the Nd isotopic composition of foraminifera from Atlantic Ocean sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 73, 299–305.
- Piepgras, D. J. & Jacobsen, S. B. (1988). The isotopic composition of neodymium in the North Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1373–1381.
- Piepgras, D. J. & Wasserburg, G. J. (1987). Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from isotopic observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 1257–1271.
- Piepgras, D. J., Wasserburg, G. J., & Dasch, E. G. (1979). The isotopic composition of Nd in different ocean masses. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 223–236.
- Pollard, R., Read, J., & Holliday, P. (1999). Circulation and mode waters of the North Atlantic subpolar gyre in 1996. *International WOCE Newsletter*, 37, 21–27.
- Pollard, R., Griffiths, M., Cunningham, S., Read, J., Pérez, F., & Ríos, A. (1996). Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37, 167–192.
- Poulain, P.-M. & Warn-Varnas, A. (1996). Near-Surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8), 18237–18258.

- Rahmstorf, S. & Ganopolski, A. (1999). Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic Change*, 43, 353–367.
- Read, J. F. (2001). CONVEX-91 : water masses and circulation in the Northeast Atlantic subpolar gyre. *Progress in Oceanography*, 48, 461–510.
- Richard, P., Shimizu, N., & Allègre, C. J. (1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 269–278.
- Roy-Barman, M., Coppola, L., & Souhaut, M. (2002). Thorium isotopes in the Western Mediterranean Sea : an insight in the marine particle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 161–174.
- Rudels, B., Friedrich, H. J., & Quadfasel, D. (1999). The Arctic Circumpolar Boundary Current. *Deep Sea Research II*, 46, 1023–1062.
- Rudels, B., Quadfasel, D., & Friedrich, H. (1998). The Arctic Ocean Deep Water component in the Greenland-Scotland overflow. *ICES Cooperative Research Report*, 225, 172–194.
- Rutberg, R. L., Hemming, S. R., & Goldstein, S. L. (2000). Reduced North Atlantic deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios. *Nature*, 405, 935–938.
- Rutgers van der Loeff, M. M. & Berger, G. W. (1993). Scavenging of ^{230}Th and ^{231}Pa near the Antarctic Polar Front in the South Atlantic. *Deep Sea Research*, 40, 339–357.
- Rutgers van der Loeff, M. M., Key, R. M., Scholten, J. C., Bauch, D., & Michel, A. (1995). ^{228}Ra as a tracer for shelf water in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 42, 1533–1553.
- Schilling, J.-G., Kingsley, R., Fontignie, D., Poreda, R., & Xue, S. (1999). Dispersion of the Jan Mayen and Iceland mantle plumes in the Arctic: A He-Pb-Nd-Sr isotope tracer study of basalts from the Kolbeinsey, Mohs, Knipovich Ridges. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5), 10,543–10,569.
- Schlichtholz, P. & Houssais, M.-N. (1999). An inverse modeling study in Fram Strait. Part II : water mass distribution and transports. *Deep-Sea Research II*, 46, 1137–1168.
- Schmitz, W. J. J. (1996). On the World Ocean Circulation : Volume I. Tech. rep., Woods Hole Oceanographic Institution.

- Scholten, J. C., Rutgers van der Loeff, M. M., & A., M. (1995). Distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa in the water column in relation to the ventilation of the deep Arctic bassins. *Deep Sea Research II*, 42, 1519–1531.
- Shabani, M. B., Akagi, T., & Masuda, A. (1992). Preconcentration of Trace Rare Earth Elements in Seawater by Complexation with Bis(2-ethylexyl) hydrogen phosphate and 2-Ethylexyl Dihydrogen Phosphate Adsorbed on a C18 Cartridge and Determination by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*, 64, 737–743.
- Siegenthaler, U. & Sarmiento, J. (1993). Atmospheric carbon dioxide and the sea. *Nature*, 365, 119–125.
- Smethie, W. M. J., Chipman, D. W., Swift, J. H., & Koltermann, K. P. (1988). Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas : evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep water exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Research*, 35, 347–369.
- Spall, M. A. & Price, J. F. (1998). Mesoscale variability in denmark strait : the PV outflow hypothesis. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1598–1623.
- Spivack, A. J. & Wasserburg, G. J. (1988). Neodymium isotopic composition of the Mediterranean outflow and the eastern North Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2762–2773.
- Østerhus, S. & Gammelsrod, T. (1999). The Abyss of the nordic Seas Is Warming. *Journal of Climate*, 12, 3297–3304.
- Stocker, T. F. & Schmittner, A. (1997). Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, 388, 862–865.
- Stordal, M. C. & Wasserburg, G. J. (1986). Neodymium isotopic study of Baffin Bay water: sources of REE from very old terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, 77, 259–272.
- Strass, V. H., Fahrbach, E., Schauer, U., & Sellmann, L. (1993). Formation of Denmark Strait Overflow Water by Mixing in the East Greenland Current. *Journal of Geophysical Research*, 98(C4), 6907–6919.
- Swift, J. H. (1984). The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. *Deep Sea Research*, 31, 1339–1355.
- Swift, J. H. (1986). The Artic waters. In *The Nordic Seas*, pp. 129–153. Springer-Verlag.

- Swift, J. H., Aagaard, K., & Malmberg, S.-A. (1980). The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep Sea Research*, 27A, 29–42.
- Swift, J. H. & Koltermann, K. P. (1988). The origin of Norwegian Sea Deep Water. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3563–3569.
- Tachikawa, K. (1997). *Apport des concentrations de Terres Rares et des compositions isotopiques de Néodyme à l'étude de processus dans la colonne d'eau: cas de l'Atlantique Tropical Nord-Est (sites EUMELI)*. Ph.D. thesis, Université Toulouse III, France.
- Tachikawa, K., Athias, V., & Jeandel, C. (2002). Neodymium budget in the modern ocean and paleoceanographic implications. *Journal of Geophysical Research*, sous presse.
- Tachikawa, K., Jeandel, C., Vangriesheim, A., & Dupré, B. (1999). Distribution of rare earth elements and neodymium isotopes in suspended particles of the tropical Atlantic Ocean (EUMELI site). *Deep Sea Research I*, 46, 733–756.
- Talley, L. D. (1999). Mode waters in the subpolar North Atlantic in historical data and during the WOCE period. *International WOCE Newsletter*, 37, 3–6.
- Talley, L. D. & McCartney, M. S. (1982). Distribution and circulation of Labrador Sea Water. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1189–1205.
- Taylor, P. N., Kalsbeek, F., & Bridgwater, D. (1992). Discrepancies between neodymium, lead and strontium model ages from the Precambrian of southern East Greenland: Evidence for a Proterozoic granulite-facies event affecting Archaean gneisses. *Chemical Geology*, 94, 281–291.
- Taylor, S. R. & McClennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Thrane, K. (2002). Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the southern part of the East Greenland Caledonides: an ion microprobe study. *Precambrian Research*, 113, 19–42.
- Tsuchiya, M. (1989). Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the north Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 47, 747–755.
- van Haken, H. M. & Becker, G. (1996). Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean : the NANSEN project. *Progress in Oceanography*, 38, 297–346.

- Vance, D. & Burton, K. (1999). Neodymium isotopes in planktonic foraminifera : A record of the response of continental weathering and ocean circulation rates to climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 365–379.
- Vogler, S., Scholten, J., Rutgers van der Loeff, M., & Mangini, A. (1998). ^{230}Th in eastern North Atlantic : the importance of water ventilation in the balance of ^{230}Th . *Earth and Planetary Science Letters*, 156, 61–47.
- von Blanckenburg, F. (1999). Tracing Past Ocean circulation?. *Science*, 286, 1862–1863.
- von Blanckenburg, F. & Nägler, T. F. (2001). Weathering versus circulation-controlled changes in radiogenic isotope tracer composition of the Labrador Sea and North Atlantic Deep Water. *Paleoceanography*, 16(4), 424–434.
- Véron, A. J., Church, T. M., Riviera-Duarte, I., & Flegal, A. R. (1999). Stable lead isotopic ratios trace thermohaline circulation in the subarctic North Atlantic. *Deep-Sea Research II*, 46, 919–935.
- Winter, B. L., Johnson, C. M., & Clark, D. L. (1997). Strontium, neodymium, and lead isotope variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: Implications for sediment provenance and the source of trace metals in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4181–4200.
- Woodgate, R. A., Fahrbach, E., & Rohardt, G. (1999). Structure and transports of the East Greenland Current at 75°N from moored current meters. *Journal of Geophysical Research*, 104(C8), 18,059–18,072.

AUTHOR : François LACAN.

TITLE : Nordic Seas and Subarctic Atlantic water masses traced by neodymium isotopes.

Summary

The neodymium isotopic composition (Nd I.C., expressed as ε_{Nd}) is a tracer of oceanic circulation and of ocean/continent matter exchanges. We measured this parameter in almost 200 seawater samples from the Nordic Seas (Greenland, Iceland and Norwegian) and the Subarctic Atlantic (north of 50°N). The interpretation of these data in relation with the hydrology and the geology of the studied area allowed to improve our knowledge of the circulation and the tracer ε_{Nd} .

The study of the isotopic signature of the Subarctic Intermediate Water (SAIW), the Norwegian Sea Deep Water and the Subpolar Mode Water (SPMW) allowed us to better understand their history (pathways, mixings). In particular, we confirm the SAIW originates in the Labrador Current and we suggest that the SPMW is the result of a two end-member mixture : Central North Atlantic Water and waters from the Labrador Current.

Nd I.C. are in good agreement with the commonly accepted scenarios of the formation of the upper and lower layers of the North Atlantic Deep Water (NADW). On the other hand they suggest a North East Atlantic Deep Water composition significantly different from that of the middle layer of the NADW. This point will require further studies.

We firmly confirm that ε_{Nd} is conservative in the absence of terrigenous input. We show the influence of granitic derived sediments on water mass Nd I.C. and confirm that of basaltic derived sediments. We suggest that ε_{Nd} partially lost the memory of water mass history during sediment/ocean interactions, within high hydraulic energy areas.

Lastly, we suggest that passed erosion variations would modify NADW signature as much as or maybe more than circulation variations.

AUTEUR : François LACAN.

TITRE : Masses d'eau des Mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme.

DIRECTRICE DE THESE : Catherine Jeandel.

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Observatoire Midi-Pyrénées, 14 av. Edouard Belin, 31400 Toulouse. 11 décembre 2002.

RÉSUMÉ

La composition isotopique de néodyme (C.I. de Nd, exprimée par ε_{Nd}) est un traceur de circulation océanique et d'échanges de matière océan/continent. Nous avons mesuré cette grandeur sur près de 200 échantillons d'eau de mer des mers Nordiques (Groenland, Islande, Norvège) et de l'Atlantique Subarctique (au nord de 50°N). L'interprétation de ces données en relation avec l'hydrologie et la géologie de la zone d'étude a permis d'améliorer notre connaissance de la circulation et du traceur ε_{Nd} .

L'étude des signatures isotopiques de l'Eau Subarctique Intermédiaire (SAIW), de l'Eau Profonde de la Mer de Norvège et de l'Eau Modale Subpolaire (SPMW) nous a permis de préciser leur histoire (trajectoires, mélanges). En particulier, nous confirmons que l'origine de la SAIW se trouve dans le courant du Labrador et nous suggérons que la SPMW résulte d'un mélange à deux pôles : l'Eau Centrale Nord Atlantique et des eaux provenant du courant du Labrador.

Les C.I. de Nd sont en accord avec les schémas admis pour la formation des couches supérieure et inférieure de l'Eau Profonde Nord Atlantique (NADW). En revanche, elles suggèrent une composition de l'Eau Profonde Nord Est Atlantique significativement différente de celle de la couche centrale de la NADW. Ce point nécessitera des études complémentaires.

Nous confirmons robustement la conservativité de ε_{Nd} à l'abri d'influence terrigène. Nous mettons en évidence l'influence de sédiments d'origine cristalline sur la C.I. de Nd des masses d'eau et confirmons celle de sédiments d'origine basaltique. Nous suggérons qu' ε_{Nd} perd partiellement la mémoire de l'histoire des masses d'eau lors d'interactions sédiment/océan, dans des zones de forte énergie hydraulique.

Enfin nous suggérons que des variations de taux d'érosion dans le passé modifieraient la signature de la NADW, au même titre que des variations de circulation, si ce n'est d'avantage.

English summary on other side

MOTS-CLEFS

NADW - Masses d'eau - Atlantique Nord - Néodyme - Traceur isotopique - Interactions océan/continent.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE

Géochimie marine et hydrologie

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
14 Av. Edouard Belin, 31400 Toulouse.