



HAL
open science

Etude des propriétés magnétiques des sédiments non consolidés : anisotropie et erreurs d'inclinaison paléomagnétique

Hélène Collombat

► **To cite this version:**

Hélène Collombat. Etude des propriétés magnétiques des sédiments non consolidés : anisotropie et erreurs d'inclinaison paléomagnétique. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00722921

HAL Id: tel-00722921

<https://theses.hal.science/tel-00722921>

Submitted on 6 Aug 2012

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.



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE

THESE

présentée par

Hélène COLLOMBAT

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre

**Etude des propriétés magnétiques des
sédiments non consolidés : anisotropie
et erreurs d'inclinaison paléomagnétique**

Date de soutenance : 9 février 1993

Composition du jury :

M. P.	VIALON	Président
M. N.	THOUVENY	Rapporteurs
M. J.P.	VALET	
M. P.	ROCHETTE	Directeur de thèse
M. C.	BECK	Examinateur

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE

THESE

présentée par

Hélène COLLOMBAT

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre

**Etude des propriétés magnétiques des
sédiments non consolidés : anisotropie
et erreurs d'inclinaison paléomagnétique**

Date de soutenance : 9 février 1993

Composition du jury :

M. P.	VIALON	Président
M. N.	THOUVENY	Rapporteurs
M. J.P.	VALET	
M. P.	ROCHETTE	Directeur de thèse
M. C.	BECK	Examinateur

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

10113354

à mes parents

Ils ne le sauront pas les rocs
Qu'on parle d'eux

Et toujours ils n'auront pour tenir
Que grandeur.

Et que l'oubli de la marée,
Des soleils rouges

Ils n'ont pas besoin du rire
Ou de l'ivresse

Ils ne font pas brûler
Du soufre dans le noir

Car jamais
Ils n'ont craint la mort

Et leur folie
Est clairvoyante.

Et puis la joie
De savoir la menace
Et de durer.

Pendant que sur les bords,
De la pierre les quitte

Que la vague et le vent grattaient
Pendant leur sieste.

Ils n'ont pas à porter leur face
Comme un supplice

Ils n'ont pas à porter de face
Où tout se lit

Ils n'ont pas voulu être le temple
Où se complaire.

Mais la menace est toujours là
Dans le dehors.

Et la joie
Leur vient d'eux seuls,

Que la mer soit grise
Ou pourrie de bleue.

Ils sentent le dehors,
Ils savent le dehors.

Peut-être parfois l'auront-ils béni
De les limiter :

La toute puissance
N'est pas leur faible.

parfois dans la nuit
C'est un grondement
Qui longtemps résonne.

Et leur grain se noie
Dans un vaste effroi :

Ils ne savaient plus
Qu'ils avaient une voix,

Il arrive qu'un bloc
Se détache et tombe,

Tombe à perdre haleine
Dans la mer liquide.

Ils n'étaient donc bien
Que des blocs de pierre,

Un lieu de la danse
Que la danse épuise.

- GUILLEVIC - "Terraqué".

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Bien sûr toute cette connaissance, toute cette agitation trouble ne sauvera ni nos âmes, ni la terre, et ne réduira en rien les souffrances du monde. Mais c'est bien aussi l'inutile qui nous permet d'avancer, de nous élever, plus haut que nos vies dérisoires, de vibrer pour atteindre quelque part la longueur d'onde des anges...

Après avoir passé trois années tantôt dans la confiance, tantôt dans l'accablement du doute, me voici parvenue au terme de ce travail. Je voudrais remercier tous ceux qui, par leur expérience, leurs critiques, leur aide ou leur présence, ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Je remercie Georges POUPINET qui m'a accueilli dans son laboratoire et a ainsi permis l'aboutissement de cette thèse.

Pierre ROCHETTE fut l'initiateur et le directeur de mes recherches en magnétisme des roches depuis mon arrivé au L.G.I.T, en 1989. Si ce travail a pu voir le jour et aboutir, c'est avant tout grâce à sa compétence, son aide et ses conseils judicieux. Qu'il reçoive ici toute ma gratitude et mes sincères remerciements pour m'avoir fait partager une partie de ses connaissances, pour la confiance qu'il m'a accordée, pour m'avoir permis de participer au leg ODP 141, entre les quarantièmes rugissants et les cinquantièmes hurlants, mais aussi parce qu'en dépit de sa réserve, il a su être présent, compréhensif, et profondément humain.

Lorsqu'en 1988, j'arrivais à Grenoble, Pierre VIALON fut mon premier soutien. Il a été pour moi un professeur respecté, et le symbole de la justice et de l'honnêteté, n'ayant jamais révélé la moindre trace de ces travers propres au milieu universitaire que sont la partialité et l'élitisme. Mon estime pour lui s'est nourrie de ces trois années passées au L.G.I.T., pendant lesquelles il fut en quelque sorte le co-directeur de ce travail, puis le président de mon jury. Je ne saurais assez le remercier pour son aide précieuse, sa disponibilité, son soutien, ses critiques avisées et même son perfectionnisme, mais aussi pour les randonnées à ski, la spectrométrie cristallographique, et toute ses qualités qui m'ont aidés à me réconcilier avec l'inutilité de la recherche.

Nicolas THOUVENY m'a été d'une aide précieuse et capitale, tant par ses conseils au cours des discussions fructueuses et enrichissantes que nous avons eu, que par sa bonne humeur et ses encouragements. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance. Je le remercie également pour m'avoir accueilli de nombreuses fois au L.G.Q. à Marseille, pour avoir mis à ma disposition son matériel, ses compétences, et pour m'avoir consacré son temps que je sais précieux, en particulier lors de la mise au point du protocole expérimental de redéposition d'une poudre sous champ.

Tous mes remerciements à Jean Pierre VALET pour avoir accepté de juger ce travail, et pour avoir été un membre de jury idéal.

Je remercie Christian BECK pour avoir examiné ce travail, en y apportant son avis de sédimentologue.

Je n'oublie pas tous ceux qui, au sein du L.G.Q. et du laboratoire de magnétisme des roches de St Jérôme à Marseille, m'ont offert leur aide et le plaisir de faire leur connaissance: David WILLIAMSON, Didier VANDAME et Bernard REPETTI. Qu'ils soient remerciés ici.

Je remercie Carlo LAJ pour m'avoir accueilli au laboratoire de paléomagnétisme du C.F.R. à Gif-sur-Yvette et permis d'utiliser son matériel.

Je tiens aussi à remercier Erik BLANCHARD pour m'avoir consacré son temps au cours de mon séjour au laboratoire de paléomagnétisme de Gif-sur-Yvette, et pour avoir effectué pour moi les mesures de diffraction des rayons X ainsi que les balances de Curie.

Je voudrais également exprimer tout mes remerciements à Catherine KISSEL, Emmanuel TRIC, Lionel ENDIGNOUX et Alain MAZAUD, qui ont aussi contribué à cet accueil chaleureux.

Je remercie Jean Pierre COLET du Muséum d'Histoire Naturelle à Paris pour m'avoir permis d'échantillonner la carotte MD80308 provenant du plateau des Kerguelen.

Je remercie Josette BLANCHET et Martine PROT, sans qui rien ne serait possible, pour leur aide inestimable ainsi que pour leur agréable présence.

Tout mes remerciements à Liliane JENATTON pour avoir effectué une partie des interminables mesures magnétiques dans l'ancre sans fenêtres.

Je remercie également Yves GARNIER pour ses nombreux services et pour sa bonne humeur.

Il me faut aussi remercier toute l'équipe Scientifique du Leg ODP 141, tous les foreurs, les ingénieurs, les techniciens et tout le personnel ayant participé au leg 141, à bord du Joïdes Resolution. C'est grâce à eux tous que j'ai pu travailler sur les sédiments du point triple du Chili, et que j'ai vécu pendant deux mois des moments merveilleux et une expérience inoubliable.

Je n'oublierai pas tous les étudiants du L.G.I.T (du présent et du passé), qui par leur amitié, leur présence, leurs incroyables caractères, ont rendu ces trois années et quatre mois enrichissants, amusants et plus qu'agréables. Parmi eux, je tiens à remercier plus particulièrement :

- Philippe VOLANT pour ses yeux bridés, surtout quand il rit, pour son rire, surtout quand il plisse les yeux, pour la complicité, pour son humour et sa simplicité, et aussi pour toute ces choses partagés depuis le D.E.A., pour les nuits de fête comme pour les longues soirées de rédaction qui resteront, grâce à lui, de super souvenirs.

- Anne CHAZALON pour tous ces moments partagés depuis la maîtrise, pour son amitié et sa sensibilité, pour nos conversations interminables, pour ce qu'elle est.

- Daniel AMORESE, pour son esprit. Parce qu'il est têtu, excessif et attendrissant, et puis surtout parce qu'il m'a fait aussi beaucoup rire.

- Michel MOISY, parce qu'il a un grand coeur en dépit de son caractère d'ours savoyard, pour toutes les choses partagées et pour notre amitié, qui a résisté à nos querelles.

Difficile de trouver les mots pour remercier Joseph MARTINOT. Alors je lui exprime simplement toute ma gratitude pour ses critiques et conseils judicieux lors de mes répétitions, et laisse à chacun le plaisir de découvrir toutes ses qualités.

Je remercie Anne PAUL, qui n'est plus étudiante -mais en est-on bien sûr-, pour son humour et sa spontanéité, parce qu'elle est entière et intègre, et puis pour le bateau.

Mes remerciements vont également à tous les autres membres du L.G.I.T. qui par leurs caractères divers et variés, ont contribué au plaisir que j'ai eu à travailler au sein de ce laboratoire, tout au long de ces années.

Comment pourrais-je remercier Gaillot ? Les mots sont bien légers pour parler de sa générosité. Je voudrais quand même lui dire merci pour son aide inestimable, pour sa lucide folie, pour la complicité, parce qu'il est vivant, pour son mépris des convenances et du snobisme, parce qu'il est tellement cru et vrai, parce qu'il dérange tous les esprits mesquins, rigides, ou étroits, parce qu'il a raison, parce qu'il me fait rire, parce qu'il sait rendre la vie et les choses aussi légères qu'un taillefine Gervais. Merci surtout pour ta tendresse infinie, pour veiller sur nos falaises, et pour tes lunettes rondes. Merci d'exister.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION

1

PREMIERE PARTIE :
PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES ET DES MINERAUX

I - GENERALITES	4
I-1 LES COMPORTEMENTS MAGNETIQUES INTRINSEQUES	4
I -1 -1 Le diamagnétisme	4
I -1 - 2 Le paramagnétisme	5
I -1 - 3 Le ferromagnétisme	5
I -1 - 4 La susceptibilité magnétique	7
I -1 - 5 L'anisotropie de susceptibilité magnétique	8
I -2 LES DIFFERENTS TYPES D'AIMANTATIONS REMANENTES	13
I -2 -1 Les aimantations rémanentes naturelles	13
I -2 -2 Les aimantations rémanentes artificielles	14
I -3 LES MINERAUX MAGNETIQUES NATURELS ET LEURS PROPRIETES	15
I - 3 - 1 Les minéraux dia- et paramagnétiques	16
I - 3 - 2 Les minéraux ferromagnétiques	17
I - 4 PROPRIETES ET CARACTERISTIQUES DES SEDIMENTS : RELATIONS ENTRE LA FABRIQUE ET L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE	19
I - 4 - 1 Définitions	19
I - 4 - 2 Relations entre pétrofabrication et anisotropie de susceptibilité magnétique	23
I - 4 - 3 Relations entre pétrofabrication et anisotropie de rémanence	24
I - METHODES D'ETUDE EN MAGNETISME DES ROCHES	27
II-1 LES MESURES DE REMANENCE	27
II -1-1 Principes et appareillage	27
II -1- 2 Analyse des directions d'ARN	29
II -2 L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN CHAMP FAIBLE (ASM)	29
II - 2 - 1 Principe et appareillage	29
II - 2 - 2 traitement des données et présentation des résultats	30
II -3 L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE (ASA)	30
II - 3 - 1 Principe et appareillage	30
II - 3 - 2 Protocole proposé de mesure de l'ASA	32
II - 3 - 3 L'ASA partielle (ASAp)	34
II -4 METHODES D'IDENTIFICATION DES MINERAUX MAGNETIQUES	36
II - 4 -1 Etude de l'acquisition d'une ARI	36
II - 4 - 2 Analyse thermomagnétique par balance de Curie	38
II - 4 - 3 Spectre de champ coercitif	38
II - 4 - 4 Test de Lowrie-Fuller	40

DEUXIEME PARTIE :
AIMANTATION DES SEDIMENTS ET ENREGISTREMENT DU CHAMP MAGNETIQUE
TERRESTRE

I - INTRODUCTION : FIABILITE DES ENREGISTREMENTS MAGNETIQUES SEDIMENTAIRES	45
II - ACQUISITION DE L'ARN DANS LES SEDIMENTS ET ANISOTROPIE	46
II-1 MINERALOGIE MAGNETIQUE DES SEDIMENTS	49
II-2 LES PROCESSUS DETRITIQUES	51
II-2-1 Anisotropie de dépôt	51
II-2-2 Nature physico-chimique de la matrice, conductivité du milieu, teneur en argile...	54
II-3 LES PROCESSUS POST-DETRITIQUES	55
II-3-1 Bioturbation et acquisition d'une Aimantation Rémanente Post Détritique	55
II-3-2 Teneur en eau et compaction	59
II-3-3 Taux de sédimentation	66
II-3-4 Déformations tardives	67
II-4 CONCLUSION	69

TROISIEME PARTIE :
LES ETUDES D'ANISOTROPIE MAGNETIQUE DANS LES SEDIMENTS -
APPLICATION A LA DETECTION DES ERREURS D'INCLINAISON

I - INTRODUCTION	71
II -APPLICATION DE LA TECHNIQUE D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE AUX CAROTTES RC DE L'ATLANTIQUE NORD.	72
II -1 SITUATION ET DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES	72
II -2 LES CAROTTES RC 2202 ET RC 2214 : RESULTATS	73
Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence	74
II -2 -1 Introduction	75
II -2 -2 Sampling and data analysis	76
II -2 -3 Correlation between anisotropy and inclination	79
II -2 -4 Discussion	80
II -2 -5 A general method for inclination correction?	82
II -3 COMPLEMENT DE MINERALOGIE MAGNETIQUE	92
II -3-1 Identification des minéraux magnétiques	92
II -3 -2 Test de Lowrie-Fuller	95
II -3 -3 Le rapport susceptibilité anhystérétique sur susceptibilité ferromagnétique (Ka/Kf)	95
II -3 -4 Détermination du cycle d'hystérésis au VSM	98
II -3 -5 ARA partielle : courbes d'acquisition et anisotropie	98

II -3 -6 Synthèse des données de minéralogie magnétique sur les carottes RC 2202 et 2214	106
II -4 LA CAROTTE RC 2205	108
II -4-1 Les données d'ASM	108
II -4-2 Détermination du degré d'ASA et recherche d'une corrélation avec ΔI	110
II -4 -3 Données de minéralogie magnétique	112
II -4 -3 -1 Identification des minéraux magnétiques	112
II -4 -3 -2 Détermination du cycle d'hystérésis au VSM	114
II -4 -3 -3 Le rapport susceptibilité anhystérétique sur susceptibilité ferromagnétique (Ka/Kf)	117
II -4 -4 Synthèse des résultats sur la carotte RC 2205	117

III - ETUDES DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE SUR D'AUTRES CAROTTES OCEANIQUES

III-1 LA CAROTTE MD 84627	119
III-1-1 Détermination du degré d'ASA et recherche d'une corrélation avec ΔI	121
III -1-2 Données de minéralogie magnétique	121
III -2 LA CAROTTE RC 14120	124
III -3 APPLICATION DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE AUX SEDIMENTS TECTONISES : ETUDE DU POINT TRIPLE DU CHILI	132
III -3 -1 Cadre géodynamique de l'étude	132
III -3 -2 Objectifs de la campagne ODP au niveau du point triple du Chili	132
III -3 -3 Lithologie et structure des séquences rencontrées	134
III -3 -4 Paleomagnetism, magnetic fabric and strain in the Chile Triple Junction area.	137
III -3 -4 -1 Introduction	137
III -3 -4 -2 Geological setting and paleomagnetic sampling	138
III -3 -4 -3 Results	140
III -3 -4 -4 Discussion	159
III -4 CONCLUSION GENERALE SUR LES SEDIMENTS OCEANIQUES	164

IV ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES DANS DES SEDIMENTS CONTINENTAUX

IV -1 LES ARGILES D'EYBENS	167
IV -1 -1 Données sédimentologiques	167
IV -1 -2 Résultats des mesures magnétiques	167
IV -1 -3 Discussion	159
IV -2 LES SEDIMENTS DE L'ISERE	172
IV -2 -1 Echantillonnage et données magnétiques	172
IV -2 -2 Anisotropie et erreur d'inclinaison de l'ARD	172
IV -3 LES LOESS DE LA BRESSE	173
IV -3 -1 Introduction	174
IV -3 -2 Echantillonnage	174
IV -3 -3 Mesures magnétiques	175
IV -3 -4 Results	177
IV -3 -5 Interpretation chronologique et conclusion	181

IV -4 CONCLUSION GENERALE SUR LES SEDIMENTS CONTINENTAUX	186
V DISCUSSION	187
V -1 Synthèse et perspectives	187
V -2 Expériences de resédimentation sous champ	190
V -2 -1 Protocole expérimental	190
V -2 -2 Mesures de l'anisotropie (ASM et ASA) et résultats	192
<u>CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES</u>	202
BIBLIOGRAPHIE	206
ANNEXE I	214
ANNEXE II	
ANNEXE III	

LEXIQUE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS

ARA (<i>ARM</i>)	Aimantation rémanente anhystérétique
ARAp (<i>pARM</i>)	Aimantation rémanente anhystérétique partielle
ARC	Aimantation rémanente chimique
ARD	Aimantation rémanente détritique
ARN (<i>NRM</i>)	Aimantation rémanente naturelle
ARI (<i>IRM</i>)	Aimantation rémanente isotherme
ARIs (<i>IRMs</i>)	Aimantation rémanente isotherme à saturation
ARPD	Aimantation rémanente post détritique
ARV (<i>VRM</i>)	Aimantation rémanente visqueuse
ASA (<i>AAS</i>)	Anisotropie de susceptibilité anhystérétique
ASM (<i>AMS</i>)	Anisotropie de susceptibilité magnétique
ATR (<i>TRM</i>)	Aimantation thermorémanente
DAG (<i>GAD</i>)	dipole axial géocentré (geocentric axial dipole)
Ei, ΔI	Erreur d'inclinaison, anomalie d'inclinaison
F	Paramètre de foliation ou taux d'anisotropie planaire (K_2/K_1)
Fa	taux d'anisotropie anhystérétique planaire (K_2/K_1)
H	champ magnétique appliqué
Hc	champ coercitif
Ha	paramètre d'anisotropie d'ARA équivalent à $(Pa+Fa)/2$
Ha(Intr.)	paramètre d'anisotropie d'ARA (H_a) intrinsèque aux particules du sédiment.
Hcr	champ coercitif rémanent
K	susceptibilité volumique
Ka	susceptibilité anhystérétique
Kf	susceptibilité ferromagnétique
KHF	susceptibilité en champ fort
Kr	susceptibilité de rémanence
K₀	susceptibilité en champ faible
K₁, K₂, K₃	susceptibilité maximale, intermédiaire, minimale
Ka₁, Ka₃	susceptibilité anhystérétique maximale, minimale
L	paramètre de linéation ou taux d'anisotropie linéaire (K_1/K_2)
MD (<i>SD</i>)	monodomaine
Ms (<i>Js</i>)	Aimantation à saturation
Mrs (<i>Jrs</i>)	Aimantation rémanente à saturation
OP	orientation préférentielle
OPF	orientation préférentielle de forme
P (ou PASM)	degré d'anisotropie (K_1/K_3)
Pa	degré d'anisotropie anhystérétique (K_1/K_3)
PD (<i>MD</i>)	polydomaine
PMD (<i>PSD</i>)	pseudo-monodomaine
SP	superparamagnétique
T	paramètre de forme de l'ellipsoïde de susceptibilité
Tc	température de Curie
Tn	température de Néel

Les initiales en italique et entre parenthèses correspondent à l'abréviation en anglais.

INTRODUCTION

La fossilisation du champ magnétique terrestre par l'aimantation thermorémanente (ATR) des roches volcaniques et des terres cuites a été découverte au siècle dernier [Melloni, 1853]. Cette propriété a été utilisée afin de retrouver les variations dans le temps des directions du champ magnétique terrestre. En particulier, les coulées volcaniques datées ainsi que les poteries ou briques préhistoriques dont l'âge était estimé constituaient des matériaux propices à la reconstitution de ces variations séculaires récentes. Toutefois, les périodes de temps représentées par une coulée volcanique ou par ces terres cuites étaient limitées. La découverte de l'existence d'une aimantation rémanente naturelle (ARN) dans les sédiments [McNish et Johnson, 1938] et les roches sédimentaires fût très prometteuse dans le sens où ces sédiments étaient capables de procurer des enregistrements continus et longs du champ magnétique terrestre. Ils ont permis de poursuivre de façon plus efficace l'étude des paléovariations séculaires, et d'étendre celles-ci à l'étude du comportement du champ magnétique terrestre au cours du temps (inversions, événements). La connaissance détaillée des séquences d'inversion du champ a alors permis d'utiliser les enregistrements magnétiques sédimentaires comme méthode de datation (magnétostratigraphie). L'étude de ces séquences d'inversion fossilisées dans les roches du plancher océanique a contribué à confirmer la théorie de la tectonique des plaques, puis a été largement utilisé en paléomagnétisme pour la reconstruction dans le temps des déplacements des plaques tectoniques.

Toutefois, l'aimantation rémanente naturelle des sédiments ne constitue pas toujours un enregistrement fiable des directions (et de l'intensité) du champ magnétique terrestre ambiant qui régnait au moment de leur dépôt. Ceci en raison des nombreuses influences perturbatrices. L'utilisation de l'ARN des sédiments dans les divers domaines géologiques nécessite une bonne connaissance de l'origine de cette aimantation, ainsi que la mise au point de méthodes permettant de tester la validité des interprétations faites à partir des mesures magnétiques.

Les processus d'acquisition de l'ARN par les sédiments ne sont pas encore entièrement connus aujourd'hui, et il est toujours difficile d'affirmer la coïncidence entre directions de l'ARN et directions du paléochamp géomagnétique. La présence de deux types d'incertitudes indépendantes : fiabilité des directions de l'ARN et mode de variation fine des directions du champ magnétique terrestre, ne fait qu'accroître les difficultés d'interprétation des mesures magnétiques.

Ce travail est une contribution à l'étude de ces problèmes de fidélité de l'enregistrement magnétique des sédiments. Nous nous intéresserons plus particulièrement au problème des erreurs d'inclinaison de l'ARN, qui sont les plus fréquentes. Pour cette étude, nous utiliserons principalement l'anisotropie magnétique (anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) et anisotropie d'aimantation rémanente anhystérétique (ASA)). Nous utiliserons également en parallèle les méthodes magnétiques plus classiques, en particulier pour l'étude de la minéralogie magnétique (études de la susceptibilité magnétique, détermination des paramètres d'hystérésis,...).

La première partie de ce mémoire expose les diverses méthodes d'études utilisées au long de ce travail, après avoir rappelé les principales propriétés magnétiques des roches et des minéraux.

La deuxième partie est une synthèse, principalement bibliographique, sur les connaissances actuelles de l'aimantation des sédiments, les processus d'enregistrement du champ magnétique par l'ARN et les origines possibles des distorsions du signal géomagnétique introduites lors de cet enregistrement.

La troisième partie regroupe l'ensemble des résultats obtenus à partir de l'étude des propriétés magnétiques de plusieurs séquences sédimentaires, océaniques et continentales. Une méthode de détection et de correction des erreurs d'inclinaison de l'ARN dans les sédiments utilisant l'anisotropie magnétique est proposée, ses limites sont discutées en fonction des divers résultats obtenus.

PREMIERE PARTIE :

PROPRIETES MAGNETIQUES DES ROCHES ET DES MINERAUX

I- GENERALITES

Dans cette partie, les propriétés magnétiques des roches et l'acquisition par celles-ci des différents types d'aimantations rémanentes naturelles seront rappelées brièvement. Pour une approche plus approfondie et plus complète, on pourra se référer aux ouvrages spécialisés [Nagata, 1961 ; Stacey et Banerjee, 1974 ; Feynman, 1979 ; Rochette, 1983 ; O'Reilly, 1984]. On exposera ensuite les différentes méthodes d'étude en magnétisme des roches qui seront utilisées dans ce travail, en particulier les techniques de mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. L'acquisition de l'aimantation rémanente naturelle dans les sédiments sera traitée de façon plus approfondie dans la deuxième partie de ce mémoire.

Les paramètres qui seront utilisés dans ce mémoire sont exprimés en unités du Système International (S.I.). Les différentes grandeurs de ce système et les facteurs de conversion entre S.I et système c.g.s. sont reportés dans l'annexe 1.

I-1 LES COMPORTEMENTS MAGNETIQUES INTRINSEQUES

Sous l'action d'un champ, un corps va acquérir une aimantation qui sera fonction des propriétés intrinsèques de celui-ci, en particulier sa susceptibilité (K) que l'on peut définir par la relation simple :

$$\vec{M} = K \vec{H} \quad (1)$$

M étant l'aimantation induite et H le champ magnétique inducteur .

A l'échelle du grain, les différentes propriétés magnétiques peuvent être réparties en un certain nombre de comportements illustrés sur la figure I-1. Les roches sont constituées d'un assemblage de grains et vont refléter une combinaison des propriétés magnétiques de tous les constituants, elles-mêmes dépendantes de paramètres tels que la composition chimique, la structure cristalline, la présence de défauts et d'impuretés du réseau, la taille des grains, le champ ambiant, la température, la pression, etc...

I-1-1 Le diamagnétisme.

Ce comportement est le plus répandu car il concerne la plupart des matériaux. Dans un corps diamagnétique, la matière acquiert une aimantation en sens inverse du

champ magnétique appliqué (susceptibilité négative), proportionnelle à celui-ci, tendant ainsi à s'opposer au champ (loi de Lenz).

L'aimantation obtenue est toujours très faible et indépendante de la température, de plus elle s'annule lorsque le champ appliqué disparaît.

I-1-2 Le paramagnétisme.

Dans le cas des corps contenant des atomes ou des ions d'éléments magnétiques (essentiellement Fe, mais aussi Mn, Cr, Co), les moments magnétiques vont tendre à s'aligner le long du champ magnétique appliqué. La matière prend donc une aimantation positive, de même sens que le champ, mais toujours assez faible. Elle diminue avec la température du fait de l'agitation thermique qui tend à désorganiser l'alignement des moments magnétiques, et s'annule si le champ magnétique est interrompu. La susceptibilité paramagnétique (K) est donc positive, indépendante du champ et liée à la température (T) par la loi de Curie :

$$K = C/T$$

C étant la constante de Curie ($C = N \mu_0^2 / k$)

μ_0 = moment élémentaire
 N = nombre de moments élémentaires
 k = constante de Boltzmann

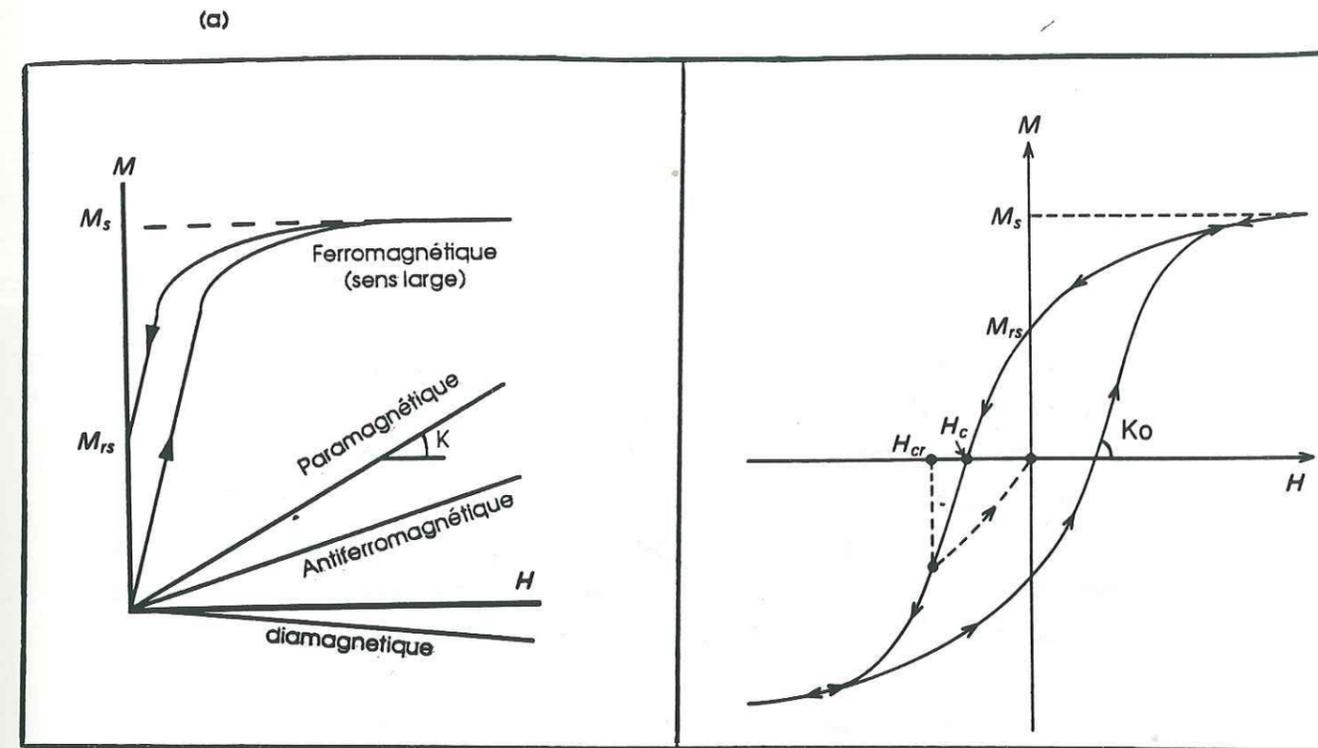
I-1-3 Le ferromagnétisme.

L'aimantation des corps ferromagnétiques au sens large (ferro, faible ferro, et ferrimagnétiques) est beaucoup plus forte que pour les corps para ou diamagnétiques, mais surtout il y a un phénomène de rémanence, dû à un couplage entre les moments qui va tendre à rendre les spins soit parallèles (interaction ferromagnétique) soit antiparallèles (interaction antiferromagnétique).

Tant que l'énergie de ce couplage est supérieure à l'énergie d'agitation thermique, il règne dans la matière un ordre magnétique. Celui-ci disparaît à partir d'une température propre à chaque corps, appelée température de Curie (T_c) pour les corps ferromagnétiques ou température de Néel (T_n) pour les antiferromagnétiques. Si l'on refroidit le corps, l'ordre magnétique se rétablit à cette même température.

Les corps ferromagnétiques peuvent donc présenter une aimantation spontanée en absence de champ (Fig. I-1a).

Il existe un cas où les ions ne sont pas identiques et occupent des sites cristallographiques différents. Les couplages entre deux catégories de sites sont



(b)

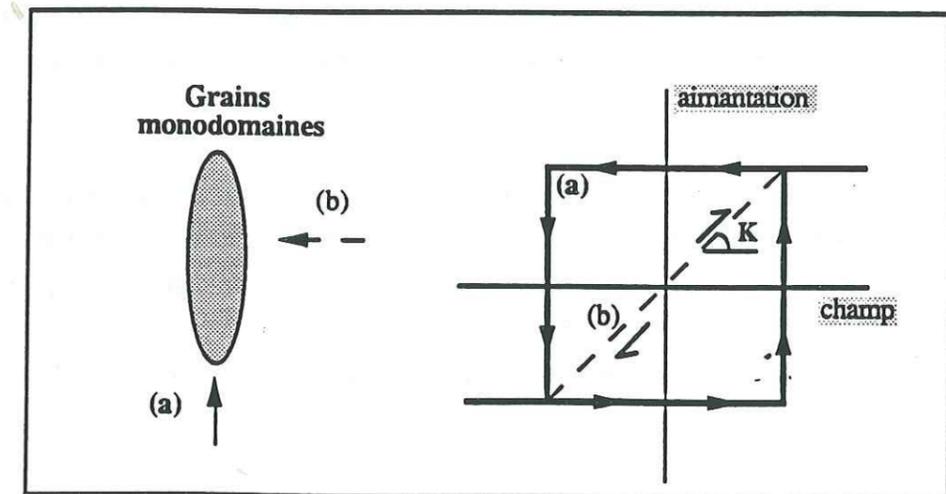


Figure I-1 : Courbes d'aimantation en fonction du champ et paramètres magnétiques

a) Courbes caractéristiques des différents types de comportements magnétiques.

Cycle d'hystérésis d'un ensemble de grains ferromagnétiques et paramètres magnétiques.

b) Courbe d'aimantation pour un grain monodomaine : (a) le champ est appliqué parallèlement à l'axe d'allongement du grain ; (b) le champ est appliqué perpendiculairement à l'axe d'allongement du grain.

négatifs et les moments de sens opposé. Leurs aimantations ne se compenseront pas complètement, on aura donc, de même que pour les ferromagnétiques, une aimantation spontanée : c'est le cas du ferrimagnétisme.

Dans le cas des corps ferromagnétiques, on peut visualiser cette propriété sur le cycle d'hystérésis de l'aimantation, schématisé sur la figure I-1a (La figure I-1b illustre le cas d'un grain monodomaine). Ce cycle définira l'aimantation à saturation (M_s), l'aimantation rémanente spontanée (M_{rs}), le champ coercitif (H_c) et le champ coercitif rémanent (H_{cr}). La forme du cycle d'hystérésis ainsi que les valeurs des rapports M_{rs}/M_s et H_{cr}/H_c dépendent de la microstructure, principalement la forme et la taille des grains.

Les corps ferromagnétiques les plus connus sont le fer métallique, certains oxydes de fer tels que la magnétite, l'hématite, la titanomagnétite, ainsi que certains sulfures comme la pyrrhotite et la greigite [Rochette, 1983].

1-1-4 La susceptibilité magnétique

La susceptibilité reflète la facilité que possède un corps à s'aimanter. Elle est définie par la relation : $K = dM/dH$, M et H étant exprimés en A/m, la susceptibilité volumique K est donc sans dimension. La susceptibilité spécifique correspond à la susceptibilité volumique divisée par la densité ($\chi = K/\rho$), ce rapport est alors exprimée en m^3/kg .

On voit sur la courbe d'aimantation du cycle d'hystérésis pour les corps ferromagnétiques (Figure I-1a) que la susceptibilité en champ faible (K_0) est très peu dépendante du champ, la courbe d'aimantation étant alors pratiquement linéaire [Smith et Banerjee, 1987]. En champ fort, on observe un phénomène de saturation et la susceptibilité K tend vers zéro lorsque le champ augmente. En général, on étudie la susceptibilité en champ faible et à température ambiante (cf § II-2).

Si l'on considère un grain ferromagnétique, La direction de son vecteur aimantation peut passer d'une position d'équilibre à une autre, à partir d'une certaine énergie, fonction de V , volume du grain, de H_c et de M_s . En champ faible, l'énergie magnétique liée au champ peut ne pas être suffisante et c'est alors l'agitation thermique qui permet de franchir la barrière d'énergie. Cela a permis de définir, pour un grain, le temps de relaxation, temps qui lui sera nécessaire pour acquérir une aimantation ayant une composante dans la direction du champ appliqué [Néel, 1949] :

$$\tau = C \exp \left(\frac{V H_c M_s}{2 k T} \right)$$

Pour un grain ferromagnétique, les variations de K sont liées au temps de relaxation de celui-ci et dépendent ainsi du volume de la particule (on parlera de l'état de domaine de celle-ci) (Figure I-2a) :

- les grains **superparamagnétiques (SP)** ont un volume inférieur au volume critique V_c en-dessous duquel le grain perd ses caractéristiques ferromagnétiques et devient paramagnétique. Leur temps de relaxation devient alors très faible et il en résulte une forte susceptibilité. Le volume critique V_c est défini par $\tau = 1s$.

- les grains **monodomaines (MD)** possèdent une susceptibilité beaucoup plus faible, et qui est maximale perpendiculairement à l'axe d'allongement du grain [Daly, 1970 ; Stephenson et al., 1986]. Leur aimantation rémanente est stable, et ils possèdent un champ coercitif élevé (figure I-1b).

- lorsque le volume du grain augmente, il se divise en plusieurs domaines présentant différentes directions d'aimantation. La particule est alors **polydomaine (PD)** et sa susceptibilité augmente avec le nombre de domaines, donc avec la taille du grain.

Pour les roches contenant des minéraux fortement magnétiques, comme la magnétite, la susceptibilité est directement liée à la concentration de grains ferrimagnétiques. La mesure de K_0 peut donc être un moyen d'estimer la concentration de magnétite [Mooney & Bleifuss, 1953 ; Puranen, 1977 ; Curie et Bornhold, 1983] (cf Figure I-2b).

1-1-5 L'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Les propriétés magnétiques d'un corps sont contrôlées et modifiées par l'anisotropie magnétique, c'est à dire la variation de ces propriétés magnétiques selon les directions de l'espace. Lorsque M varie linéairement avec H (c.a.d en champ faible ou en champ fort au delà de la saturation des ferromagnétiques) on a :

$$\vec{M} = [K] \vec{H}$$

K étant un tenseur symétrique de rang 2, qui peut être représenté par un ellipsoïde d'axes principaux $K_1 > K_2 > K_3$ (susceptibilité maximale, intermédiaire et minimale).

A l'échelle des particules, cette anisotropie va dépendre de leur forme, de leur cristallographie, et de l'état de contrainte auquel elles sont soumises. Il existe d'autres causes d'anisotropie (anisotropie de domaine, anisotropie d'échange [Hroudá, 1982]) mais elles sont moins fréquentes et n'interviendront pas dans le cadre de ce travail.

On peut donc distinguer deux formes principales d'anisotropie magnétique :

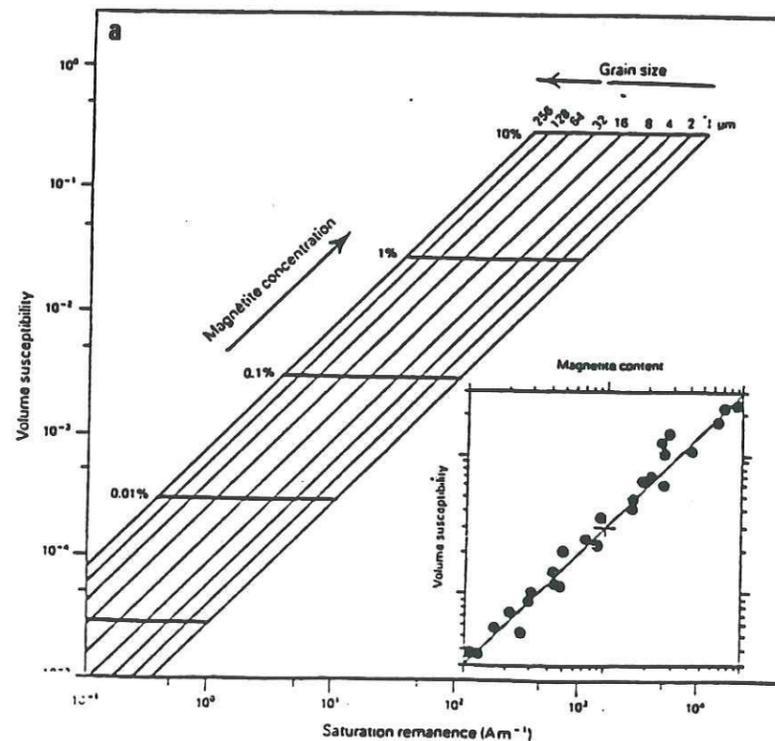
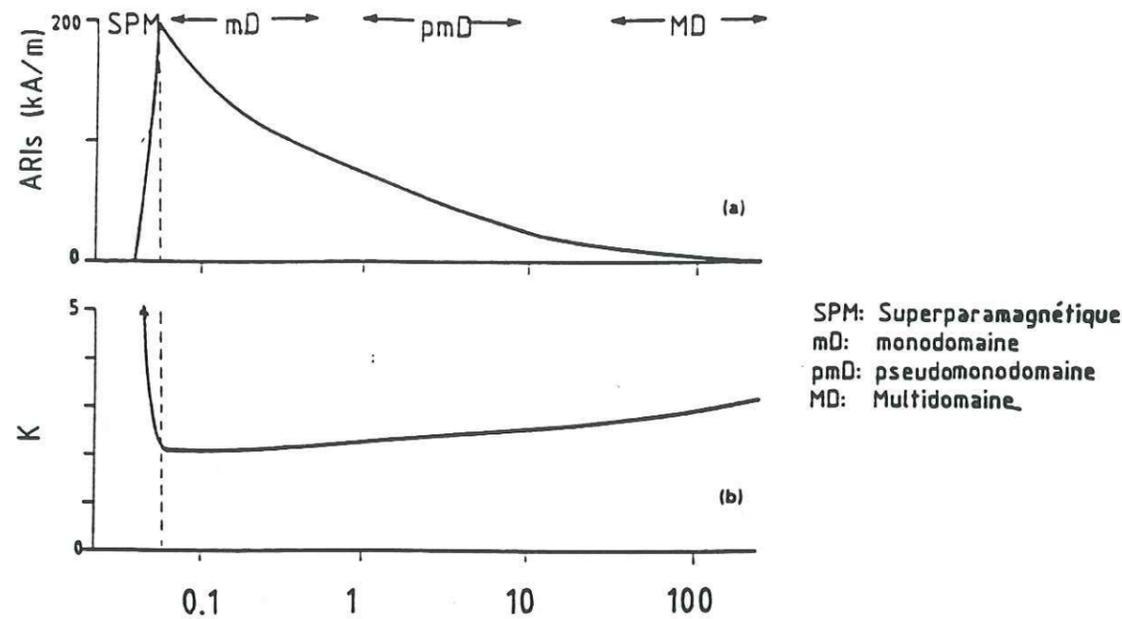


Figure 1-2 : a) Variation de l'ARIs et de la susceptibilité K de la magnétite en fonction de la taille des grains, Thompson et Oldfield, 1986.
 b) Variation de la susceptibilité K en fonction de l'ARIs et de la concentration en magnétite pour différentes tailles de grains, Thompson et Oldfield, 1986.

a) L'anisotropie magnétocristalline.

Cette anisotropie est contrainte par la structure interne du réseau cristallin. Les différents axes cristallographiques ont alors différentes propriétés magnétiques.

Les systèmes rhomboédrique, hexagonal, et quadratique peuvent posséder une anisotropie magnétocristalline importante tandis qu'elle est quasi nulle pour le système cubique (magnétite).

En dessous de la température de Curie, l'anisotropie magnétocristalline conduit non seulement à une anisotropie de la susceptibilité initiale mais aussi, en champ nul, elle tend à fixer la direction des moments selon certaines directions cristallographiques.

b) L'anisotropie de forme.

Cette anisotropie provient de la forme des grains qui conditionne la valeur du champ démagnétisant en fonction de la direction [Hroudá, 1982]. En effet, le champ démagnétisant correspond au champ magnétique H' qui s'oppose à l'aimantation M d'un solide et est défini par :

$$H' = N \cdot M$$

où N est le facteur de champ démagnétisant et dépend de la forme du solide.

La susceptibilité maximale sera selon la direction d'allongement du grain (axe a) et la susceptibilité minimale selon la direction du petit axe (c). Le paramètre ou degré d'anisotropie, $P = K_1/K_3$, peut atteindre 5 dans le cas d'une aiguille de magnétite.

La figure 1-3 modélise la relation entre le degré d'anisotropie des grains (P_g) et leur rapport de forme (a/c), pour différentes valeurs de susceptibilité. Pour la magnétite, la susceptibilité en champ faible moyenne est proche de 2 [Kropáček et Krs, 1968]. L'anisotropie du grain augmente avec l'anisotropie de forme, mais très lentement pour des fortes valeurs de a/c .

On voit que cette anisotropie intervient surtout dans les minéraux à forte susceptibilité, tandis que l'anisotropie magnétocristalline sera seule en jeu pour les minéraux à faible susceptibilité.

Pour certains minéraux, l'anisotropie de forme et l'anisotropie magnétocristalline coïncident. C'est le cas pour les minéraux en plaquettes tels que l'hématite, les phyllosilicates, ou en aiguilles, comme l'amphibole. De plus, ces minéraux marquent la fabrique ou structure de la roche en se concentrant ou en s'orientant préférentiellement selon des plans de litages, définissant l'anisotropie

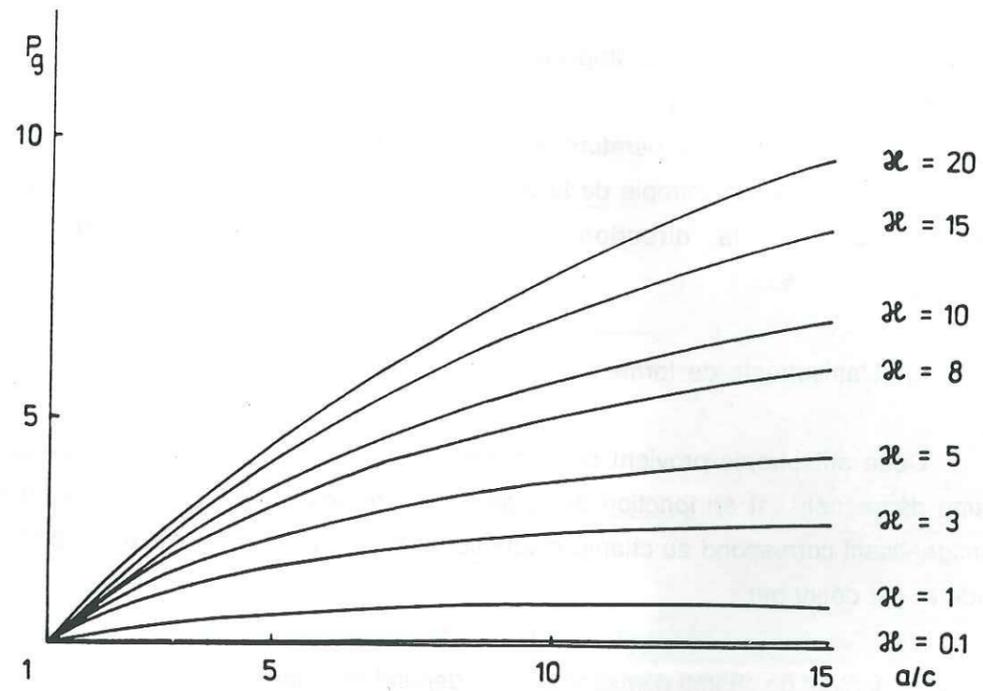


Figure I-3 : Relation entre le degré d'anisotropie d'un grain (de forme aplatie) et son paramètre de forme (rapport a/c) pour différentes valeurs de susceptibilité Hrouda, [1982].

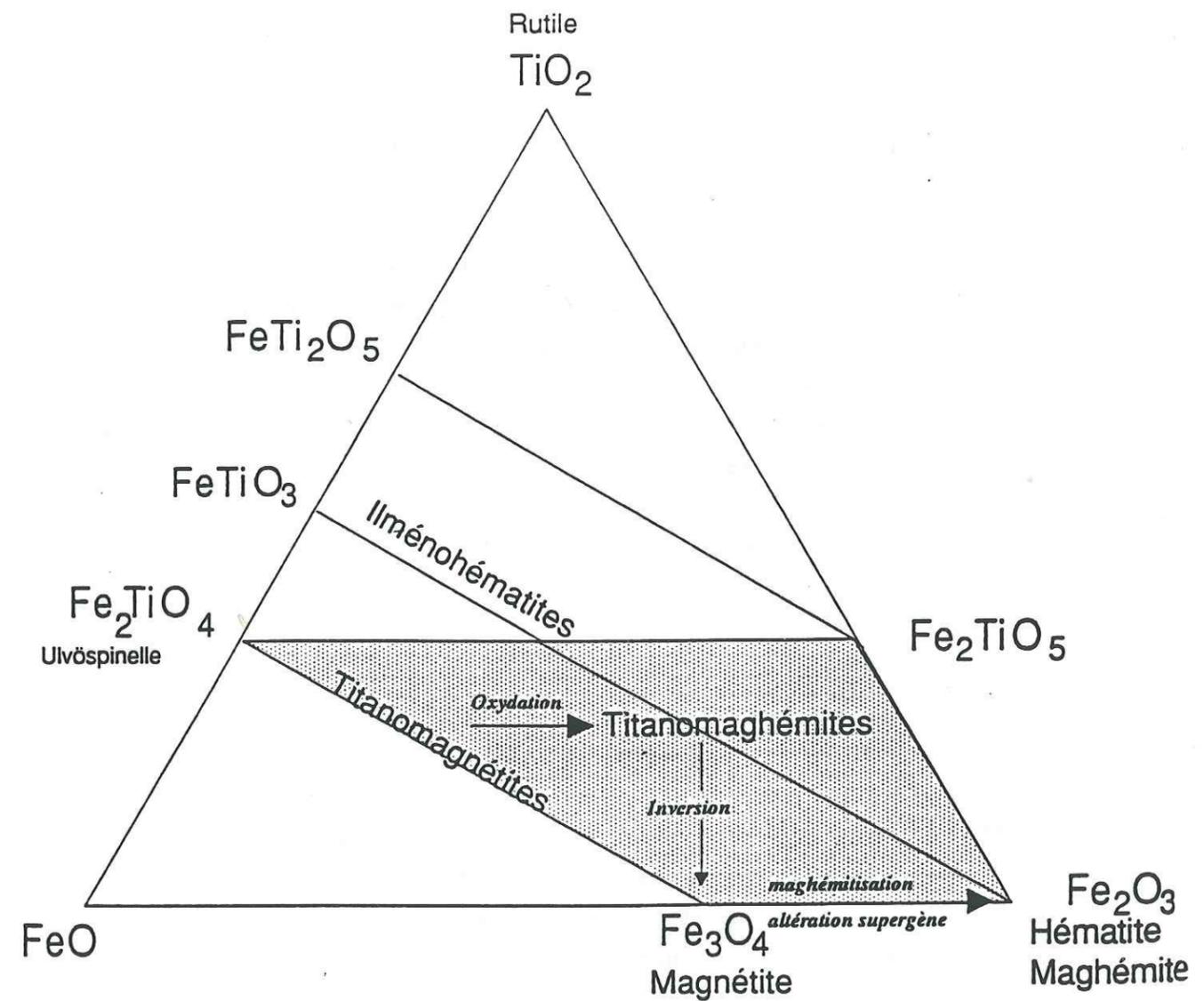


Figure I-4 : Diagramme ternaire et solutions solides représentant le groupe des oxydes de fer et de titane.

structurale ou pétrofabrique (cf § 1-4). L'anisotropie magnétique dans une roche sera d'autant plus forte que l'orientation préférentielle des grains sera importante.

I-2 LES DIFFERENTS TYPES D'AIMANTATION REMANENTES.

Les grains ferromagnétiques présents dans une roche peuvent posséder une aimantation rémanente naturelle (ARN) qui a pu être acquise par des processus variés. Nous allons définir ces différents types d'ARN qui se retrouveront, éventuellement combinées entre elles, à l'échelle d'une roche. On distinguera les ARN des aimantations rémanentes artificielles induites en laboratoire. Pour autant les ARN peuvent être reproduites en laboratoire de diverses façons et certaines aimantations artificielles peuvent aussi être acquises naturellement.

Le cas de l'aimantation rémanente naturelle des sédiments (ARD, ARPD) qui concerne ce travail sera traité de façon plus complète dans la deuxième partie.

I-2-1 Les aimantations rémanentes naturelles (ARN).

a) L'aimantation thermorémanente (ATR).

Lorsque les grains se refroidissent dans un champ magnétique H tel que le champ magnétique terrestre, depuis une température supérieure à la température de blocage des grains (c.a.d. température de Curie pour les ferromagnétiques ou température de Néel pour les antiferromagnétiques) ils acquièrent au passage de cette température une aimantation thermorémanente, parallèle à H et de même sens. Les roches magmatiques ainsi que les roches ayant été chauffées par celles-ci acquièrent donc une ATR lors de leur refroidissement. Cette aimantation est assez forte et stable, elle peut donc être conservée tout au long des temps géologiques.

L'ATR peut aussi être acquise de façon artificielle, en laboratoire. En champ faible, elle est proportionnelle à H, puis lorsqu'on augmente le champ appliqué, il y a un effet de saturation.

b) L'aimantation rémanente détritique (ARD).

Lorsqu'un sédiment se dépose au fond d'un lac ou d'une mer, les particules ferromagnétiques présentes vont avoir tendance à s'orienter de façon à ce que leur moment s'aligne statistiquement selon la direction du champ magnétique régnant. Celui-ci sera donc fossilisé dans le sédiment de façon plus ou moins fidèle, et les variations de l'ARD en fonction de la profondeur constitueront un enregistrement du champ magnétique terrestre.

c) L'aimantation rémanente post-détritique (ARPD).

Cette aimantation est acquise par les sédiments après le dépôt, et avant la consolidation. Elle correspond à une combinaison de rotations physiques des particules magnétiques interstitielles, liées à la compaction et à l'enfouissement, ou bien à des réorientations favorisées par les remontées de bulles de gaz et/ou la bioturbation.

d) L'aimantation rémanente chimique (ARC).

Cette aimantation s'acquiert dans une roche lorsque par diagenèse, métamorphisme ou altération se forment de nouveaux minéraux magnétiques. Ils s'aimantent lors de leur croissance à partir d'une taille critique et leurs moments s'orientent parallèlement au champ extérieur.

I-2-2 Les aimantations rémanentes artificielles.

a) L'aimantation rémanente isotherme (ARI).

Lorsqu'on applique, à une température donnée, un champ H supérieur au champ coercitif des grains, on obtient ensuite dans la roche, en champ nul, une aimantation de même direction que H. L'ARI est plus faible, à valeur de champ égal, que l'ATR et elle est moins stable. L'ARI peut être acquise naturellement par les roches lors d'un coup de foudre, ou bien de façon artificielle en laboratoire.

b) L'aimantation rémanente visqueuse (ARV).

Lorsque les grains magnétiques contenus dans une roche sont exposés à un champ magnétique à température ordinaire mais pendant un temps non négligeable par rapport au temps de relaxation des grains, ils s'aimantent spontanément mais lentement et l'intensité de cette aimantation croît comme le logarithme du temps.

Dans les études paléomagnétiques, l'ARV est donc une aimantation parasite dont il faut s'affranchir. Elle est détruite assez facilement par désaimantation thermique ou par champ alternatif.

c) L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA).

Celle-ci est obtenue par l'action conjuguée d'un champ continu faible (de l'ordre du champ terrestre) et d'un champ alternatif fort qui décroît d'une valeur fixée jusqu'à zéro. L'intensité de l'ARA augmente avec l'intensité du champ alternatif

[Collombat, 1990] ou du champ continu appliqué [Mc Cabe, 1985], jusqu'à un palier de saturation .

L'ARA nous intéressera tout particulièrement dans ce travail car c'est l'aimantation artificielle qui se rapproche le plus du modèle d'ATR [Dunlop et West, 1969 ; Dunlop et al., 1973 ; Levi et Merrill, 1976] et de l'ARN des sédiments [voir Levi et Banerjee 1976]. Le rapport ARD/ARA par exemple, est fréquemment utilisé comme mesure relative de la paléointensité [Thouveny, 1987 ; Tauxe et Valet, 1989]. De plus l'ARA est détruite facilement par un champ alternatif légèrement supérieur à celui utilisé pour l'acquisition et ne provoque pas de transformations minéralogiques comme cela est possible par l'ATR.

Une roche, de par son histoire souvent longue et complexe et le fait qu'elle soit constituée d'un assemblage de grains de natures, de tailles, d'âges différents, portera souvent plusieurs aimantations superposées.

C'est ainsi une tâche primordiale dans toute étude de paléomagnétisme ou de magnétisme des roches utilisant aussi l'ARN, que de séparer les différentes composantes de l'aimantation des roches afin d'en reconstituer l'histoire. En effet un des principes de base des études en paléomagnétisme est de s'assurer que la direction, le sens (et dans une certaine mesure, l'intensité) de l'ARN mesurée actuellement sont bien équivalentes à ceux du champ magnétique terrestre de l'époque de formation de la roche (aimantation primaire).

I-3 LES MINÉRAUX MAGNÉTIQUES NATURELS ET LEURS PROPRIÉTÉS

La principale source de matériaux constituant la croûte terrestre provient des roches volcaniques et des roches plutoniques. Ces roches sont aussi celles qui contiennent les principaux minéraux ferromagnétiques, dont le principal élément est le fer. Le cycle pétrologique qui mène un sédiment au magma par altération dans le milieu sous marin, puis remaniement par le biais des zones de subduction, et implique le retour au sédiment par la succession des processus d'altération, érosion, transport et dépôt des particules détritiques permet la pérennité de ces minéraux tout au long d'une histoire géologique complexe.

Il ne faut toutefois pas oublier les minéraux diamagnétiques et paramagnétiques qui peuvent intervenir de façon non négligeable dans la susceptibilité des roches. L'origine des minéraux magnétiques intervenant dans les système

sédimentaires et leurs évolution au long de la diagenèse seront traitées dans la deuxième partie de ce mémoire (§ II-1).

I-3-1 Les minéraux diamagnétiques et paramagnétiques.

Les minéraux diamagnétiques les plus représentés dans les roches sont la calcite (CaCO_3), le quartz (SiO_2) et les feldspaths. Leurs susceptibilités (négatives) sont relativement faibles - respectivement $-13.8 \cdot 10^{-6}$ SI, $-14.5 \cdot 10^{-6}$ SI et $-12.4 \cdot 10^{-6}$ SI [Rochette, 1983 ; Borradaile, 1988]

Les minéraux paramagnétiques sont principalement des phyllosilicates et des silicates ferromagnésiens [Coey et al., 1982]. Ils possèdent une susceptibilité moyenne de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} SI. Celle-ci est proportionnelle à la teneur en fer et peut donc varier dans de grandes proportions. Les paramètres magnétiques des principaux minéraux paramagnétiques sont reportés dans le tableau 1. Les données proviennent de l'article de revue de Rochette et al. [1992].

Les propriétés magnétiques des phyllosilicates, qui interviennent largement dans la composition et l'acquisition de l'ARN des sédiments, sont traitées de façon approfondie par Ballet [1979].

Pour les minéraux diamagnétiques et paramagnétiques, l'anisotropie de susceptibilité est contrôlée par l'orientation de leurs axes cristallographiques et n'est pas influencée par la forme des grains, bien que dans le cas des phyllosilicates en plaquettes, l'anisotropie de forme et l'anisotropie magnétocristalline coïncide.

Minéraux paramagnétiques

MINÉRAL (K_1/K_3)	SUSCEPTIBILITÉ K (10^{-3} SI)	ANISOTROPIE P
Biotite	1 - 3	1.31 - 1.39
Chlorite	0.07 - 1.5	1.10 - 1.75
autres phyllosilicates	0.05 - 1	1.2 - 1.35
Pyroxènes	0.5 - 5	1.2 - 1.4
Amphiboles	0.5 - 5	1.08 - 1.3
Tourmaline	0.9	1.12
Cordiérite	0.6	1.15 - 1.31
Sidérite	3.8 - 4.2	1.7

- Tableau 1 -

a) Les Oxydes de fer et de titane

La composition chimique des oxydes de fer et de titane est représentée sur le diagramme ternaire classique FeO - TiO₂ - Fe₂O₃ (Figure I-4) faisant apparaître trois solutions solides à l'intérieur desquelles la composition des minéraux varie entre deux pôles, par substitution du titane (Ti⁴⁺) au fer (Fe²⁺ ou Fe³⁺). Il s'ensuit une variation du degré d'oxydation et des modifications du système cristallin pour les différents minéraux d'une même famille.

- Les titanomagnétites

Les titanomagnétites comprennent les minéraux de la solution solide magnétite-ulvospinelle. Elles cristallisent dans le système cubique. L'anisotropie de susceptibilité est donc principalement une anisotropie de forme dont le rapport ($P=K_1/K_3$) peut être très élevé, jusqu'à 5 pour la **magnétite** qui est le seul minéral ferromagnétique bien représenté dans la nature et dont l'anisotropie de forme influence directement la fabrication magnétique [Uyeda et al, 1963].

La magnétite présente une très forte aimantation spontanée. Sa température de Curie est de 580°C.

La **titanomagnétite** possède des propriétés proches de la magnétite, avec une température de Curie et une aimantation spontanée plus faibles. La saturation d'ARI des titanomagnétites dans des champs inférieurs à 0.2 T permet leur identification.

- Les titanomaghémites

Ces minéraux cristallisant dans le système cubique correspondent à l'oxydation des titanomagnétites. Il en résulte une diminution de l'aimantation de saturation et l'augmentation de la température de Curie.

Le pôle pur est la **maghémite** ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), celle-ci est instable à partir de 300°C et se transforme en hématite [Freer et O'Reilly, 1980 ; Moskowitz et Banerjee, 1981]. Leur structure similaire à celle de la magnétite leur confère une importance non négligeable dans la minéralogie magnétique des roches.

- Les titanohématites (ou Ilménohématite)

Les titanohématites comprennent les minéraux de la solution solide Ilménite - hématite. Leur réseau cristallin est de type rhomboédrique et correspond à un degré d'oxydation élevé. Le couplage des ions Fe³⁺ est négatif et légèrement asymétrique. Il

en résulte un comportement antiferromagnétique accompagné dans le cas de l'**hématite** d'un faible ferromagnétisme. Les températures de Curie sont de 675°C pour l'hématite et de -218°C pour l'Ilménite.

Les titanohématites ont une anisotropie magnétocristalline largement prédominante avec un rapport d'anisotropie P supérieur ou égal à 100 [Uyeda et al, 1963]. Cependant, pour les grains fins monodomaines, on peut proposer une valeur de P de l'ordre de 2 [Rochette et al., 1992]. Dans les sédiments formés dans des conditions oxydantes, l'hématite est souvent présente. On peut facilement reconnaître la présence des titanohématites grâce à l'acquisition d'ARI qui sature alors dans des champs supérieurs à 1T [Lowrie et Heller, 1982].

b) Les sulfures de fer

Dans les sédiments formés en milieu réducteur, la cristallisation des sulfures de fer est liée à l'activité des micro-organismes sulfato-réducteurs. Ils sont donc importants dans le sens où ils peuvent posséder une forte anisotropie magnétocristalline (c'est le cas de la pyrrothite), une susceptibilité élevée, et participer à la rémanence du sédiment [Dell, 1972 ; Snowball et Thompson, 1988 ; Hilton, 1990].

Les minéraux les plus stables et le plus fréquemment rencontrés dans les sédiments à faciès réducteurs sont :

- la **pyrite** (FeS₂) qui est faiblement paramagnétique.

- la **pyrrhotite** (Fe₇S₈ ou Fe₉S₁₀) qui possède un comportement soit ferrimagnétique (Fe₇S₈), soit antiferromagnétique (Fe₉S₁₀). Son anisotropie de susceptibilité est forte ($P>100$), dominée par l'anisotropie magnétocristalline [Uyeda et al., 1963, Rochette, 1988a].

- la **greigite** (Fe₃S₄) résulte de l'activité microbienne dans les sédiments. Elle possède un comportement ferrimagnétique à température ambiante.

c) Les hydroxydes de fer

Ces minéraux provenant de l'altération et de la pédogenèse sont communs dans les roches sédimentaires. Le plus important est la **goethite** (αFeOOH), antiferromagnétique (accompagné d'un faible ferromagnétisme fortement anisotrope [Rochette et Fillion, 1989]). La goethite est instable à partir de 200-300°C et se déshydrate en hématite [Hedley, 1968 in Tarling, 1983].

Les caractéristiques magnétiques des principaux minéraux ferromagnétiques (au sens large) sont résumées dans le tableau 2. Les données proviennent de l'article de revue de Rochette et al., [1992].

Minéraux ferromagnétiques

MINERAL (K_1/K_3)	FORMULE	TC (°C)	Ms (A/m)	K (10^{-3} SI)	P
Magnétite PD	Fe ₃ O ₄	580	480 10^3	≤ 3000	< 5
Magnétite MD	"	"	"	≤ 1500	∞ ?
Magnétite SP	"	"	"	≤ 5000	?
Hématite	αFe ₂ O ₃	675	2.5 10^3	≤ 50	2.5-100
Pyrrothite	Fe ₇ S ₈	320	83 10^3	50-300	> 100

Minéraux antiferromagnétiques

MINERAL (K_1/K_3)	FORMULE	T _{Néel} (°C)	K (10^{-3} SI)	P
Hématite	αFe ₂ O ₃	675	2 - 50	2.5 - 100
Goéteite	αFeOOH	120	1.3 - 5	2 ?
Pyrrothite	Fe ₉ S ₁₀	290	50 - 300	> 100

- Tableau 2 -

**I - 4 PROPRIETES ET CARACTERISTIQUES MAGNETIQUES DES SEDIMENTS
RELATION ENTRE LA FABRIQUE ET L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE.**

1-4-1 Définitions

Si l'on considère une roche constituée d'un assemblage de minéraux ferromagnétiques au sein d'une matrice diamagnétique et paramagnétique, son comportement magnétique va refléter l'influence conjuguée des différents constituants dont la taille, la forme, et la concentration varient. Les paramètres magnétiques varient alors de façon complexe, en particulier en fonction de la direction de mesure

sur l'échantillon étudié. Cela définit une anisotropie magnétique, somme de toutes les anisotropies individuelles, caractérisé par un ellipsoïde dont les trois axes principaux $K_1 > K_2 > K_3$, portent respectivement les orientations et les valeurs des susceptibilités maximale, intermédiaire et minimale (Fig. I-5). Dans un sédiment non déformé, l'angle θ entre l'axe K_3 et la verticale est faible (généralement inférieur à 30°).

Si de plus les minéraux possèdent une orientation préférentielle (OP) au sein de la roche, avec des directions d'allongement liées aux directions d'écoulement (cas des roches magmatiques), de courants (cas des sédiments) ou des plans préférentiels liés au dépôt, l'ellipsoïde d'anisotropie magnétique va refléter aussi cette OP. L'étude de l'anisotropie magnétique va donc permettre de définir la **fabrique magnétique**, fortement liée à la pétrofabrique (Figure I-5).

La fabrique magnétique implique donc plusieurs causes :

- 1) l'anisotropie de forme des particules de la matrice et des ferromagnétiques
- 2) l'orientation préférentielle des particules de la matrice aussi bien que celle des minéraux ferromagnétiques.
- 3) l'anisotropie magnétocristalline des minéraux para et ferromagnétiques.
- 4) la teneur des différents constituants présent dans le sédiment.

Outre les caractéristiques rhéologiques intrinsèques des constituants, elle reflète aussi l'histoire géologique du sédiment (conditions physico-chimiques régnant lors du dépôt et pendant la diagenèse, compaction ultérieure, déformations ou basculements éventuels). Cette histoire conditionnera la distribution de l'orientation des grains (cause 2). L'anisotropie du sédiment sera maximale pour un alignement parfait des particules. Dans ce cas, l'anisotropie ne sera plus déterminée que par l'anisotropie intrinsèque des particules individuelles (cf § I-1-5b et Fig. I-3).

Des modèles quantifiant la relation entre le degré d'anisotropie d'un sédiment et l'orientation préférentielle des marqueurs ont été établis par Daly [1970], Owens [1974], Hrouda, [1980, 1987], Stephenson et al. [1986], Lamarche et Rochette [1987b].

Ces derniers ont proposé, à partir des modèles de Daly [1970] et Hrouda, [1980], un modèle simple montrant la différence de l'évolution du rapport des degrés d'anisotropie de la roche et du minéral (H_r/H_m) en fonction de la densité maximale (D_{max}) selon que l'on utilise les fonctions de densité de March [Fernandez, 1984] ou de Fisher [Hrouda, 1980] (figure I-6). Les paramètres d'anisotropie H y sont définis

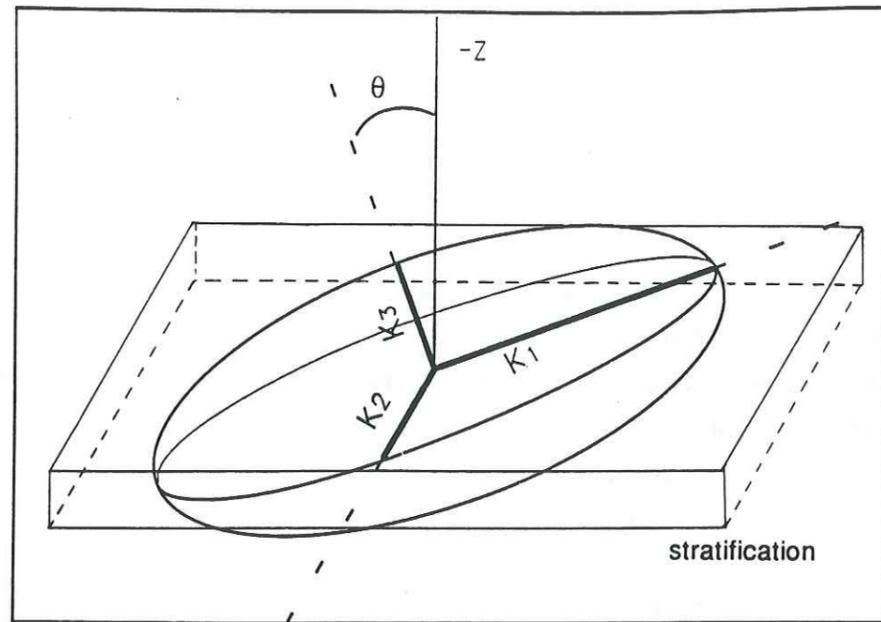


Figure 1-5 : Ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique caractérisant la fabrique magnétique du sédiment.

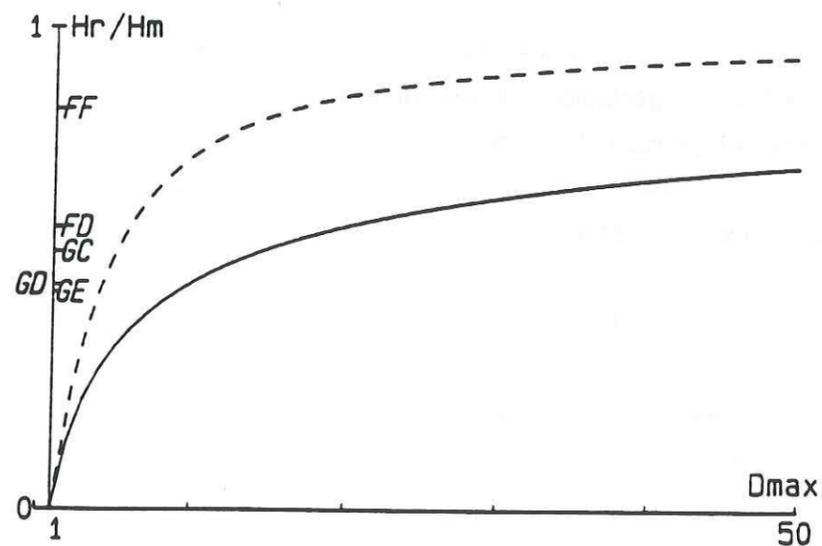


Figure 1-6 : Variation du rapport des degrés d'anisotropie de la roche et du minéral en fonction de D_{max} pour les modèles de March (trait plein) et de Fisher (pointillés). Lamarche et Rochette, 1987.

par les différences de susceptibilité (K_1-K_3), normé à la susceptibilité moyenne afin de s'affranchir de la teneur du minéral dans la roche :

$$H_r = (K_1-K_3)_r / K \cdot 100 \quad \text{et} \quad H_m = (K_1-K_3)_m / K \cdot 100$$

Les deux courbes correspondent à des valeurs de H_r et H_m calculées à partir des fonctions de densité dérivant respectivement des modèles de March et de Fisher.

Ce modèle permet d'utiliser les taux d'anisotropie magnétique pour quantifier l'OP des phyllosilicates, sous un certain nombre de conditions : (1) l'anisotropie doit être portée essentiellement par les phyllosilicates puisque leur OP gouverne la foliation magnétique. Dans le cas contraire, la contribution ferromagnétique peut être éliminée en utilisant des mesures d'anisotropie en champ fort (développé ci-dessous). (2) la fabrique doit être planaire et bien marquée. On remarque l'importance du choix de la fonction de densité pour la quantification de l'OP par l'anisotropie magnétique.

La fabrique magnétique est caractérisée, en général, par l'anisotropie de susceptibilité en champ faible (ASM). Toutefois, celle-ci mesurant les contributions de tous les constituants (dia-, para- et ferromagnétiques), il est souvent utile de pouvoir séparer la susceptibilité des particules non ferromagnétiques, provenant de la matrice de la roche, de celle des grains ferromagnétiques dispersés au sein de cette matrice. Daly [1967b] puis Rochette et al., [1983] ont proposé d'utiliser l'anisotropie en champ fort, K_{HF} , qui utilise des valeurs de champ à partir desquelles les grains fins ferromagnétiques sont saturés et ne contribuent plus à la susceptibilité. K_{HF} reflète donc la somme des contributions dia- et paramagnétiques de la matrice. La susceptibilité des ferromagnétiques (K_f) s'obtient alors par soustraction de K_{HF} à la susceptibilité en champ faible, K_0 :

$$K_f = K_0 - K_{HF} .$$

D'autre part, la fabrique magnétique peut être reflétée par d'autres propriétés magnétiques anisotropes comme l'aimantation à saturation, mesurée en champ fort [Banerjee et Stacey, 1967 ; Bathal, 1971] ou divers types d'aimantations rémanentes [Fuller, 1963 ; Cox et Doell, 1967 ; Daly, 1967b ; Daly et Zinsser, 1973 ; Mc Cabe et al., 1985 ; Jackson, 1991].

Les informations obtenues par l'une ou l'autre de ces méthodes sont différentes mais complémentaires ; d'une part elles reflètent l'anisotropie de différentes

populations minéralogiques et d'autre part, l'anisotropie intrinsèque des particules n'est pas nécessairement la même pour les différents processus d'aimantation.

I-4-2 Relation entre pétrofabrique et anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM).

Nous avons vu que l'anisotropie de susceptibilité magnétique mesurée en champ faible reflétait la contribution pondérée de toutes les phases magnétiques (ferromagnétiques, paramagnétiques et diamagnétiques). La fraction ferromagnétique est dominée par les polydomaines dont la susceptibilité intrinsèque est plus forte que celle des monodomaines.

Cette susceptibilité étant définie par la relation linéaire entre l'aimantation induite (ou rémanente), M (ou M_r), et le champ inducteur : $M = [K] H$, si l'on considère une roche ou un sédiment, constitué d'un assemblage de grains, K dépend de la direction de mesure. M n'est donc généralement pas parallèle au champ H . Cette susceptibilité anisotrope peut être décrite par un tenseur symétrique du second ordre, ce qui facilite beaucoup la mesure et la quantification de l'ASM (cf § II-1). Ce tenseur est représenté par un ellipsoïde dont les trois axes principaux sont $K_1 > K_2 > K_3$, portant respectivement les orientations et les valeurs des susceptibilités maximale, intermédiaire et minimale (Fig. I-5).

Les articles de synthèse récents sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique sont nombreux [Hrouda, 1982 ; Mac Donald et Ellwood, 1987 ; Borradaile, 1988 ; Lowrie, 1989 ; Jackson et Tauxe, 1991 ; Rochette et al., 1992]

Les paramètres d'anisotropie classiquement utilisés pour caractériser la fabrique magnétique sont :

- | | |
|------------------------------------|-----------------------------|
| -La susceptibilité moyenne K_m : | $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ |
| -La Linéation L : | $L = K_1/K_2$ |
| -La foliation F : | $F = K_2/K_3$ |
| -Le degré d'anisotropie P : | $P = K_1/K_3$ |

Dans le cas d'une fabrique sédimentaire normale, on appelle l'axe K_1 la linéation et l'axe K_3 le pôle de foliation. Un fort degré d'anisotropie indique une OP marquée des grains selon une direction de courant ($L > F$ et $T < 0$) ou selon un plan correspondant à la stratification, généralement proche de l'horizontale ($F > L$ et $T > 0$). On peut considérer que le degré d'anisotropie est significatif à partir d'une valeur de P de 1.05 environ. Un faible degré d'anisotropie ($P \leq 1.002$) dénote une orientation

aléatoire et indépendante de la forme des grains. Cela peut traduire l'effet de la bioturbation dans les sédiments.

La forme de l'ellipsoïde peut être précisée par les paramètres T [Jelinek, 1981] ($T = 2 (\log F / \log P) - 1$). T varie donc de -1 à +1 :

- Pour des valeurs de T comprises entre 0 et +1, l'ellipsoïde de révolution (autour de K_3) a une forme aplatie (oblate). Cela correspond à une foliation marquée, qui si elle est horizontale correspond à une fabrique sédimentaire primaire (l'angle θ entre la verticale et l'axe K_3 est $< 30^\circ$).

- Pour des valeurs de T comprises entre -1 et 0, l'ellipsoïde de révolution (autour de K_1) est allongé (prolate). La fabrique est caractérisée par une linéation L prédominante, dont la direction correspond à la direction d'allongement des grains, sous l'effet d'un courant par exemple [Rees et al., 1968 ; Owens, 1974 ; Hamilton et Rees, 1970].

La coïncidence entre les axes de la fabrique magnétique sédimentaire et les axes de la pétrofabrique a été prouvé par de nombreuses études [Hamilton, 1963 ; Graham, 1966 ; Crimes et Oldershaw, 1967 ; Van der Ende, 1975 ; Hamilton et Rees, 1970, 1971 ; Hrouda et Janak, 1971 ; Borradaile, 1987 ; Rochette, 1983, 1988a, 1988c ; Lamarche et Rochette, 1987a, 1987b]. La figure I-7 illustre le parallélisme entre la linéation et la direction de courant. L'application de l'ASM à la détermination des paléolinéations de courant dans les sédiments est donc particulièrement intéressante.

La fabrique magnétique peut aussi permettre de caractériser et de quantifier la déformation dans des roches tectonisées (Figure I-8) (voir Rochette, [1983, 1988a,c] ; Borradaile, [1988] ; Aubourg, [1990]).

Un avantage très net de l'ASM par rapport aux méthodes d'analyse structurale classiques dans la détection de linéations et de foliations est sa sensibilité. Elle permet de mettre en évidence ces caractéristiques structurales même lorsque celles-ci sont très faiblement marquées, en particulier dans le cas de matériel homogène et à grains fins comme les roches sédimentaires peu déformées. De plus les mesures sont représentatives de tout le volume d'un échantillon, et donc d'un nombre de grains bien plus important que dans le cas d'études sur lames minces.

I-4-3 Relation entre pétrofabrique et anisotropie de rémanence.

Afin de caractériser la fabrique du sédiment (intensité et directions des axes principaux dans l'espace), il est aussi possible d'utiliser l'anisotropie de rémanences

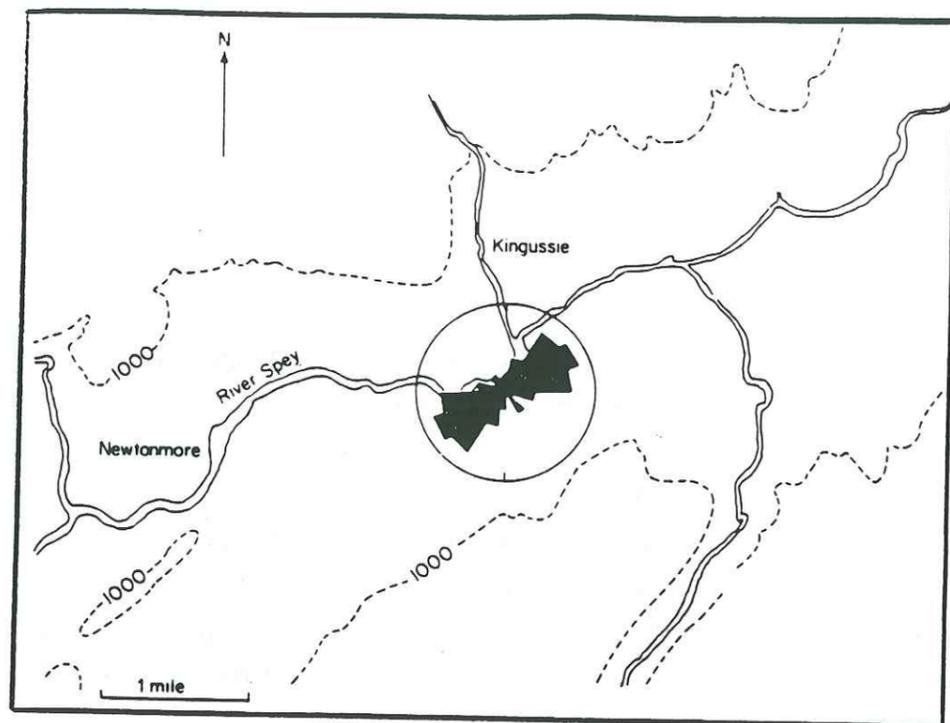


Figure 1-7 : Coïncidence des directions de linéation magnétique et de l'axe du lit de la rivière sur des sédiments fluvioglaciaires d'Ecosse, d'après Hamilton et Rees, [1970].

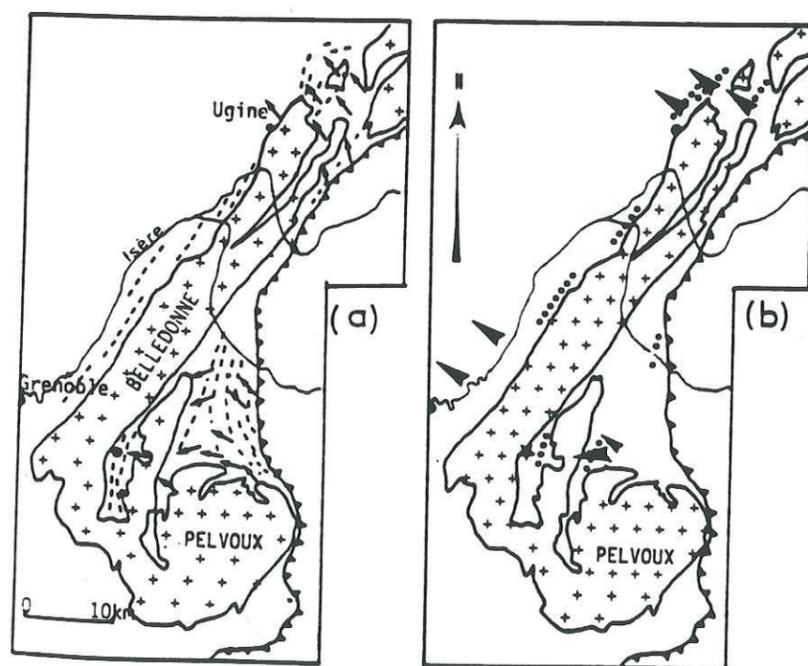


Figure 1-8 : Relation entre déformation et fabrique magnétique, Lamarche et Rochette, [1987]

Carte des linéations de transport (flèches et étoiles) et des linéations d'intersection L_1 (pointillés) dans la zone Dauphinoise (a) à partir des mesures de terrains, d'après Gamond [1980] et (b) à partir des mesures d'ASM, Lamarche et Rochette, [1987].

artificielles comme l'ATR, l'ARI ou l'ARA. Ces méthodes fournissent des informations sur les conditions de formation et sur l'environnement de dépôt d'un sédiment, et permettent d'étudier des sous-populations de grains. On utilisera surtout dans ce mémoire l'anisotropie d'ARA que l'on pourra aussi appeler anisotropie de susceptibilité anhystérétique (ASA), l'ASA étant défini par le rapport ARA/H dans lequel H correspond au champ continu faible.

Contrairement à l'anisotropie de susceptibilité en champ faible, l'anisotropie de rémanence reflète uniquement l'OP des particules ferromagnétiques (au sens large). L'ASA permet donc de caractériser la fabrique des porteurs de la rémanence dans les sédiments. Pour cette raison, elle s'apparente mieux à l'ARD que l'aimantation induite en champ faible d'où son importance potentielle dans les applications géologiques et paléomagnétiques, en particulier l'étude de la fiabilité de l'enregistrement du champ magnétique terrestre par les sédiments.

Pour les aimantations rémanentes acquises en champ faible (ARD, ATR, ARA), la relation entre l'aimantation rémanente (M_r) et le champ inducteur (H) est aussi linéaire :

$$M_r = K_r H$$

où K_r , la susceptibilité de rémanence, est une constante, et présente une anisotropie (sauf dans le cas d'un matériel absolument isotrope). Elle peut, de même que pour la susceptibilité d'aimantation induite en champ faible, être décrite par un tenseur symétrique du second ordre, $[K_r]$. L'ellipsoïde triaxial dérivant de $[K_r]$ représente l'intensité et l'orientation des susceptibilités maximale, intermédiaire et minimale.

Un avantage de l'anisotropie de rémanence par rapport à l'ASM est une sensibilité plus forte, permettant l'étude magnétique de roches faiblement magnétiques. La rémanence possède dans la plupart des cas un degré d'anisotropie P plus élevé que celui de la susceptibilité [Stephenson et al., 1986]. Cela est encore accentué par le fait que les minéraux ferromagnétiques possèdent généralement des anisotropies plus fortes que les minéraux para et diamagnétiques [Hrouda, 1982 ; Henry et Daly, 1983 ; Rochette, 1987b]. Toutefois, la sensibilité des techniques de mesures pour l'une ou l'autre de ces méthodes est à prendre en compte. Dans le cadre de cette étude, la résolution, en ce qui concerne l'orientation des axes principaux est certainement supérieure pour l'ASM que pour l'ASA (cf § II-2 et II-3).

Un dernier point à souligner est l'existence, dans un certain nombre de minéraux (carbonates ferrifères, tourmaline, cordierite, goethite et les magnétites monodomaines, [Rochette et al., 1992]) d'une fabrique "inverse", c'est à dire dont la susceptibilité minimale est parallèle au grand axe de forme [Rochette, 1988b, 1989 ; Potter et Stephenson, 1988]. Ces fabriques inverses individuelles tendent à diminuer l'anisotropie globale, et ce surtout lorsqu'on mesure l'ASM. L'anisotropie de rémanence ne mesurant que les contributions ferromagnétiques sera d'une part plus intense, et d'autre part constituera une représentation de la pétrofabrique moins faussée.

L'anisotropie de rémanence varie avec la minéralogie mais aussi fortement avec la taille des grains. La figure I-2 montrait la dépendance de l'ARIs et de la susceptibilité K avec la taille des grains. Contrairement à la susceptibilité en champ faible, l'ARIs est quasi-nulle pour les superparamagnétiques, maximale pour les monodomaines et décroît ensuite lorsque la taille des grains augmente.

Nous avons présenté brièvement les relations qui existent entre les propriétés d'anisotropie magnétique d'une roche et sa pétrofabrique, sa minéralogie ainsi que son histoire. Il nous faut maintenant décrire les méthodes d'études de ces propriétés magnétiques qui sont utilisées couramment dans le laboratoire, et en particulier la description plus pratique des techniques d'ASM et d'anisotropie d'ARA (ou ASA).

II- LES METHODES D'ETUDES EN MAGNETISME DES ROCHES

II-1 MESURES DE LA REMANENCE

II-1-1 Principes et appareillage

La mesure de la rémanence se fera grâce au magnétomètre Molspin, qui est un rémanomètre rotatif (fréquence de rotation de 6 Hz). Le bruit de fond est de l'ordre de quelques 10^{-5} A/m. La séquence de mesure permet de calculer l'intensité, et les directions en repère carotte, géographique et stratigraphique - si l'on introduit les corrections tectoniques adéquates - de l'aimantation rémanente. Le temps de mesure est en moyenne de 5 mn par échantillon pour des sédiments peu aimantés.

La désaimantation se fait de façon progressive, en soumettant l'échantillon à un champ alternatif décroissant, selon une décroissance exponentielle, d'une valeur

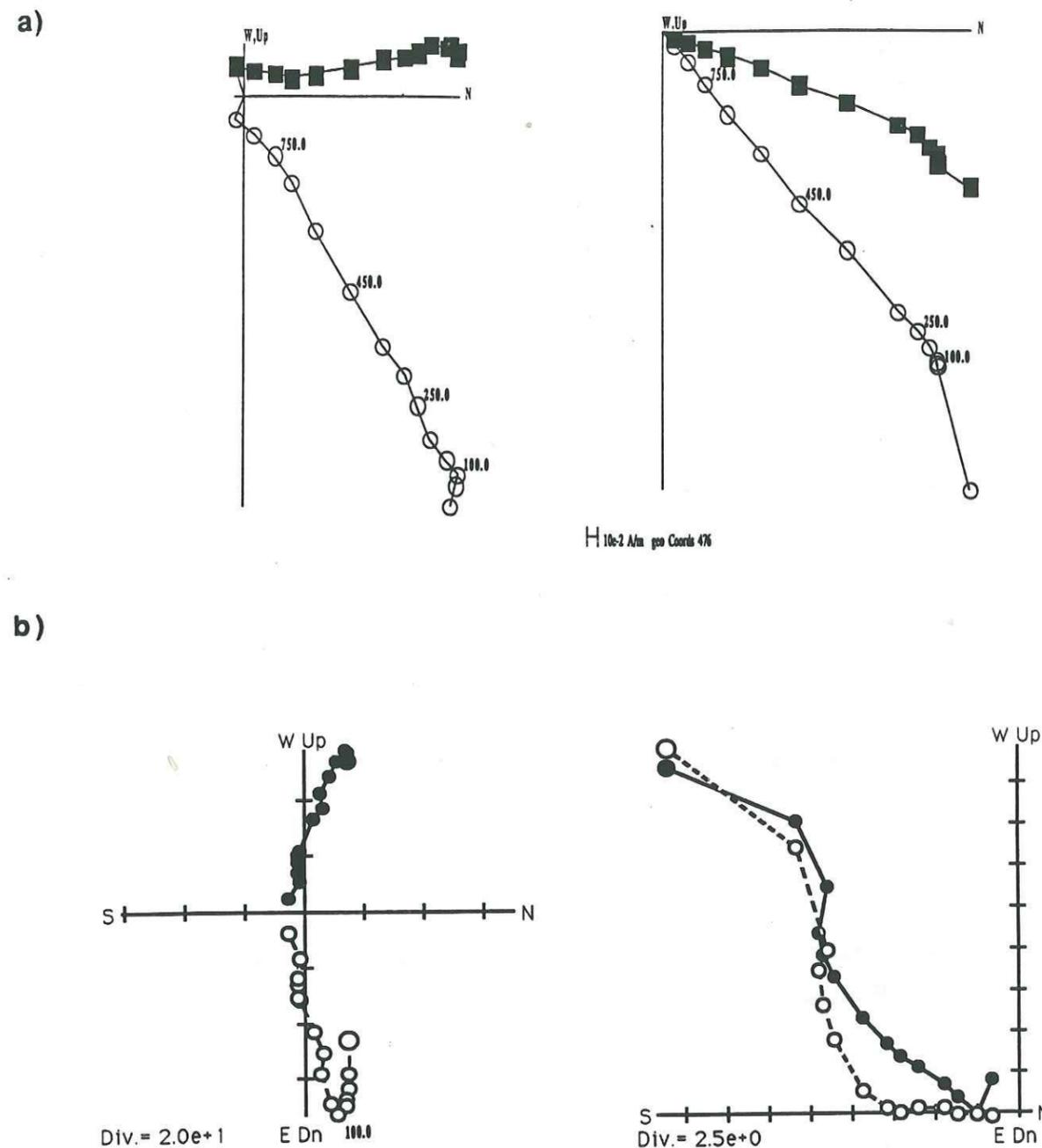


Figure I-9 : Diagrammes de Zijderveld des désaimantations par champ alternatif.

a) Mise en évidence de deux composantes : composante visqueuse, éliminée à partir de 100-150 mT et composante primaire. (données des carottes RC 2214 de l'Atlantique Nord)

b) Mise en évidence de plusieurs composantes de l'aimantation. La composante primaire, la plus stable, est atteinte à partir de 350 mT (données des carottes ODP du Pacifique Sud)

déterminée jusqu'à zéro. Elle se fait à l'aide du désaimanteur Molspin. La fréquence de cet appareil est de 200 Hz et son intensité maximale peut être choisie dans une plage variant de 2,5 à 102 mT.

II-1-2 Analyse des directions d'ARN

La stabilité de l'aimantation sera étudiée à l'aide de la désaimantation progressive en champ alternatif. Les diagrammes de Zijderveld [Zijderveld, 1967] permettent de visualiser la composante visqueuse (ARV) et éventuellement, les différentes composantes de l'ARN. L'étude de ces diagrammes permet de déterminer la composante primaire stable de l'aimantation, qui apparaît lorsque l'on peut tracer une droite de régression à partir des derniers points de la désaimantation et du point origine (Figure I-9). Cela signifie que la direction du vecteur aimantation ne varie plus tout au long des étapes de désaimantation. La désaimantation complète est généralement effectuée sur quelques échantillons pilotes, afin de déterminer grâce aux diagrammes de Zijderveld, la valeur de champ alternatif nécessaire à la destruction de l'ARV. Les autres échantillons sont alors systématiquement désaimantés sous un champ de l'intensité déterminée.

Les log de déclinaison, inclinaison et intensité de l'aimantation en fonction de la profondeur pourront être tracés directement à partir des données provenant du Molspin.

II-2 L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN CHAMP FAIBLE (ASM)

II-2-1 Principe et appareillage

La mesure d'anisotropie de susceptibilité magnétique est basée sur la détermination du tenseur de susceptibilité [K] défini au § I-3. La technique utilisée correspond à une mesure de la susceptibilité selon 15 directions, d'après le protocole proposé par Jelinek [1977]. Le tenseur étant déterminé par 6 paramètres indépendants seulement, la redondance des mesures permet de calculer leur écarts par rapport à un ellipsoïde parfait et estimer des angles de confiance sur les directions. On obtient alors les intensités, inclinaisons et déclinaisons des axes principaux, K_1 , K_2 et K_3 ainsi que les valeurs des paramètres d'anisotropie classiques, K_m , P , F et L .

L'appareillage utilisé pour les mesures d'ASM est un Kappabridge KLY-2. Le principe de la mesure est celui du pont d'impédance ; elle est effectuée en comparant l'inductance de deux bobines. Le champ alternatif utilisé est de 400 μ T et 920 Hz. Cet appareil offre une précision de mesure pouvant atteindre 0,1% sur l'anisotropie et une sensibilité optimale de $5 \cdot 10^{-8}$ SI lorsque les conditions de stabilité thermique et mécanique sont respectées. La mesure d'un échantillon est assez rapide (5 à 7 mn) et il est possible de mesurer des échantillons de forme quelconque. Parmi tous les autres appareils permettant de mesurer l'ASM (spinners, balances de torsion), le KLY-2 est un des plus performants. Pour le traitement des données, le KLY-2 est connecté avec un micro-ordinateur permettant le calcul du tenseur de susceptibilité à partir des mesures.

II-2-2 Traitement des données et présentation des résultats

La représentation graphique de l'ellipsoïde de susceptibilité se fera par projection des axes K_1 et K_3 sur un stéréogramme (projection de Schmidt sur canevas inférieur). La figure I-10 illustre les directions des axes d'ASM dans le cas d'une fabrique sédimentaire normale (a) et dans le cas d'une fabrique perturbée (b).

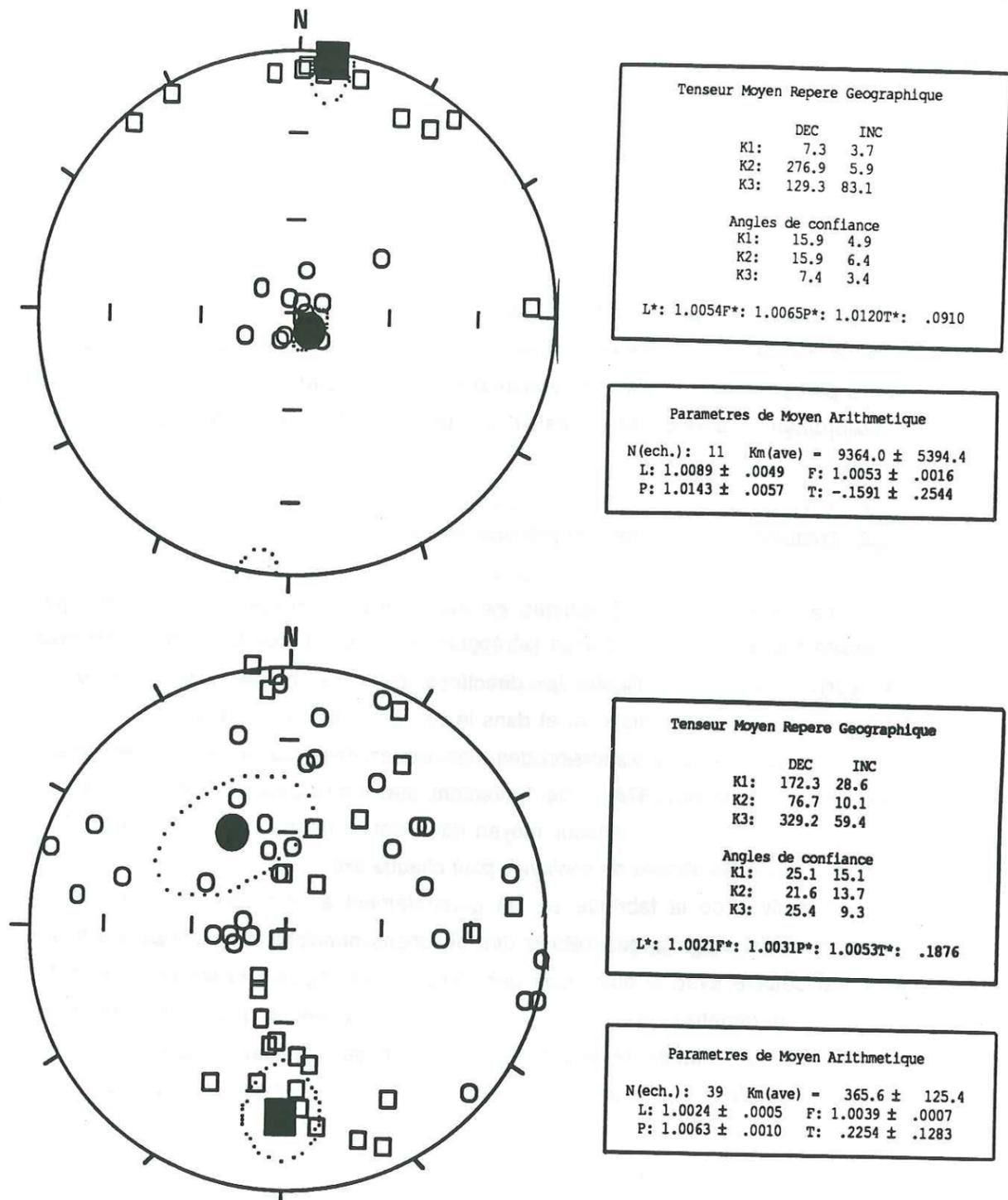
L'évaluation de la dispersion des mesures est faite par la méthode tensorielle proposée par Jelinek [1978]. Ce traitement statistique permet d'obtenir par une moyenne arithmétique, un tenseur moyen décrivant la fabrique à l'échelle d'un site. On obtient alors des ellipses de confiance pour chaque axe.

L'analyse de la fabrique se fait généralement à partir de l'examen de ces stéréogrammes, et comprend l'étude des directions principales, la comparaison des taux d'anisotropie avec la dispersion des directions principales et les relations entre les divers paramètres magnétiques. On peut par exemple tracer le diagramme représentant la foliation ($F = K_2/K_3$) en fonction de la linéation ($L = K_1/K_2$) qui permet de visualiser la tendance planaire ou linéaire de la fabrique magnétique.

II-3 L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE (ASA)

II-3-1 Principe et appareillages

Nous avons vu au § I-4-3 les caractéristiques générales concernant les anisotropies de rémanence dont l'anisotropie d'ARA ou ASA. L'avantage de cette méthode par rapport à l'ASM est sa sélectivité puisque les anisotropies de rémanence ne mesurent que les contributions des ferromagnétiques.



Tenseur Moyen Repere Geographique

	DEC	INC
K1:	7.3	3.7
K2:	276.9	5.9
K3:	129.3	83.1

Angles de confiance

K1:	15.9	4.9
K2:	15.9	6.4
K3:	7.4	3.4

L*: 1.0054F*: 1.0065P*: 1.0120T*: .0910

Parametres de Moyen Arithmetique

N(ech.): 11 Km(ave) = 9364.0 ± 5394.4

L: 1.0089 ± .0049 F: 1.0053 ± .0016

P: 1.0143 ± .0057 T: -.1591 ± .2544

Tenseur Moyen Repere Geographique

	DEC	INC
K1:	172.3	28.6
K2:	76.7	10.1
K3:	329.2	59.4

Angles de confiance

K1:	25.1	15.1
K2:	21.6	13.7
K3:	25.4	9.3

L*: 1.0021F*: 1.0031P*: 1.0053T*: .1876

Parametres de Moyen Arithmetique

N(ech.): 39 Km(ave) = 365.6 ± 125.4

L: 1.0024 ± .0005 F: 1.0039 ± .0007

P: 1.0063 ± .0010 T: .2254 ± .1283

Figure I-10 : Stéréogrammes des directions principales K₁ et K₃ d'ASM (K₁ = □ et K₃ = ○):
 (a) exemple d'une fabrique sédimentaire normale (planaire, regroupement des axes K₃ autour de la verticale) données des carottes RC de l'Atlantique nord.
 (b) exemple d'une fabrique perturbée, données de la carotte MD 80308 du plateau des Kerguelen.

L'ARA est induite en utilisant un champ alternatif décroissant, qui sera créé par le désaimanteur Molspin, et un champ continu faible H, généralement comparable au champ magnétique terrestre (de l'ordre de 50 μT). La susceptibilité anhystérétique est le rapport entre l'ARA et le champ inducteur (K_a = ARA/H). Elle a été définie par King et al. [1982] qui utilisaient un champ alternatif de 100 mT et un champ continu H de 0,1 mT. Nous utilisons au LGIT un champ continu de 1mT, induit par un solénoïde placé dans la bobine de champ alternatif.

La mesure de l'anisotropie d'ARA pourra se faire soit selon le même protocole que celui de l'ASM, c'est à dire en mesurant l'ARA selon 6, 9 ou 15 directions, puis en déterminant le tenseur [Cox et Doell, 1967 ; McCabe et al., 1985], soit selon un protocole plus simple, décrit ci-dessous, permettant un gain de temps considérable et une plus grande facilité de mise en oeuvre.

La désaimantation de l'ARA se réalise aisément en soumettant l'échantillon à un champ alternatif seul, d'une intensité légèrement supérieure à celle utilisé pour l'acquisition, et en utilisant le "tumbler", système rotatif selon deux axes qui permet la désaimantation isotrope d'un échantillon.

II-3-2 Protocole proposé de mesure de l'ASA sur sédiments océaniques.

L'acquisition de l'ARA se fait en utilisant un champ alternatif de 90 mT, cette valeur ayant été déterminée d'après la courbe d'acquisition d'ARA de quelques échantillons pilotes montrant une saturation aux alentours de 100 mT [Collombat, 1990], elle peut éventuellement être adaptée à différents types de sédiments.

Les mesures d'ASA doivent tenir compte du problème de la viscosité de l'ARA. Cette aimantation n'est pas stable et décroît de façon logarithmique avec le temps. Après avoir testé cette décroissance sur quelques échantillons pilotes, il apparaît qu'à partir d'une demi heure, l'intensité de l'ARA ne varie plus et qu'elle peut être considérée comme stable par rapport au temps de mesure après 5 mn [Collombat, 1990]. Afin de s'affranchir des erreurs qui pourraient être liées à cette viscosité, nous avons déterminé une séquence d'acquisition et de mesure de l'ARA selon 4 directions, et portant sur 4 échantillons à la fois, de façon à obtenir plus de 5 mn entre la création de l'ARA et sa mesure.

De plus, l'ordre des directions d'acquisition successives a été choisi de façon à ce que la moyenne des ARA deux à deux annule les erreurs dues à la dérive du Molspin si cette dérive est linéaire.

Après chaque mesure, les échantillons sont désaimantés en champ alternatif à 95 mT. l'aimantation rémanente résiduelle est négligeable par rapport à l'ARA.

La séquence de mesures adoptée est la suivante :

- désaimantation totale de l'ARN (102.5 mT) de l'échantillon I
- mesure de l'échantillon I (traitement 0) (On mesure ainsi le résidu d'ARN)
- acquisition d'ARA selon la direction +Z par l'échantillon I à 90 mT.
- désaimantation totale (102.5 mT) de l'échantillon II
- mesure de l'échantillon II (traitement 0)
- acquisition de l'ARA selon la direction +Z par l'échantillon II à 90 mT
-
- acquisition de l'ARA selon la direction + Z par l'échantillon IV à 90 mT
- mesure de l'ARA sur l'échantillon I (traitement 1)
- désaimantation totale (95 mT) de l'échantillon I
- acquisition de l'ARA selon la direction N par l'échantillon I
- mesure de l'ARA selon +Z sur l'échantillon II
- désaimantation totale de l'échantillon II (95 mT)
- acquisition de l'ARA selon la direction N par l'échantillon II
-
- acquisition de l'ARA selon la direction -Z par l'échantillon IV
- mesure de l'ARA selon la direction -Z sur l'échantillon I
- mesure de l'ARA selon la direction -Z sur l'échantillon II
- mesure de l'ARA selon la direction -Z sur l'échantillon III
- mesure de l'ARA selon la direction -Z sur l'échantillon IV
- calibration

cette séquence d'acquisitions et de mesures sur 4 échantillons et 4 directions nécessite environ deux heures. Cela représente un temps considérable par rapport aux mesures d'ASM. Il est donc difficile de mesurer l'ARA selon 6 ou 9 positions afin de déterminer un tenseur d'anisotropie si l'on travaille sur un grand nombre d'échantillons. La méthode décrite permet d'obtenir un degré d'anisotropie que l'on appellera H_a est qui est défini comme suit :

$$H_a = ARA_H / ARA_V$$

ARA_H et ARA_V étant la moyenne des valeurs de l'ARA induite selon l'horizontale et la verticale.

$$ARA_H = (ARA \text{ selon } N + ARA \text{ selon } E) / 2$$
$$ARA_V = (ARA \text{ selon } +Z + ARA \text{ selon } -Z) / 2$$

Cela permet d'estimer la répétitivité des mesures selon la verticale, l'erreur moyenne y est de 0,5%. La différence entre les deux mesures horizontales

est plus élevée. Elle peut atteindre 1,2% s'il existe une linéation due aux paléocourants.

Afin de déterminer un degré d'anisotropie d'ARA à partir des ces quatre mesures par échantillon, nous avons fait deux suppositions :

- l'axe K_3 de l'ellipsoïde est assimilé à la verticale ($ARA_3 \approx ARA_V$), ce qui est généralement le cas lorsque l'on travaille sur des sédiments non déformés (fabrique sédimentaire normale)

- la valeur de ARA_H déterminée par le protocole ci-dessus est très peu différente de la moyenne de ARA_{max} et ARA_{int} (ou de ARA_1 et ARA_2) : ($ARA_1 + ARA_2 \approx ARA_H$)

Les calculs permettant de justifier ces deux hypothèses sont reportés en annexe de l'article figurant dans la troisième partie de ce mémoire (§ III-2-) Cela nous permet d'écrire :

$$H_a \approx \frac{ARA_1 + ARA_2}{2 ARA_3} = \frac{P_a + F_a}{2}$$

Ce paramètre H_a est, en bonne approximation, une moyenne entre la foliation F_a et le degré d'anisotropie P_a qui auraient été déterminés d'après la mesure complète du tenseur complet d'ASA (comprenant 6 ou 9 directions de mesures). Il est plus rapide et plus facile à déterminer que ces derniers. Pour autant les assimilations faites nécessitent des tests sur quelques échantillons pilotes :

(1) la supposition d'une fabrique planaire horizontale doit être vérifiée : l'angle θ entre l'axe d'ASM K_3 et la verticale doit être proche de 0 et le paramètre de forme T doit être proche de 1, ou du moins compris entre 0 et 1, ce qui est caractéristique d'un ellipsoïde "oblate" (cf Figure 5, troisième partie, § II-2)

(2) Les ellipsoïdes d'ASM et d'ASA doivent être coaxiaux pour que le test (1) soit valable. Il faut pour cela déterminer le tenseur complet d'ASA sur quelques échantillons et comparer les stéréogrammes des directions principales d'ASA et d'ASM (cf. Figure 4, troisième partie, § II-2)

II-3-3 L'ASA partielle

La technique d'ASA partielle (ASAp) [Edwards, 1984 ; Jackson et al., 1988] est basée sur l'acquisition d'une ARA dans une gamme de champ alternatif définie. La population de grains dont le champ coercitif est compris dans cette gamme sera aimantés tandis que tous les autres verront leurs moments magnétiques se répartir aléatoirement. Cette méthode permet d'étudier la fabrique de sous-populations de

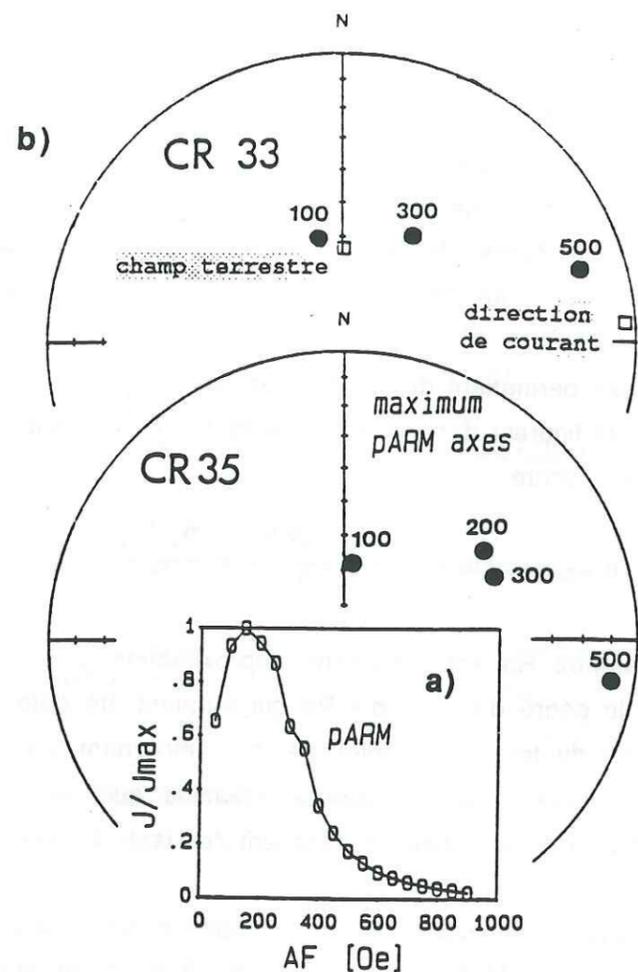


Figure I-11 : Anisotropie de susceptibilité anhystérétique partielle sur des sédiments fluviaux, Jackson et al., 1988.

- (a) Un des échantillons montre un pic unique vers 200 Oe.
 (b) Directions des axes de susceptibilité maximales pour deux échantillons. l'axe K_3 à 100 Oe reflète la direction du champ magnétique terrestre tandis que l'axe K_1 à 500 Oe est parallèle à la direction de courant.

grains dont les champs coercitifs seront déterminés par le choix de la fenêtre de champ alternatif (grains fins et/ou anisomorphes, grains plus gros et/ou plus sphériques).

La méthode permet donc de caractériser la fabrique d'une certaine population de grains. La figure I-11 illustre la mise en évidence de deux linéations magnétiques différentes. L'une correspondant aux grains plus sphériques, qui s'orientent dans ce cas selon la direction du champ magnétique terrestre, et l'autre aux grains plus anisomorphes, dont la linéation reflète la direction de courant.

Par ailleurs, les courbes d'acquisition d'ARAp permettent de mettre en évidence le spectre de champ coercitif. Celui-ci étant fortement dépendant de la taille des grains, l'acquisition d'ARAp constitue une méthode de détermination de la taille des grains [Jackson et al., 1988] qui sera détaillée au § II-4-3.

II-4 METHODES D'IDENTIFICATION DES MINERAUX MAGNETIQUES

L'identification et la caractérisation des minéraux magnétiques, porteurs de l'aimantation rémanente sont essentielles dans toute étude de magnétisme des roches ou de paléomagnétisme afin, en premier lieu d'appréhender les mécanismes d'acquisition de la rémanence. La nature et les caractéristiques de cette minéralogie magnétique sera prépondérante dans l'étude de la fiabilité des enregistrements du champ magnétique terrestre par l'ARN des sédiments. Nous avons utilisé pour l'identification des phases et minéraux magnétiques diverse techniques :

II-4-1 Etude de l'acquisition d'une ARI et de sa désaimantation par champ alternatif.

Les mesures d'acquisition d'ARI ont été effectuées grâce à un électro-aimant (au laboratoire de paléomagnétisme du CFR à Gif sur Yvette pour un certain nombre d'échantillons). Elles permettent d'obtenir plusieurs types d'informations :

- L'étude des courbes d'acquisition d'ARI permet de distinguer les familles des titanomagnétites de celles des Ilménohématites dont les champs de saturation sont très différents, respectivement $<0,2$ T et >1 T (Figure I-12)
- L'étude des rapports K_a/K_f ainsi que $ARIs/K_f$ (K_f étant la susceptibilité ferromagnétique, cf § I-4-1) permettent d'estimer la taille relative des grains [Banerjee et al., 1981 ; King et al., 1982 ; Hartstra, 1982b ; Bloemendal et al., 1992]. Cette méthode sera traitée de façon plus détaillée dans la troisième partie de ce mémoire (§ II-3-4). La Figure III-3 d'après Bloemendal et al. [1992] illustre la dépendance de ce rapport en fonction de la taille des grains..

L'étude du rapport K_a/K_f permet aussi de déterminer si les fabriques anhystérétique (reflétant la fabrique des ferromagnétiques) et de susceptibilité en

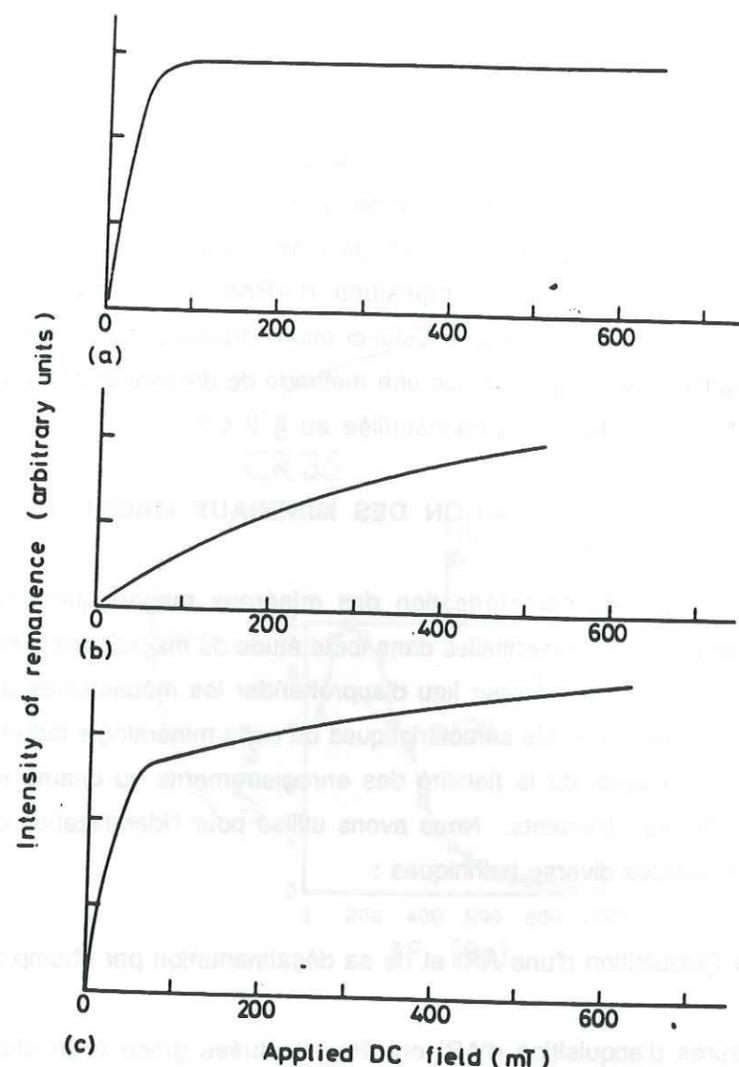


Figure I-12 : Courbes d'acquisition d'ARI pour la magnétite et l'hématite.

La magnétite sature dans des champs inférieurs à 200 mT (a) tandis que l'hématite n'est pas complètement saturée à 500 mT (b). Lorsque les deux minéraux sont présents, la courbe intègre les deux comportements mais reste dominée par la magnétite dont l'aimantation à saturation est bien plus élevée (c).

champ faible (reflétant l'ensemble ferromagnétique + matrice) sont portées par les mêmes grains, ce qui est un renseignement intéressant lorsque l'on utilise la technique de l'ASA pour caractériser la fabrique de la fraction ferromagnétique, porteuse de la rémanence.

II-4-2 Analyse thermomagnétique par balance de Curie

L'utilisation d'une balance de Curie permet d'enregistrer l'évolution de l'aimantation d'un échantillon en fonction de la température. Les variations de l'intensité de cette aimantation et surtout la température à laquelle elle s'annule (température de Curie) sont caractéristiques du minéral magnétique portant l'aimantation.

Dans les sédiments, la fraction ferromagnétique est souvent très faible et l'on doit parfois procéder à l'extraction de celle-ci. Ces extractions ont été faites au laboratoire de paléomagnétisme du CFR à Gif sur Yvette, selon une méthode proche de celle proposée par Papamarinopoulos et al., [1982] et schématisée sur la figure I-13b. La poudre magnétique est ainsi concentrée, et l'on peut étudier son comportement thermomagnétique à l'aide de la balance de Curie. La figure I-13a illustre une courbe d'évolution de l'aimantation en fonction de la température, caractéristique de la présence de magnétite (l'aimantation décroît progressivement et s'annule à une température de 580°C).

II-4-3 Spectre de champ coercitif

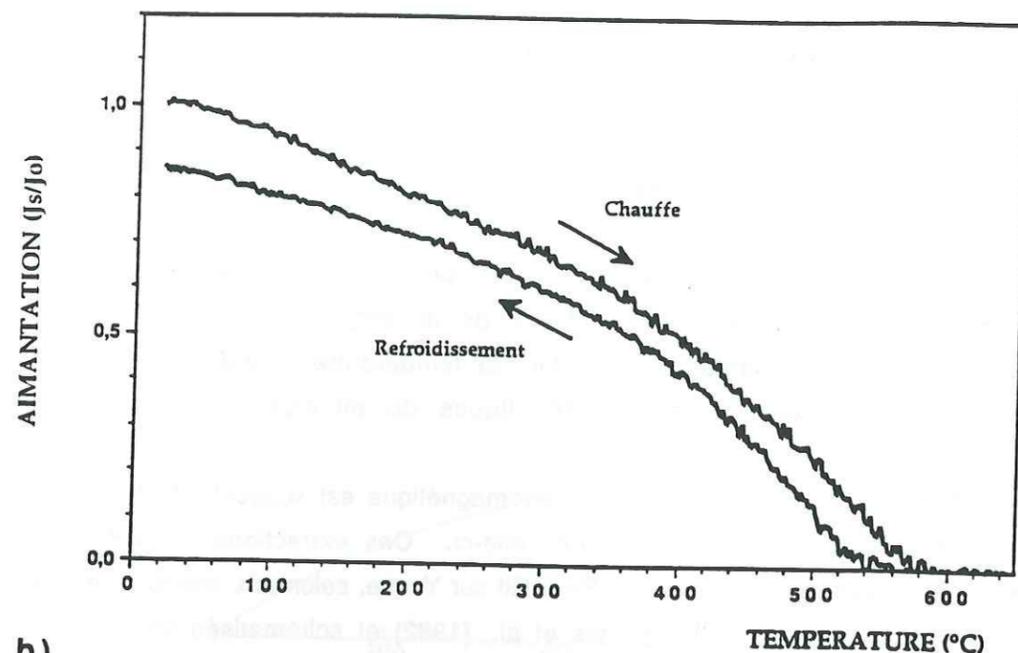
Le champ coercitif dépendant fortement de la taille des grains [Dunlop, 1986a,b ; Marvin et al., 1986 ; Worm et Markert, 1987], l'élaboration du spectre de champ coercitif d'un échantillon permet d'une part de mettre en évidence plusieurs populations de taille de grains, et d'autre part d'obtenir une estimation relative de la taille des grains.

La distribution de coercivité des grains ferromagnétiques peut être déterminée par plusieurs méthodes :

- les courbes d'acquisition ou de désaimantation AF d'aimantations rémanentes artificielles différentielles (ARI, ARA).
- Les courbes d'acquisition d'ARA partielle (ARAp) [Everitt, 1961; Mc Cabe et al., 1985; Jackson et al., 1988, 1989].

En fait, un champ alternatif \tilde{H}_d détruit une fraction de l'aimantation qui existe dans l'échantillon, mais les grains désaimantés (dont le moment a basculé avec \tilde{H}_d)

a)



b)

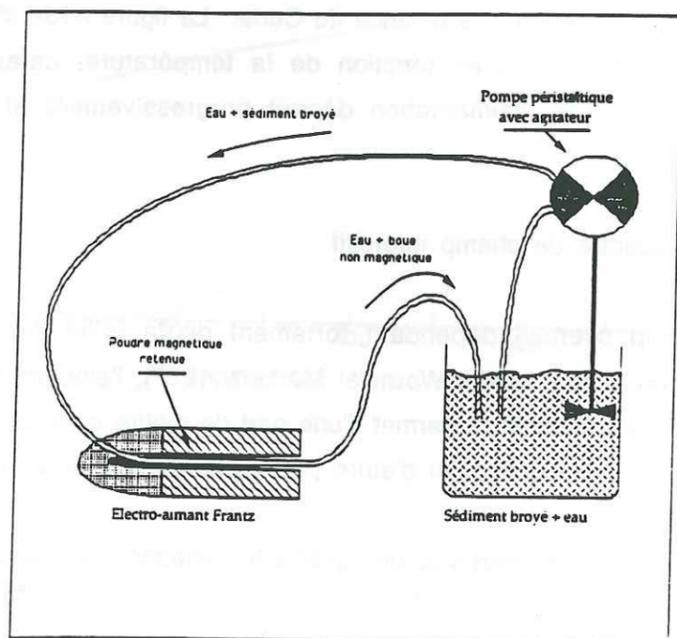


Figure I-13 : a) Courbes thermomagnétiques en champ fort, (Tric, 1990).

Echantillon provenant d'une carotte marine dont le porteur magnétique est la magnétite. Son point de Curie se situe entre 560° et 580° et sa courbe d'évolution de l'aimantation est réversible.

b) Schéma de l'appareillage d'extraction magnétique d'après Papamarinopoulos et al. (1982).

n'ont pas tous forcément un champ coercitif H_c inférieur à \tilde{H}_d . Ceci du fait que \tilde{H}_d déblocage aussi des grains de champ coercitif $H_c > \tilde{H}_d$. En fait, \tilde{H}_d donne le champ de déblocage, qui est légèrement différent du champ coercitif H_c , \tilde{H}_d et H_{cr} ne dépendant pas que de celui-ci [Prévot, 1975].

La méthode d'ARA partielle permet de mesurer la rémanence des échantillons dans des fenêtres de champs coercitifs déterminées, et de visualiser ainsi les spectres de coercivité de façon beaucoup plus précise et moins bruitée que par les courbes de désaimantation AF différentielles. La figure III-6 (troisième partie) montre les résultats de Jackson [1988] qui établit les spectres de coercivités pour des tailles de grains données, (de 0.1 à 25 μm). Ces courbes constituent des abaques permettant d'estimer la ou les tailles des grains présents dans un échantillon. Les expériences de Jackson ont été effectuées sur des magnétites pures. L'utilisation de cet abaque ne pourra donc donner des tailles de grains absolues compte tenu des effets éventuels de la composition chimique et de la forme des grains de magnétite sur le champ coercitif de blocage. Elle constitue toutefois un moyen efficace de détecter les variations relatives de taille de grains.

II-4-4 Test de Lowrie-Fuller

Ce test est basé sur les différences de stabilités relatives de l'ARA et de l'ARI des grains monodomaines et polydomaines. Les grains monodomaines et pseudo-monodomaines ont une ARI qui décroît plus vite que l'ARA lors d'une désaimantation en champ alternatif tandis que les grains polydomaines révèlent une meilleure stabilité de l'ARI par rapport à l'ARA (Figure I-14).

La limite pseudo-monodomaine - polydomaine correspondrait à une taille de grain de l'ordre de 5 à 10 μm [Harstra, 1982a ; Bailly et Dunlop, 1983] d'autres auteurs situent cette limite entre 10 et 20 μm (cf King et al. [1982]). Ce test n'est donc pas d'une précision exceptionnelle pour la détermination de la taille des grains mais il permet d'obtenir l'état de domaine des particules magnétiques.

III- CONCLUSION

Nous avons exposé dans cette partie l'ensemble des propriétés magnétiques de base des roches et des minéraux qui sont nécessaires à la compréhension de ce mémoire. Les méthodes d'études que nous avons utilisées ont été décrites. Leur nombre et leur sélectivité vont nous permettre d'aborder le problème complexe de l'enregistrement du champ magnétique terrestre par les sédiments. En particulier, les

méthodes utilisant des mesures d'anisotropie magnétique (ASM, ASA) possèdent de grandes potentialités pour l'étude des relations entre la fabrique d'un sédiment et la fiabilité du signal paléomagnétique. Les apports de l'ASM dans ce domaine sont résumés dans la figure I-15. Nous proposons, sur cette figure, des valeurs critiques des paramètres d'anisotropie (L, F, P, T et angle θ entre l'axe K_3 et la verticale) permettant de caractériser les différents types de fabrique, et d'en déduire les principaux processus sédimentaires ayant induit de telles fabriques.

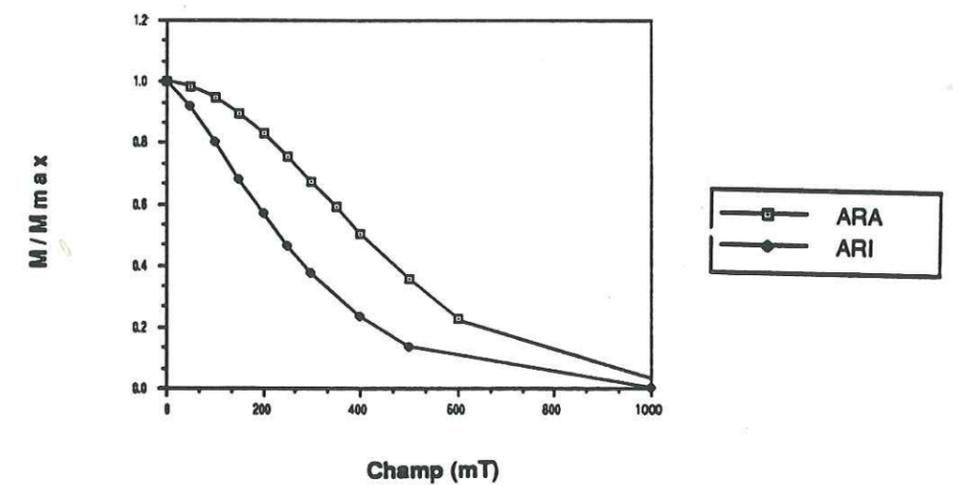
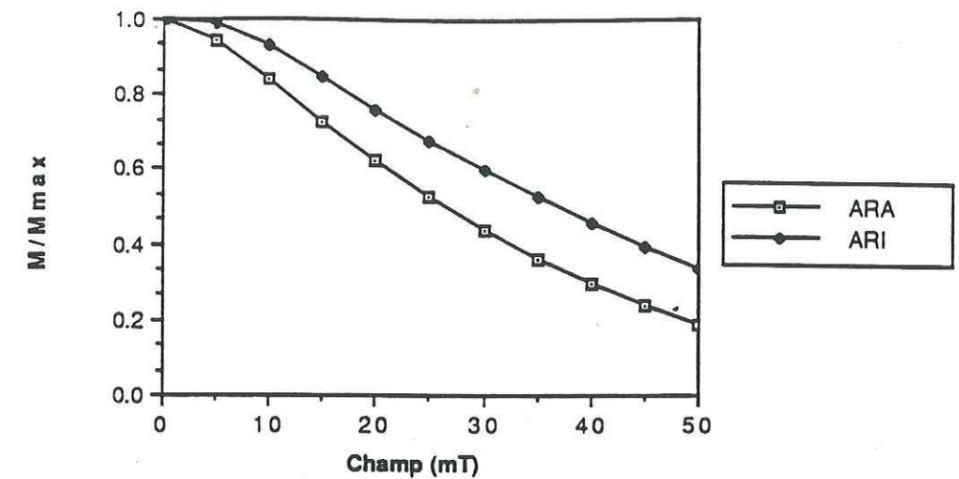


Figure I-14 : Tests de Lowrie-Fuller modifiés (aimantations normalisées)

(a) L'ARI est plus stable que l'ARA au cours de la désaimantation en champ alternatif, ce comportement reflète la présence de polydomaines (échantillon provenant des terres noires Subalpines, Aubourg, 1990).
 (b) C'est l'ARA qui est plus stable, reflétant alors la présence de monodomaines. (échantillon provenant de la carotte marine RC 2214).

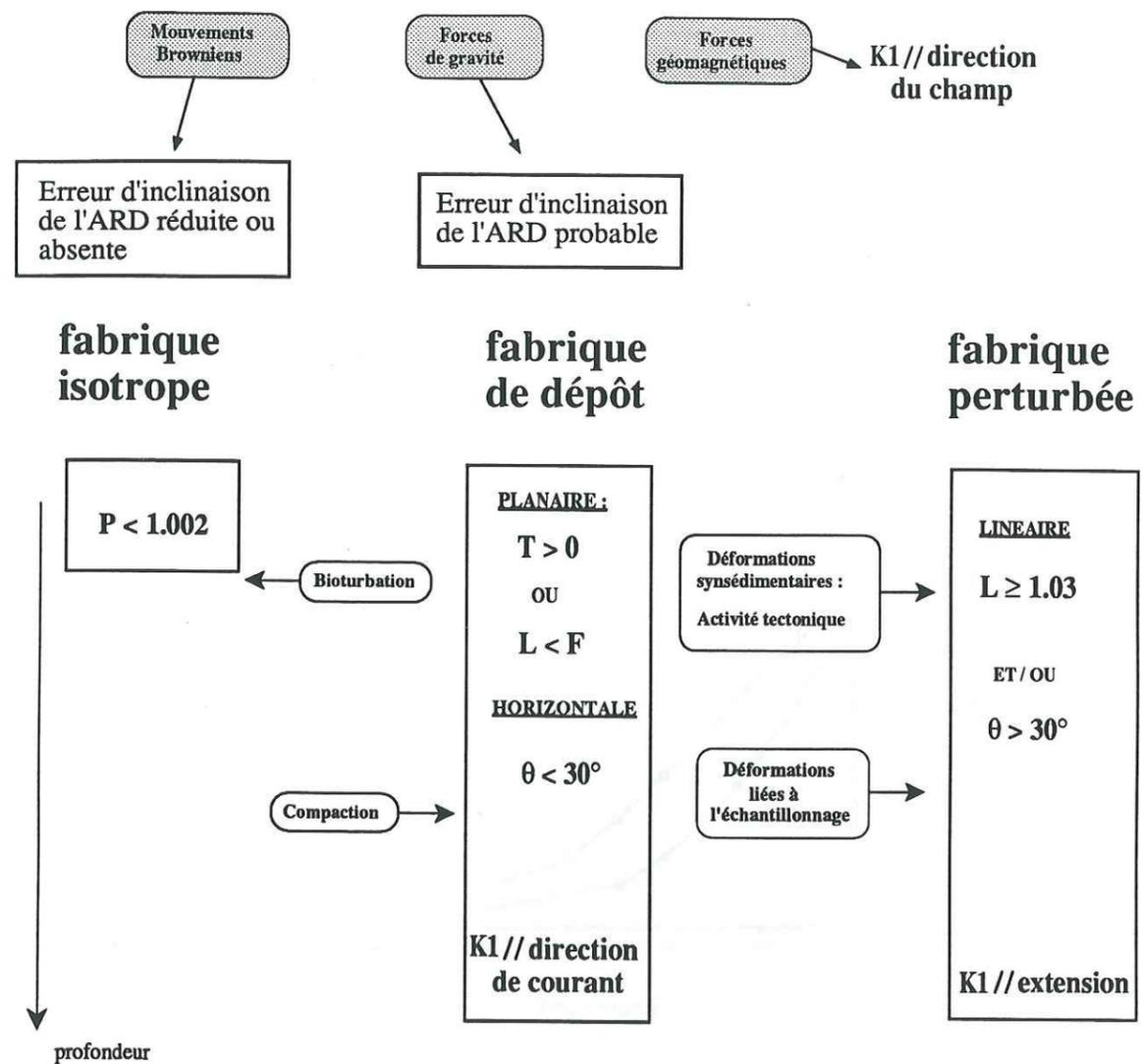


Figure I-15 : relations entre processus sédimentaires et fiabilité du signal paléomagnétique : Apports de l'ASM.

DEUXIEME PARTIE :

L'AIMANTATION REMANENTE NATURELLE DES SEDIMENTS ET L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE

I- INTRODUCTION : FIABILITE DES ENREGISTREMENTS MAGNETIQUES SEDIMENTAIRES

Les sédiments et les roches sédimentaires constitués de dépôts superposés sont capables de fournir des enregistrements continus des directions et intensités du champ géomagnétique sur une période de temps correspondant à l'épaisseur du dépôt. Ils constituent de ce fait un outil privilégié en paléomagnétisme et magnétisme des roches, que ce soit dans le cadre d'études géodynamiques ou de l'étude des variations du champ magnétique terrestre au cours du temps.

L'utilisation de ces enregistrements est basée sur la fidélité de la restitution des directions et intensités du champ géomagnétique à partir des données de l'aimantation rémanente naturelle (ARN). Or de nombreux cas d'études ont révélé l'existence d'anomalies en inclinaison et en intensité par rapport au champ géomagnétique de l'époque considérée; on se focalisera dans ce travail sur les erreurs d'inclinaison I_i . Celles-ci ont pu être observées :

- dans les sédiments naturels [Johnson et al., 1948 ; Granar, 1958 ; Griffiths et al., 1960 ; Creer, 1974 ; Blow and Hamilton, 1975 ; Kent et Spariosu, 1982 ; Tauxe et al., 1984 ; Arason et Levi, 1986 ; Celaya et Clement, 1988 ; Arason et Levi, 1990a]

- lors d'expériences de resédimentation sous champ [Johnson et al., 1948 ; Clegg et al. 1954 ; King, 1955 ; Blow et Hamilton, 1978 ; Anson et Kodama, 1987]

Par contre, d'autres études ont prouvé son absence, en particulier dans des sédiments océaniques profonds [Keen, 1963 ; Harrison, 1966 ; Opdyke et Henry, 1969 ; Hammond et al., 1979 ; Prince et al., 1980 ; Schneider et Kent, 1990].

Il est donc fondamental de préciser à quelles conditions et au prix de quels précautions et traitements, l'aimantation rémanente supposée fossile est susceptible de fournir des informations fiables, à la fois sur les directions du paléochamp géomagnétique et sur ses variations au cours des temps géologiques. Cela nécessite la meilleure connaissance possible des phénomènes physico-chimiques régissant l'acquisition de l'ARN et des contraintes naturelles diverses s'exerçant sur le vecteur aimantation tout au long de l'évolution du dépôt.

L'aimantation rémanente naturelle des sédiments résulte de nombreux processus. Outre le champ magnétique ambiant régnant à l'époque de la diagenèse et les variations de celui-ci depuis la formation du sédiment, ils impliquent des paramètres intrinsèques au sédiment lui même (minéralogie, taille et forme des particules, etc.), ceux se rapportant aux conditions de dépôt (interaction entre les particules magnétiques et le substratum à l'interface eau-sédiment, courants éventuels,

conductivité du milieu) [Shcherbakov et Shcherbakova, 1987 ; Kodama, 1988 ; Lu et al., 1990] et ceux relatifs aux processus post-détritiques complexes (diminution de la teneur en eau, de la porosité, compaction, bioturbation etc...) qui contrôlent la mobilité de ces porteurs magnétiques à l'intérieur des pores du sédiment. Ces processus se traduisent en même temps dans la minéralogie et l'anisotropie du sédiment.

Depuis les premières études de l'ARN des sédiments [Mc Nish et Johnson, 1938], les processus d'acquisition de l'aimantation dans les sédiments ont fait l'objet de nombreuses recherches. L'étude des propriétés de sédiments naturels conjuguée à l'expérimentation en laboratoire a donné lieu à diverses modélisations. Si ces dernières ont permis d'approfondir les connaissances théoriques sur les différents paramètres physiques mis en jeu, la difficulté reste d'appliquer les différents résultats, théories et modèles aux conditions naturelles. Toute la complexité de celles-ci réside dans l'interaction fine de ces paramètres et dans l'intervention du paramètre temps puisque très vite, celui-ci ne peut plus être reproduit, à l'échelle expérimentale, dans des proportions représentatives des conditions naturelles.

La détermination rigoureuse des paléodirections du champ et ses variations au cours du temps implique donc en premier lieu la connaissance des effets des divers facteurs intervenant dans l'acquisition de l'ARN.

II- ACQUISITION DE L'ARN ET DE L'ANISOTROPIE DANS LES SEDIMENTS

L'ARN des sédiments est constituée d'une somme d'aimantations dont la nature et l'âge diffèrent en fonction d'une part, des conditions régnant à l'époque du dépôt puis tout au long de la diagenèse - on parlera de processus détritiques, liés au dépôt, et de processus post-détritiques, intervenant après le dépôt et avant la consolidation - et d'autre part de la nature minéralogique de ce dépôt (Figure II-1).

L'orientation des particules détritiques aimantées lors de leur sédimentation dans l'eau est déterminée par la compétition entre les forces magnétiques créées par le champ géomagnétique ambiant, les forces gravitationnelles tendant à favoriser le dépôt à plat des particules aplaties ou allongées et des mouvements browniens affectant les particules de très petite taille.

L'orientation à l'interface eau-sédiment des grains aimantés dans une direction statistique moyenne définit l'Aimantation Rémanente Déritique (ARD). Les éventuels processus de réorientation des particules aimantées à l'intérieur du

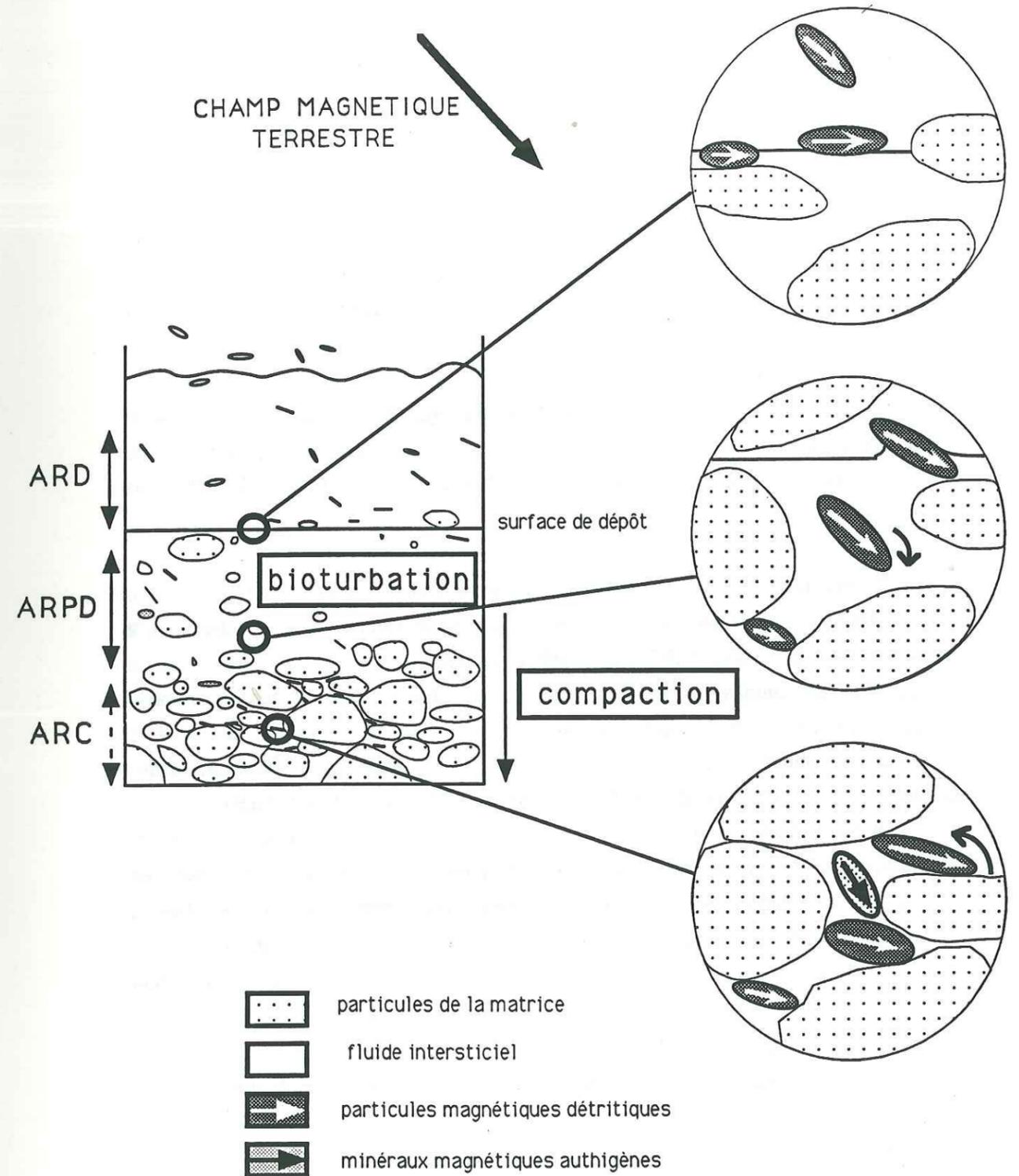


Figure II-1 : Acquisition des différents types d'ARN par les sédiments

sédiment, liés à la bioturbation ou à une porosité trop forte, jusqu'à ce que le blocage soit définitif constituant **l'Aimantation Rémanente Post-Détritique (ARPD)**. Il existe de nombreux risques de perturbations de ces orientations au cours du dépôt et postérieurement à celui-ci, conduisant à plusieurs types d'erreurs sur les directions et l'intensité de l'ARD et de l'ARPD. Des aimantations secondaires peuvent ensuite être acquises : **l'Aimantation Rémanente Chimique (ARC)** créée par la diagenèse de la matrice et l'authigénèse : activité bactérienne favorisant oxydation ou réduction des particules magnétiques, dissolution des grains détritiques, cristallisation de nouveaux minéraux magnétiques.

Enfin, il faut mentionner un type d'aimantation parasite qui, contrairement aux autres, est systématique : **l'Aimantation Rémanente Visqueuse (ARV)** dont la croissance au cours du temps est caractérisée par une fonction logarithmique du temps : $M_{ARV} = S \log(t)$, S étant une constante dépendant de la taille et de la nature des grains.

Tandis que l'ARPD des sédiments naturels semble enregistrer fidèlement le champ magnétique ambiant [Harrison, 1966 ; Opdyke et Henry, 1969 ; Opdyke, 1972 ; Levi et Karling, 1989], l'ARD ne fournit pas toujours des renseignements aussi fiables. Quelques études sur sédiments naturels ainsi que de nombreuses expériences de résédimentation sous champ en laboratoire ont révélé la présence d'erreurs d'inclinaison [Johnson et al., 1948 ; Clegg et al., 1954 ; King, 1955 ; Granar, 1958 ; Griffiths et al., 1960 ; Irving, 1967 ; Stupavsky et Gravenor, 1974 ; Tucker, 1979 ; Tauxe et Kent, 1984 ; Kent et Spariosu, 1982 ; Arason et Levi, 1986 ; Celaya et Clement, 1988 ; Levi et Banerjee, 1990] dont les causes sont à rechercher en premier lieu dans les modes d'acquisition de l'ARD. Nous avons par exemple observé une erreur d'inclinaison de 30° par rapport à la valeur du champ géomagnétique actuel dans des sédiments déposés lors d'une crue récente de l'Isère (cf § IV-3). Cette erreur est liée à l'orientation préférentielle planaire et horizontale des particules au cours du dépôt, en particulier des phyllosilicates de structure planaire qui constituent une fraction importante du sédiment. L'anisotropie de susceptibilité magnétique se traduit alors par des axes K_3 groupés autour de la verticale (une fabrique sédimentaire primaire se caractérise par une valeur de l'angle θ entre K_3 et la verticale inférieure à 30°) et des axes de susceptibilité maximales K_1 distribués dans le plan horizontal (Figure II-2).

Les processus post détritiques peuvent entraîner la réorientation des particules magnétiques à l'intérieur du sédiment (cf Figure II-1) compensant ainsi les éventuelles erreurs d'inclinaison [Keen, 1963 ; Irving and Major, 1964 ; Kent,

1973 ; Graham, 1974 ; Barton and McElhinny, 1979 ; Hamano, 1980 ; Thouveny, 1987]. Ce phénomène n'est cependant pas systématique et le pourcentage de réaimantation dépend fortement du type de sédiment étudié [Verosub et al., 1979].

Par ailleurs, des études ont démontré l'importance des phénomènes de compaction dans la création des erreurs d'inclinaison [Blow and Hamilton, 1978 ; Anson and Kodama, 1987 ; Arason and Levi, 1990a, 1990b].

Tous ces processus conduisant à l'orientation ou à la réorientation statistique des particules, selon une direction ou un plan privilégié, se traduisent en même temps par une anisotropie magnétique à l'échelle du sédiment dont les paramètres reflètent les directions principales, la nature et l'intensité de la pétrofabrique.

II-1 Minéralogie magnétique des sédiments

Dans un sédiment, tous les minéraux présentent des propriétés magnétiques et en particulier, une susceptibilité magnétique souvent anisotrope. Mais les ferromagnétiques qui sont à l'origine de l'ARN sont peu nombreux. Leur présence et leur concentration va dépendre bien sûr de la nature des particules détritiques à l'origine du sédiment mais aussi fortement des conditions biologiques et chimiques régissant l'évolution du dépôt.

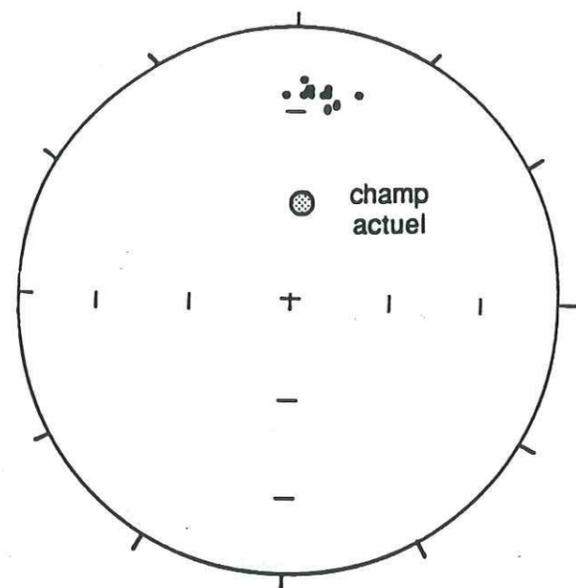
La diagenèse, et en particulier l'authigénèse, en créant de nouveaux minéraux va affecter l'aimantation des sédiments ainsi que l'anisotropie de susceptibilité. Les variations spatiales et temporelles de ces concentrations minéralogiques contrôlent les propriétés magnétiques des sédiments. Elles constituent donc un marqueur important de l'origine d'un dépôt et de son évolution.

Dans un milieu sédimentaire, les processus diagénétiques affectant la matière organique et les particules détritiques évoluent selon le temps et la profondeur :

- Dans la partie superficielle des sédiments suffisamment oxygénés (milieux hémipélagiques par exemple), l'oxydation de la matière organique par l'activité microbienne entraîne la synthèse de minéraux magnétiques authigènes. La magnétite bactérienne (Fe_3O_4) est surtout présente dans les milieux hémipélagiques [Stolz et al., 1986 ; Petersen et al., 1986 ; Karlin et al., 1987].

La Greigite (sulfure de fer) qui est souvent associée à la diagenèse des oxydes de fer [Karlin et Levi., 1985] cristallise essentiellement dans les milieux eutrophes [Mann et al., 1990]. Une oxydation plus avancée à basse température entraîne la transformation des titanomagnétites en titanomagnétites qui possèdent, comme les

a)



b)

SITE: ISERE
Moyenne tensorielle (12 échantillons)

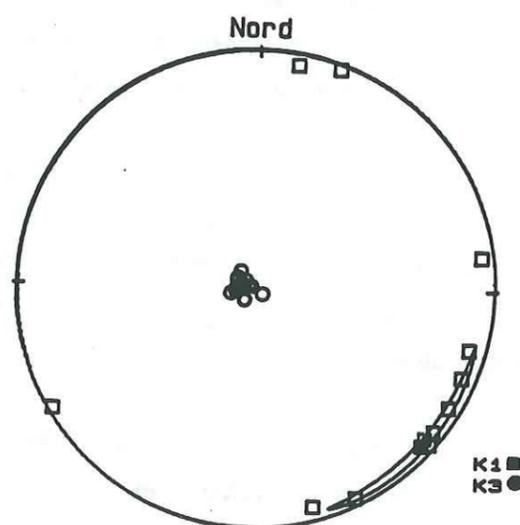


Figure II-2 : Exemple d'une erreur d'inclinaison liée à l'anisotropie de dépôt.

a) données d'ARN; on observe une EI de 30° par rapport à la valeur du champ géomagnétique actuel.

b) données d'ASM ; les axes de susceptibilité minimum K3 sont très bien regroupés autour de la verticale. anisotropie fortement planaire.

magnétites, une aimantation spontanée et des susceptibilités magnétiques très fortes ce qui leur confère une importance prédominante dans les études magnétiques des sédiments.

Lorsque toute la matière organique a été métabolisée, le fer provenant de la réduction précoce des oxydes de fer peut permettre la cristallisation de sidérite (FeCO_3) [Berner, 1982]. Ce minéral est paramagnétique mais sa présence à forte concentration peut influencer sur la susceptibilité magnétique.

- En dessous de cette partie superficielle, on assiste à des phénomènes de réduction et à la dissolution des oxydes. La greigite alors instable se transforme en pyrite paramagnétique. La présence en profondeur de greigite porteuse d'une aimantation rémanente est caractéristique de l'arrêt précoce des phénomènes de réduction des sulfates [Karlín, 1990].

- Lors de l'enfouissement, les températures plus élevées peuvent favoriser la formation de pyrite et de pyrrothite liées au début du métamorphisme [Rochette, 1987a].

II-2 Les processus détritiques

II-2-1 Anisotropie de dépôt

-Taille et forme des grains :

Lors d'un dépôt d'un sédiment en milieu liquide, les particules porteuses d'un moment rémanent sont soumises à l'action du champ géomagnétique. Elles ont ainsi tendance à s'orienter au cours de leur chute de telle sorte que leur moment magnétique coïncide statistiquement avec la direction du champ ambiant.

D'autre part, ces particules magnétiques, ainsi que les argiles ou toute autre fraction paramagnétique constituant la matrice, sont soumises aux forces gravitationnelles. Elles auront donc tendance à aligner leur grand axe parallèlement à la surface de dépôt, et éventuellement selon la direction du courant. Pour les particules possédant une aimantation rémanente, ce grand axe correspond, pour la plupart des minéraux (sauf pour la magnétite monodomaine, et certains minéraux paramagnétiques [Rochette et al., 1992]), à l'axe de susceptibilité maximale et coïncide généralement avec la direction du moment magnétique. Les directions de susceptibilité minimales sont donc perpendiculaires à la surface de dépôt dans la plupart des régimes de sédimentation [Rees, 1966, 1968, 1971 ; Hamilton, 1967 ; Hamilton et al. 1968 ; Rees and Woodall, 1975]

Les orientations préférentielles de forme (OPF) liées au dépôt pourront ainsi créer dans le sédiment une erreur d'inclinaison, d'autant plus prononcée que la taille des particules sera grande (les forces de gravité seront alors prépondérantes et l'OPF plus intense) et que le rapport grand axe sur petit axe sera important. Cette OPF s'exprimera aussi en une anisotropie de susceptibilité magnétique qu'il est possible de mesurer.

Les forces de gravité sont le plus souvent prépondérantes dans l'acquisition d'une OPF, en particulier pour les grains de taille supérieure à 10 μm [Rees, 1961; King et Rees, 1966]. Les forces géomagnétiques ont une influence effective uniquement sur les particules de taille comprise entre 1 et 10 μm [Dunlop, 1981] tandis que pour celles inférieures à 1 μm , les mouvements Browniens induisent une orientation aléatoire [Collinson, 1965 ; Stacey, 1972] .

King [1955] propose le modèle de "plate and sphere" pour expliquer l'existence d'erreurs d'inclinaison dans les sédiments, liée à l'orientation préférentielle selon l'horizontale des particules possédant une anisotropie de forme (plate). Les moments magnétiques de ces particules ont alors tendance à s'aligner selon l'horizontale et non plus selon la direction du champ géomagnétique. L'orientation statistique résultante ne sera pas faussée en déclinaison mais présentera une erreur d'inclinaison dépendante de la proportion de particules non sphériques dans le sédiment.

A partir de ce modèle, King propose une relation empirique entre l'inclinaison observée I_0 , l'inclinaison du champ appliqué I_f , et une constante f proportionnelle à la fraction de particules sphériques contenue à l'intérieur du sédiment étudié :

$$\tan (I_0) = f \tan (I_f) \quad (1)$$

Griffiths et al. [1960] proposent une autre explication selon laquelle même les particules sphériques possédant un moment magnétique rémanent pourraient créer une erreur d'inclinaison. Celles-ci rouleraient dans la dépression la plus proche lorsqu'elles se déposent à l'interface eau-sédiment. Ces rotations dans toutes les directions conduisent, pour les particules dont l'axe de rotation est perpendiculaire au plan vertical contenant le champ magnétique, à l'annulation statistique des erreurs d'inclinaison. Dans le cas des particules dont l'axe de rotation appartient au plan vertical contenant le champ géomagnétique, les erreurs de déclinaison liées à ces rotations s'annulent statistiquement tandis que les erreurs d'inclinaison s'ajoutent, l'inclinaison étant toujours plus faible après la rotation (Figure II-3). L'inclinaison résultante moyenne serait donc systématiquement plus faible et l'erreur, si l'on

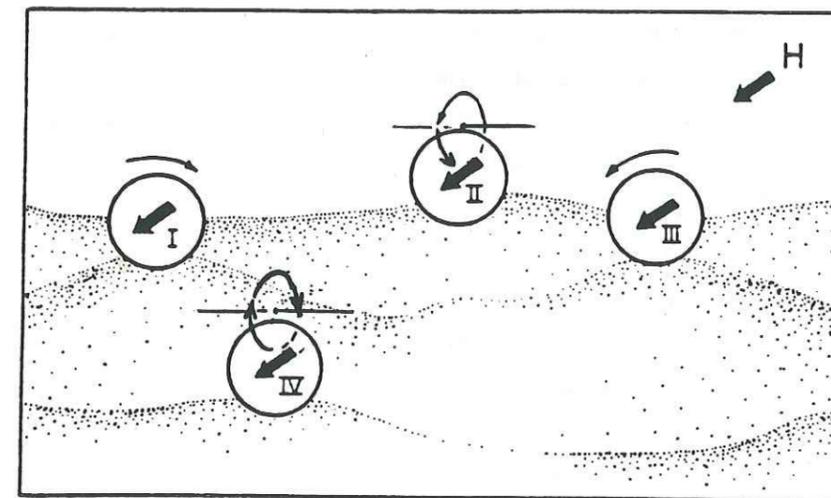


Figure II-3 : Origine de l'erreur d'inclinaison dans les sédiments (Griffiths et al. [1960]). Les porteurs magnétiques I et III ont un axe de rotation perpendiculaire au plan vertical contenant le champ magnétique ; après rotation dans la dépression la plus proche, les erreurs d'inclinaison s'annulent statistiquement. Dans le cas des porteurs II et IV qui ont un axe de rotation contenu dans le plan vertical du champ magnétique, Les erreurs de déclinaison s'annulent tandis que l'inclinaison résultante du moment de chaque particule est toujours plus faible. Les différences d'inclinaison individuelles s'ajoutent, ce qui donne lieu à une erreur d'inclinaison de l'ARN dans le sédiment.

considère l'angle de rotation donné ϕ de la particule, s'exprime par une relation (2) entre I_0 et I_f de la même forme que (1):

$$\tan(I_0) = (2 \cos \phi) / (1 + \cos \phi) \tan(I_f) \quad (2)$$

-Contraintes Physiques :

De même que les forces de gravité qui s'exercent sur les particules aplaties ou allongées peuvent imposer une déviation de l'inclinaison moyenne de l'ARD, si elles sont prépondérantes par rapport aux forces magnétiques, l'effet d'un courant laminaire peut introduire des erreurs d'inclinaison et éventuellement de déclinaison dans le cas où la direction du flux est oblique par rapport au plan vertical contenant le champ géomagnétique [Granar, 1958 ; Griffiths et al., 1960 ; Rees, 1961].

D'autre part, ce courant crée une anisotropie linéaire. L'axe K1 de l'ellipsoïde de susceptibilité est alors parallèle au flux [Rees, 1961].

Dans le cas où la fraction ferromagnétique est représentée par la magnétite, la linéation est généralement parallèle à la direction du courant et exceptionnellement perpendiculaire pour des courants forts, les grains pouvant alors rouler sur eux-mêmes [Ellwood et Ledbetter, 1979]. Dans le cas de l'hématite, c'est l'axe de susceptibilité intermédiaire qui s'orienterait dans la direction du courant [Hrouda et Janák, 1971; van den Ende, 1975]. Enfin, Hounslow [1985] montre que les phyllosilicates paramagnétiques peuvent aussi enregistrer la direction de courant.

II-2-2 Nature physico-chimique de la matrice, conductivité du milieu, teneur en argile

Les argiles rentrant en grande partie dans la composition de la matrice des sédiments possèdent une structure planaire favorisant leur dépôt à plat et donc, indirectement, une OPF plus proche de l'horizontale des particules possédant un moment magnétique. Il s'ensuivra une erreur d'inclinaison de l'ARD qui sera fonction de la teneur en argile.

Cet effet est accentué par la possibilité de floculation des argiles et de la magnétite, dans le cas d'une solution à forte conductivité électrique. Cette cohésion s'opère soit par des forces électrostatiques entre les charges opposées des argiles et des grains de magnétite, soit par des forces de Van der Waals (somme de forces de cohésion unissant entre elles les molécules, le plus souvent liées à la polarité de celles-ci) [Shcherbakov et Shcherbakova, 1987 ; Anson et Kodama, 1987 ; Deamer et

Kodama, 1990 ; Ran et al., 1990 in Kodama et Sun, 1990]. De plus, Stupavsky et Gravenor [1974] ont observé une augmentation de l'erreur d'inclinaison dans une expérience de resédimentation sous champ lors de l'adjonction d'un agent flocculant.

Les expériences de Lu et al., [1990] ont montré l'influence de la concentration d'argile et de la conductivité de l'eau dans les processus d'acquisition de l'ARD et l'ARPD et les conséquences sur la fidélité de l'enregistrement du champ géomagnétique par les sédiments. Ils obtiennent une relation quasi linéaire entre la concentration de kaolin et l'erreur d'inclinaison sur des sédiments synthétiques (Figure II-4).

Il existe donc, dans une solution colloïdale, une compétition entre les forces électriques répulsives et les forces attractives de Van der Waals régissant les interactions entre les minéraux argileux et les autres particules détritiques. En réduisant l'effet des forces de répulsion par rapport aux forces d'attraction, la conductivité électrique de l'eau facilite la floculation des argiles et des particules de magnétite. Cette agrégation va augmenter la taille des grains tandis que le moment magnétique reste inchangé. L'effet de la gravité sera donc prépondérant par rapport à l'effet du champ géomagnétique sur l'alignement des grains. Il pourra en résulter une erreur d'inclinaison de l'ARD ainsi qu'une diminution de son intensité due à une orientation plus aléatoire des moments magnétiques dans le sédiment.

La teneur en argile est donc un facteur non négligeable dans les processus de création d'erreurs d'inclinaison dans l'ARN des sédiments [Kent et Spariosu, 1982 ; Arason and Levi, 1986; Tauxe et al., 1984]. Elle n'est cependant pas la seule cause possible de création d'une erreur d'inclinaison puisqu'on verra qu'un fort pourcentage de carbonate favorisera les processus post-détritiques pouvant induire des erreurs d'inclinaison de l'ARN.

II-3 Les processus post-détritiques

II-3-1 Bioturbation et acquisition d'une Aimantation Rémanente post-Déritique (ARPD)

Les phénomènes de bioturbation, très fréquents dans le cas de sédiments océaniques [Sanders et Hessler, 1969 ; Kent, 1973 ; Chamberlain, 1975], sont susceptibles de détruire l'ARD. Il en est de même d'autres phénomènes de désorganisation moins fréquents comme les remontées de bulles de gaz ou la remobilisation du sédiment du fait de secousses sismiques ou de slumping.

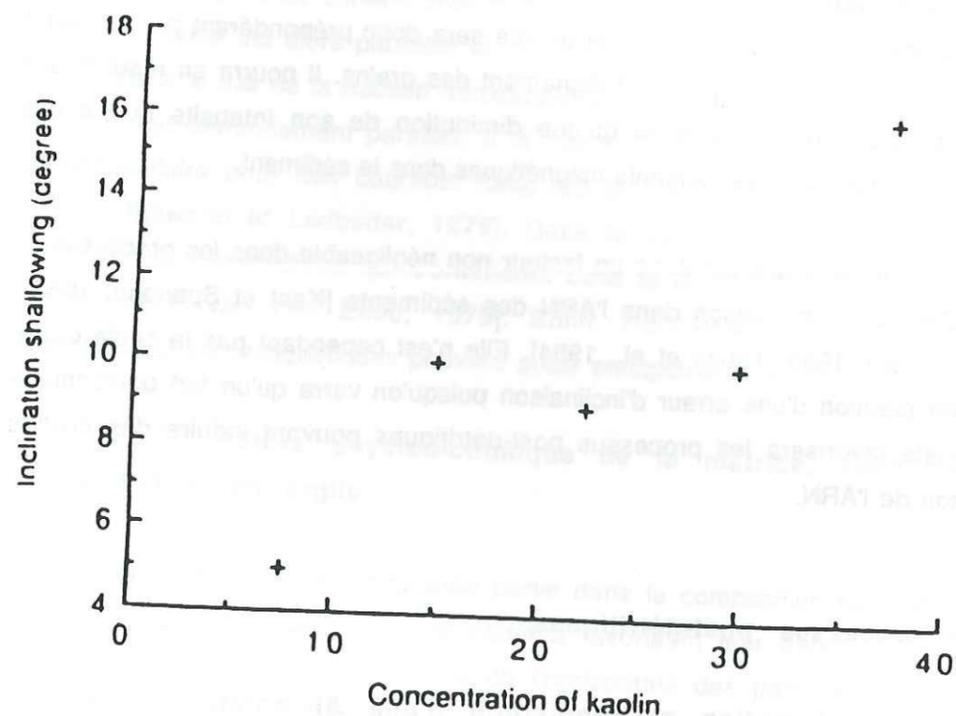


Figure II-4 : Erreur d'inclinaison en fonction de la concentration en argile (Lu et al., 1990).

Le sédiment peut ensuite, par un processus de réorientation des particules porteuses de la rémanence, acquérir une aimantation rémanente post détritique (ARPD) enregistrant de façon fiable les directions du champ géomagnétique [Keen, 1963 ; Irving, 1967; Harrison, 1966 ; Opdyke et Henry, 1969 ; Opdyke, 1972 ; Graham, 1974 ; Barton et McElhinny, 1979 ; Thouveny, 1987].

Cependant, l'ARPD peut introduire des distorsions du signal paléomagnétique du fait du filtrage temporel des variations du champ géomagnétique :

Hyodo [1984] présente un modèle théorique quantifiant les modifications du signal paléomagnétique lors de son enregistrement par l'ARPD. Ce modèle se base sur les suppositions suivantes :

- L'acquisition de l'ARPD est quasi-générale dans les sédiments
- Dans un champ uniforme, l'aimantation acquise à chaque niveau croît avec la profondeur, à cause de la plus grande proportion de grains bloqués [Hamano, 1980]. En fait, l'enfouissement et la compaction entraînent le blocage de particules de plus en plus petites, du fait de l'augmentation de la viscosité du sédiment.
- L'ARPD partielle acquise dans une certaine marge de compaction a des propriétés additives [Otofujii et Sasajima, 1981] et l'aimantation d'un niveau donné peut correspondre à la superposition de composantes d'âges différents.

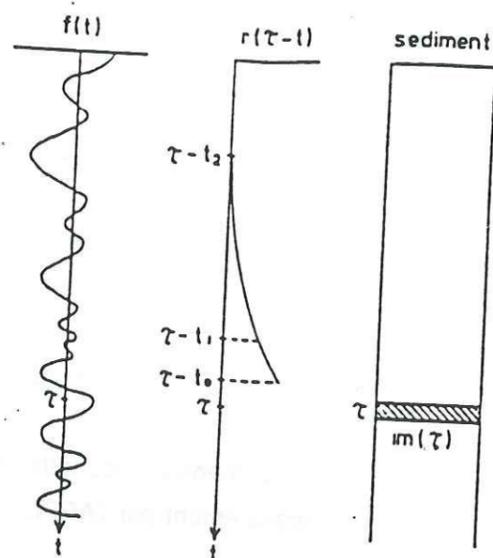
Dans ce modèle (Figure II-5a), le blocage des particules possédant un moment rémanent, lié à la compaction et à la diminution de la porosité est décrit par une fonction exponentielle du temps $r(t-\tau)$ qui correspond à la somme des moments fixés à l'instant t .

Cette fonction montre l'intégration, entre les moments $(\tau-t_0)$ et $(\tau-t_2)$, des variations du champ $f(t)$ par l'aimantation portée par la couche de sédiment déposée au temps τ . Le temps t_0 correspond au début du blocage des particules et t_2 à l'instant où toutes les particules sont bloquées (à l'instant t_1 , les particules bloquées portent la moitié du moment total). Il résulte de cette intégration deux comportements majeurs au regard de l'enregistrement de la variation séculaire du champ géomagnétique :

- des modifications de déclinaison et d'inclinaison par rapport aux directions du champ géomagnétique extérieur par atténuation de l'amplitude et déphasage.
- Une variation de l'intensité résultant de l'annulation des moments magnétiques alignés dans des directions opposées.

Hyodo propose alors une quantification de l'évolution de cette atténuation et de ce déphasage en fonction de la longueur d'onde du signal, selon l'intervalle de profondeur $Z_{1/2}$ (ou la période $T_{1/2}$) nécessaire au blocage de la moitié de

a)



b)

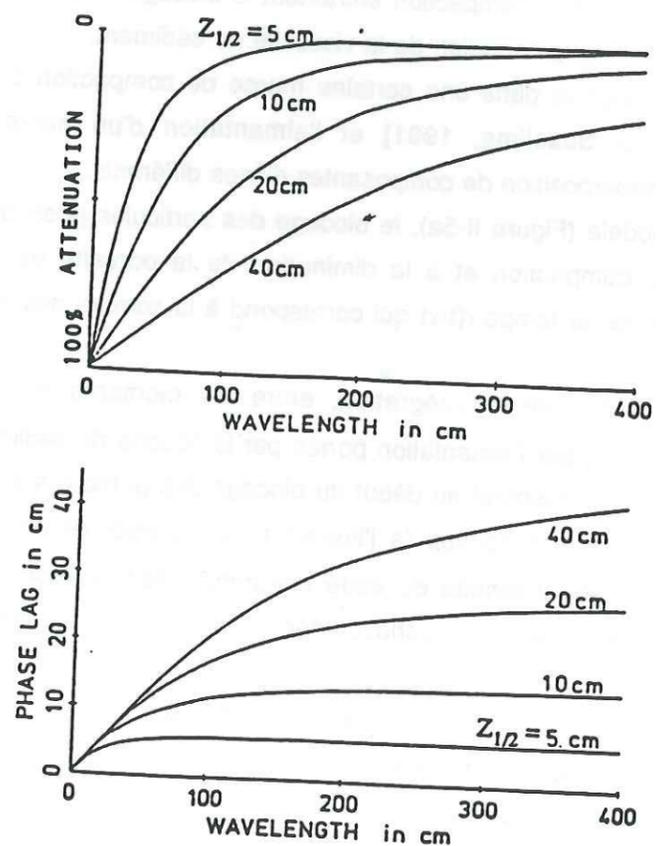


Figure II-5 : Modifications du signal paléomagnétique lors de l'enregistrement par les sédiments (HYODO, 1984).

a) Modèle de blocage de l'ARD : L'aimantation des sédiments déposés à l'instant τ intègre les variations du champ $f(t)$ sur une période comprise entre $(\tau-t_0)$ et $(\tau-t_2)$.

b) Atténuation et déphasage du signal géomagnétique : L'atténuation et le déphasage augmentent avec la profondeur de demi-blocage de l'ARN.

l'aimantation totale (Fig. II-5b). On remarque que l'atténuation et le déphasage seront d'autant plus prononcés que la profondeur de demi blocage, $Z_{1/2}$ augmente.

Cela implique que les études de paléovariation séculaire nécessitent le choix de sites appropriés, le plus homogènes possible en ce qui concerne le type de sédiment et le taux de sédimentation.

Quoiqu'il en soit, cette réorientation des particules conduisant à une nouvelle aimantation, détruit le plus souvent la fabrique sédimentaire planaire liée au dépôt et réduit les erreurs d'inclinaison liées à celui-ci. Cette réaimantation est favorisée par un taux de sédimentation peu élevé, et une teneur en eau suffisante pour permettre aux particules de se réorienter à l'intérieur du sédiment. En fait l'importance de l'ARPD dépend de la teneur en eau initiale : faible pour les sédiments sableux ou à gros grains, et forte pour les sédiments argileux, les vases calcaires etc... Ceci explique d'une part, la présence d'erreurs d'inclinaison dans les expériences de resédimentation de poudres sous champ (taux de sédimentation très élevé), et dans les zones à fort taux de sédimentation et d'autre part leur absence dans de nombreux sédiments dont la teneur en eau est élevée (Khranov, 1968; Kent, 1973) ou à très faible taux de sédimentation.

II-3-2 Teneur en eau et compaction

Tandis que pendant les phases précoces de la diagenèse, les grains peuvent se réorienter dans la direction du champ - ce qui conduit souvent à une ARPD exempte d'erreur d'inclinaison - de nombreuses études ont montré que le phénomène de compaction et de perte de teneur en eau pouvaient induire une nouvelle erreur d'inclinaison de l'ARD ou de l'ARPD. Les particules auront tendance, dans ce cas, à se rapprocher de l'horizontale [Stupavsky et Graveno, 1974 ; Blow et Hamilton, 1978 ; Henshaw et Merrill, 1979 ; Morgan, 1979 ; Kent et Spariosu, 1982 ; Hall et Kodama, 1983 ; Tauxe et al., 1984 ; Celaya et Clement, 1988].

Un effet notable de la compaction sur l'orientation de l'ARN des sédiments nécessite des profondeurs qui ne pouvaient être atteinte lors des premiers sondages utilisant des carottiers à piston, d'une dizaine de mètres. C'est grâce aux techniques de forage ODP, permettant l'étude de sédiments plus profonds que la compaction dans les processus d'acquisition de l'ARPD a pu être étudiée plus précisément, simulée par des expériences en laboratoire puis modélisée. Par contre, l'effet de cette compaction se traduit plus tôt sur la fabrique et s'exprime, de même que pour les OPF planaires liées au dépôt, par une anisotropie des propriétés magnétiques.

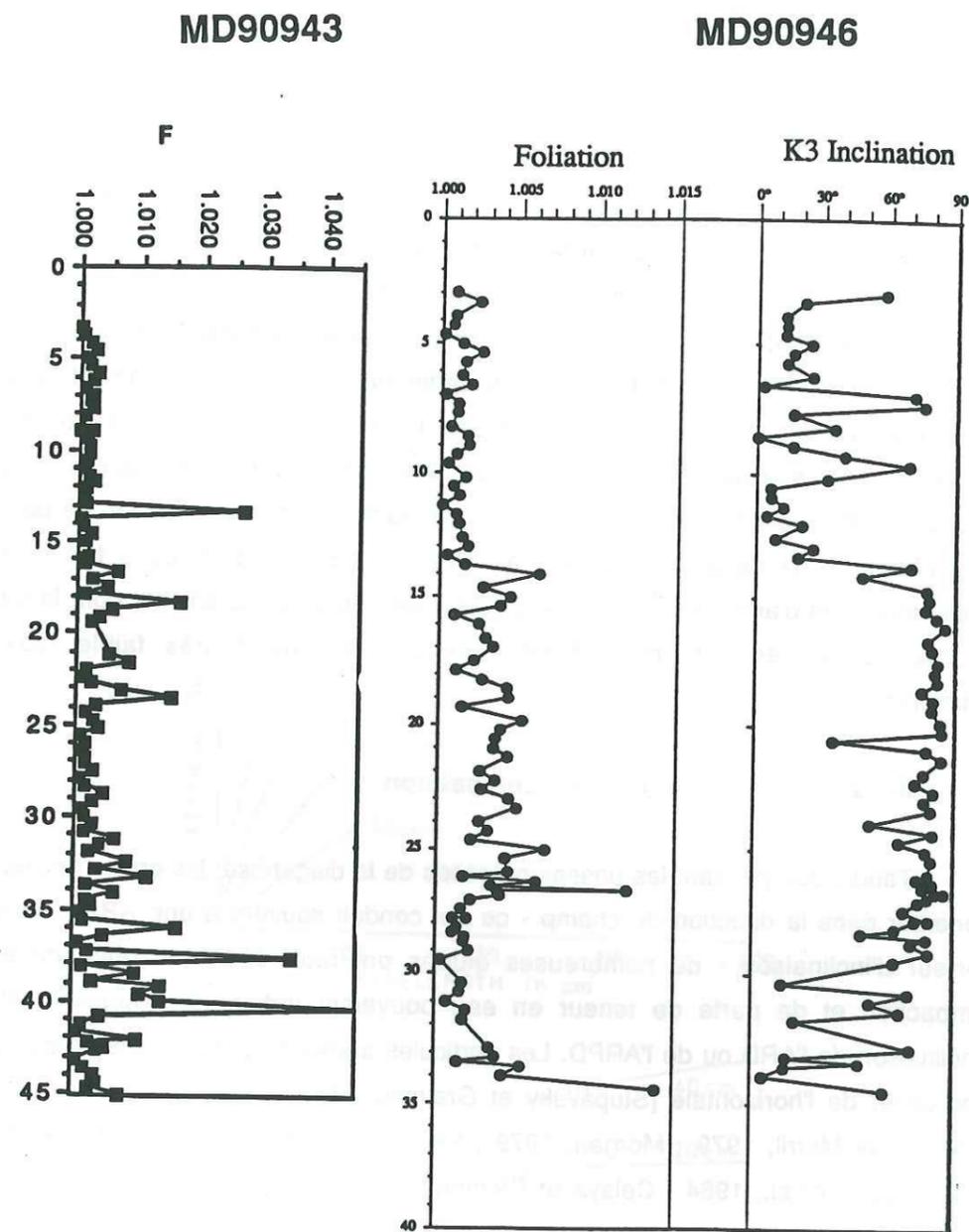


Figure II-6 : Evolution de la fabrique en fonction de la compaction dans des sédiments peu profonds.
Données des carottes MD90943-946, océan indien.

Un exemple de l'évolution de cette fabrique liée à la compaction peut être illustré par les données d'anisotropie des carottes MD90943-946 provenant de l'océan Indien et mesurées par D. Schneider (Figure II-6). Dans les premiers mètres, la bioturbation conduit à une fabrique isotrope ($F \leq 1.002$) et des axes K_3 dispersés. A partir de 10-15 mètres, l'effet de la compaction se traduit par un regroupement des axes K_3 selon la verticale et une augmentation progressive des valeurs de la foliation (F). Les quelques valeurs fortes de F peuvent être interprétées par la présence de niveaux ayant conservés leur fabrique planaire liée au dépôt. Les variations des paramètres d'anisotropie ne reflètent cependant pas uniquement l'effet de la profondeur d'enfouissement mais peuvent aussi être liées à la lithologie. La décroissance de F et la dispersion de K_3 en dessous de 25 m ne traduit effectivement plus l'effet de la compaction et peut être expliquée par un changement lithologique.

Le phénomène de compaction joue un rôle complexe dans la mesure ou il contrôle la perte de la teneur en eau, donc le blocage des grains, et qu'en même temps, il a une action différente selon la nature, la taille et la forme des grains concernés. Il accélère le processus de blocage d'autant plus rapidement que les grains sont gros. D'autre part, il favorise l'orientation préférentielle selon l'horizontale des particules aplaties et/ou allongées.

La réorientation des particules aimantées peut se faire soit directement pour les plus gros grains, soit indirectement pour les particules fines par cohésion avec les argiles de la matrice non magnétique. Ces particules suivent donc le développement de la fabrique du sédiment soumis à la compaction. Leurs réorientations sont ainsi à l'origine d'une erreur d'inclinaison de même sens que celle liée à l'anisotropie de dépôt, ou bien peuvent accentuer une erreur d'inclinaison préexistante (figure II-7) [Kodama et Sun, 1990].

Blow et Hamilton [1978] puis Anson et Kodama [1987] ont proposé des modèles géométriques simples pour expliquer la rotation des grains magnétiques avec l'augmentation du degré de compaction. Arason et Levi [1986, 1990a] ont corrélé, sur sédiments naturels, les erreurs d'inclinaison avec la compaction estimée par des mesures de porosité (Figure II-8). Ils ont aussi montré que théoriquement, une variété de modèles de compaction pourraient induire une erreur d'inclinaison de l'ARN [Arason et Levi, 1990b]. Ceux-ci comprennent (1) les réorientation de particules ferromagnétiques allongées selon une direction plus proche de l'horizontale, (2) les rotations de particules non magnétiques induisant la rotation indirectes des particules magnétiques qui leur sont liées, (3) les effets de réorientations aléatoires liées à ces

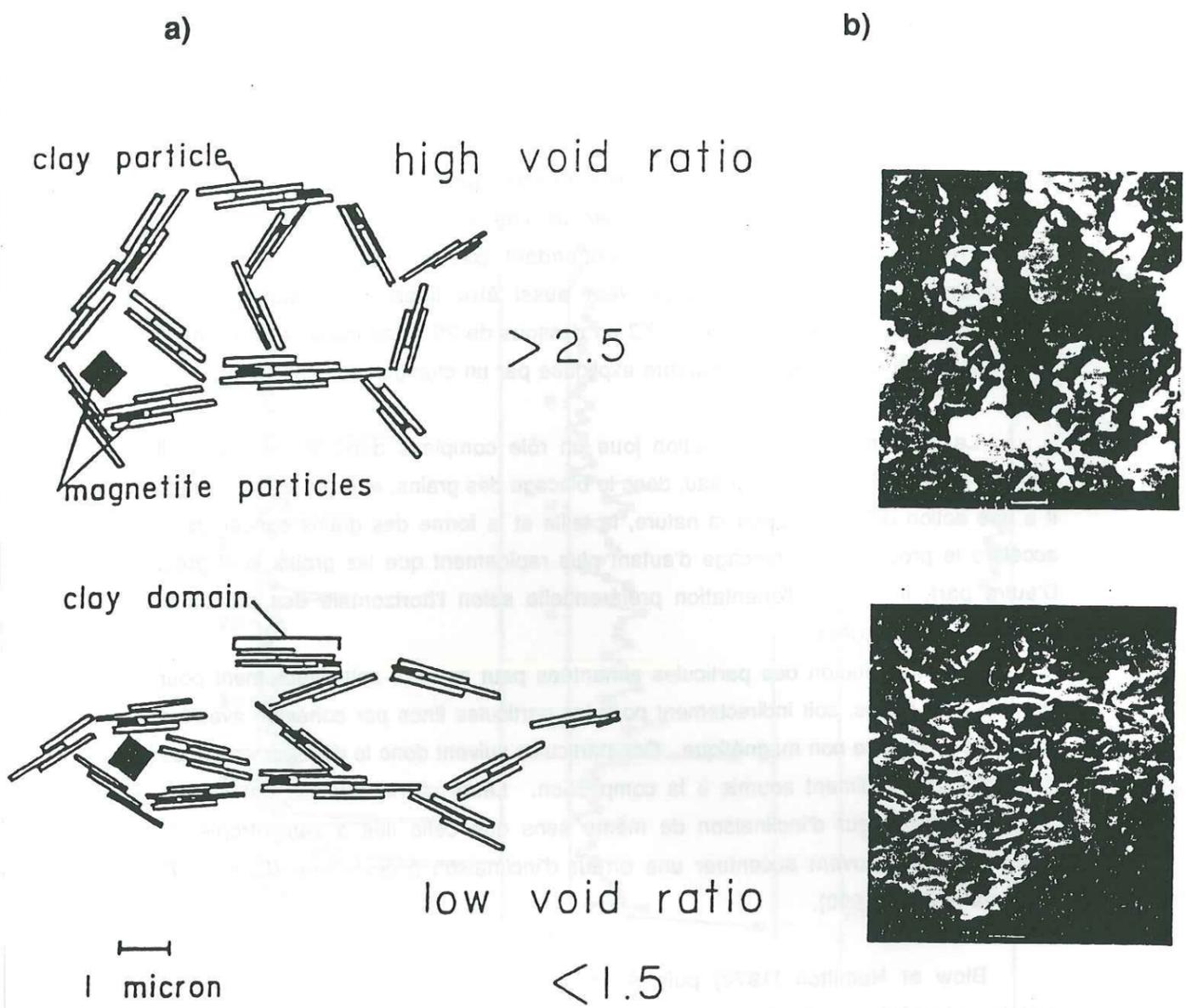


Figure II-7 : a) Représentation schématique d'un mécanisme possible de cohésion des particules de magnétite avec les argiles de la matrice (Deamer et Kodama, 1990).
 b) photographies SEM d'un échantillon avant et après compaction (0.04 MPa) (Kodama et Sun, 1990). Le développement de la fabrique de la matrice argileuse est net. La barre d'échelle au bas des photos représente 1 μ m.

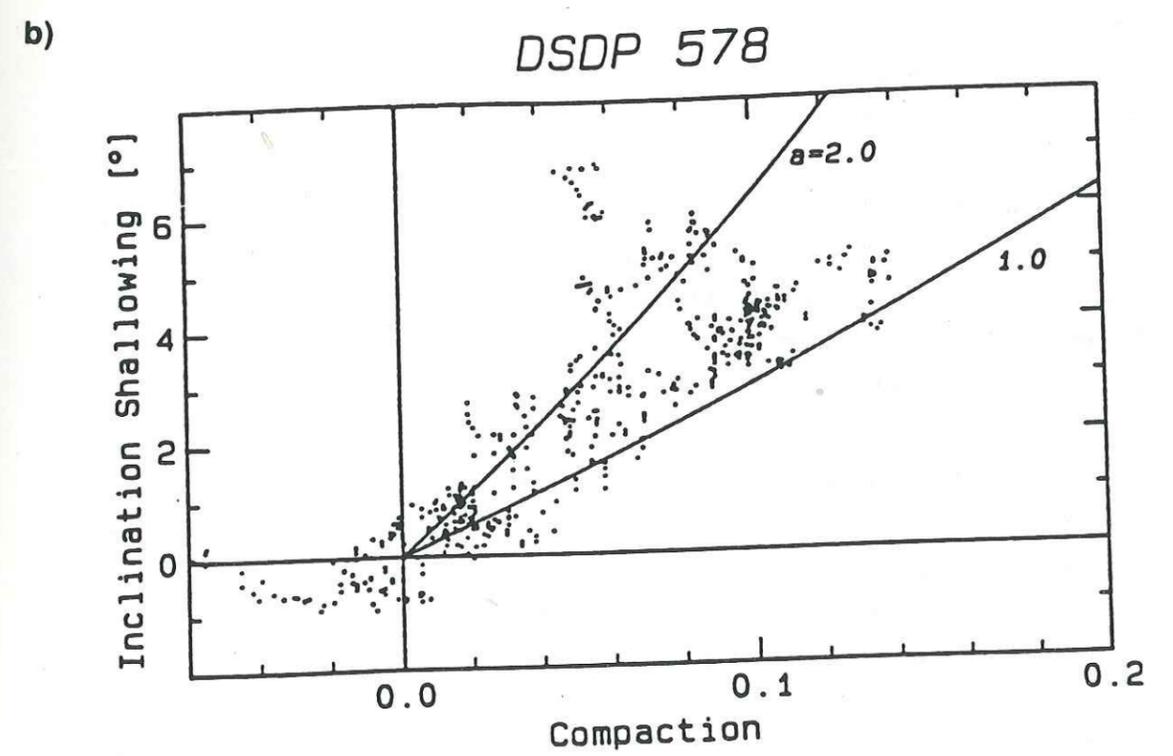
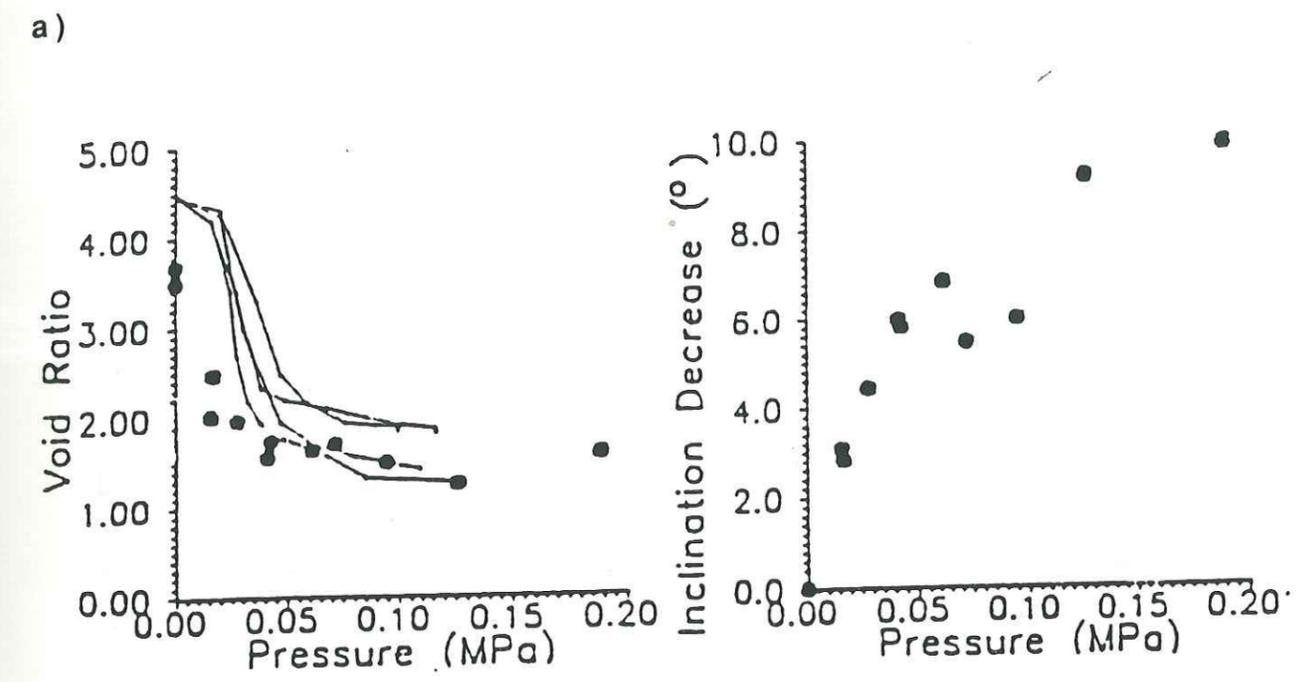


Figure II-8 : Erreur d'inclinaison en fonction de la compaction a) Kodama et Sun, 1990
 b) Arason et Levi, 1990.

mêmes rotations impliquant une diminution de l'intensité de l'aimantation et éventuellement des erreurs d'inclinaison.

La relation entre l'erreur d'inclinaison ΔI et la compaction $\Delta V/V$ est alors décrite par l'équation [Arason et Levi, 1990b ; Anson et Kodama, 1987] :

$$\tan (I-\Delta I) = (1-a \Delta V/V) \tan (I)$$

Le paramètre a varie dans ce cas d'étude de 1 à 2 et a pu être estimé à 4 en utilisant les données de Celaya et Clement [1988].

Ces résultats sont encourageants mais on peut se demander si la porosité constitue un paramètre d'estimation absolument fiable de la compaction à cause des dépendances possibles de celle-ci avec la lithologie. De plus cela supposerait une porosité initiale constante du sédiment, alors que celle-ci dépend des conditions et du taux de sédimentation, ainsi que de la lithologie.

En fait plusieurs phénomènes interagissent. La perte de la teneur en eau liée à la compaction serait aussi dépendante du taux de carbonate. Celaya et Clement [1988] montrent que pour un taux de $\text{CaCO}_3 > 80\%$, la teneur en eau diminue avec la profondeur et s'accompagne d'une erreur d'inclinaison, tandis qu'elle ne varierait pas dans le cas de sédiments à plus faible pourcentage de carbonates. Ce phénomène est lié à la nature même du sédiment carbonaté qui permet le stockage de l'eau dans les microfossiles calcaires. Lors de la compaction, la pression de fluide des carbonates, et donc la contrainte effective s'exerçant sur les grains, est contrôlée par les conditions de drainage [Hill, 1986] elles mêmes liées à la teneur en argile terrigène. Un fort pourcentage de carbonate associé à une faible teneur en argile va faciliter le drainage et permettre la compaction du sédiment.

La mobilité des grains dans le sédiment est autant fonction de la taille et de la forme des particules que de la porosité du sédiment. Une approche théorique permet à Hamano [1980] de proposer un modèle de calcul d'acquisition de la rémanence, c'est à dire du temps de blocage des grains, incluant les effets de la consolidation, de la forme des grains, et une estimation de la porosité (Figure II-9).

Ce modèle permet de définir, pour une forme de grain donnée, un taux de porosité critique, à partir duquel la constante de temps de décroissance de l'alignement, normalisée à l'alignement initial, devient infinie quelle que soit la taille des grains. Cette porosité critique correspond donc à la profondeur de blocage des grains. Elle est dépendante de la forme de ceux-ci, déterminée par le rapport de leur grand axe sur leur petit axe (rapport a/c) : plus l'anisotropie de forme des grains est élevée, et plus la profondeur de blocage des grains sera faible.

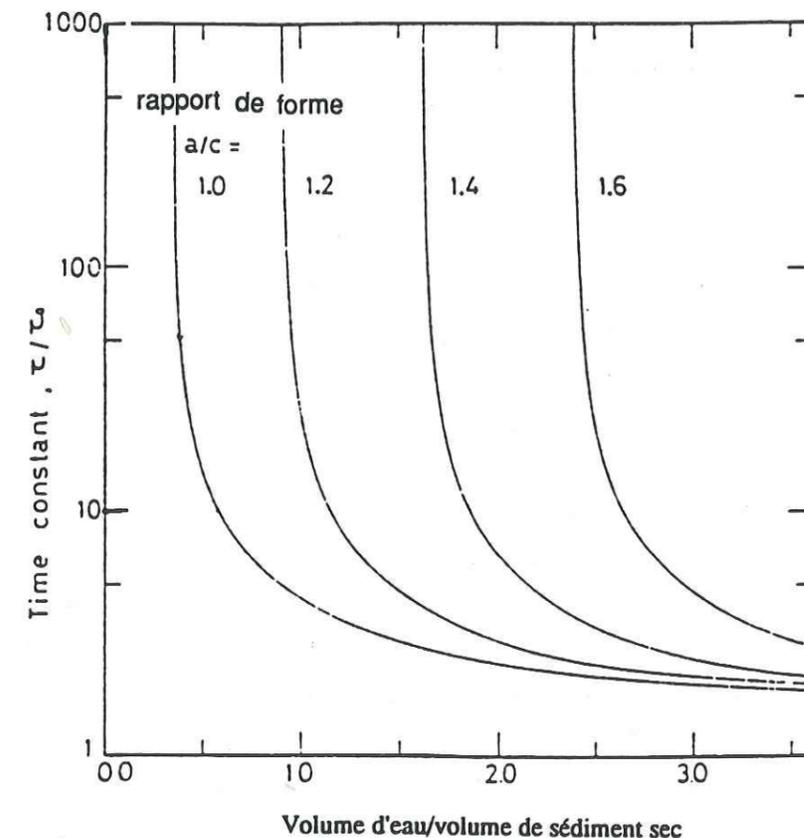


Figure II-9 : Modèle d'évolution de la constante de temps de l'ARD en fonction de la porosité du sédiment pour différentes formes de grains, (Hamano, 1980).

II-3-3 Taux de sédimentation

Le taux de sédimentation et les propriétés intrinsèques du sédiment telles que la nature, la taille des particules détritiques, sont dépendant d'une somme de facteurs externes tels que la situation géographique, les conditions climatiques, etc... Le taux de sédimentation influe alors sur la vitesse à laquelle la porosité du sédiment évolue vers la profondeur de blocage des grains ainsi que, indirectement, sur l'importance de la bioturbation et de l'authigénèse. Ce taux de sédimentation contrôle donc le rapport ARD/ARPD et constitue de ce fait un critère important permettant de mieux cerner la fiabilité de l'enregistrement magnétique sédimentaire. Toutefois, la littérature est peu claire sur ce sujet et souvent contradictoire si l'on cherche à établir une relation entre taux de sédimentation et erreur d'inclinaison. Il est tout de même probable que la création d'erreurs d'inclinaison soit plutôt favorisée dans des sédiments à fort taux de sédimentation, combiné à une granulométrie plus grossière, et ce pour plusieurs raisons :

- La bioturbation détruisant la fabrique sédimentaire liée au dépôt et permettant le plus souvent la création d'une ARPD exempte d'erreur d'inclinaison est moins fréquente dans les milieux à fort taux de sédimentation que dans les sédiments océaniques profonds à faible vitesse de sédimentation (cf § II-3-1).
- Un taux de sédimentation élevé est aussi associé à une diminution rapide de la porosité ne favorisant pas les réorientations qui peuvent détruire ou réduire ces erreurs.
- Un taux de sédimentation élevé accélère la compaction, et celle-ci peut générer des erreurs d'inclinaison (cf § II-3-2).

De nombreux auteurs observent effectivement des erreurs d'inclinaison dans des sédiments à fort taux de sédimentation [Granar, 1958 ; Griffiths et al., 1960 ; Creer, 1974 ; Blow and Hamilton, 1975 ; Arason and Levi, 1990a].

Thompson and Kelts [1974] ont montré de même que l'inclinaison et l'intensité de l'ARN de turbidites provenant du lac de Zug en Suisse étaient plus faibles dans les couches basales, correspondant à un fort taux de sédimentation et des grains grossiers que dans les couches supérieures de sédiment fins, à faible vitesse de sédimentation, et dont la teneur en eau permettait plus aisément l'acquisition d'une ARPD. Cela explique aussi qu'une erreur d'inclinaison soit souvent observée dans les expériences de résédimentation sous champ en laboratoire où les vitesses de sédimentation sont tellement plus importantes que dans la nature (souvent de l'ordre du cm par jour par rapport aux taux naturels variant de quelque mm/1000 ans à plusieurs dizaines de cm/1000 ans).

II-3-4 Déformations post-détritiques

Les sédiments peuvent subir un certain nombre de déformations entre l'époque de la diagenèse et le moment où ils seront mesurés en laboratoire. Ces déformations agiront simultanément sur la fabrique sédimentaire et donc sur les directions des axes d'anisotropie, mais aussi de l'ARD ou de l'ARPD [Lowrie et Kligfield, 1981]

Il peut s'agir, en premier lieu des déformations tectoniques. L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique interprétée en fonction de la nature des grains peut permettre de détecter les fabriques tectoniques, en particulier la détermination des linéations d'étirement. Il est possible de modéliser quantitativement la relation entre déformation tectonique et anisotropie [Hrouda, 1982, Rochette et Vialon, 1984 ; Lamarche et Rochette, 1987b ; Borradaile, 1988]. Dans les sédiments peu ou non consolidés, l'anisotropie liée à la déformation se traduit d'abord par un axe K_1 perpendiculaire à la direction de compression (avec un axe K_3 vertical) puis éventuellement, K_3 quitte le pôle de stratification pour devenir parallèle à la direction de compression (cf Kissel et al., [1986] et Lamarche, [1987], p125)

Des déformations plus désorganisées comme les slumping ou les remobilisations du sédiment liées aux micro-secousses sismiques peuvent par ailleurs entraîner la perte totale de la fabrique sédimentaire et de la cohérence des données d'ARN.

D'autre part, des déformations liées à l'échantillonnage peuvent affecter la fabrique d'un sédiment et donc la fiabilité des données d'anisotropie. Ce problème est illustré par les résultats d'anisotropie obtenus sur la carotte MD 80308, provenant du plateau des Kerguelen (Figure II-10). Les carottes ont été échantillonnées à l'aide de deux types de boîtes cubiques : des boîtes standards type colbert à faces parfaitement parallèles entre 0 et 8,45 m et des boîtes dont les faces ne sont pas strictement parallèles en dessous de 8,45 mètres. Dans la partie inférieure, le degré d'anisotropie P est erratique et ses valeurs peuvent atteindre 1.03. De plus, dans cette partie située en dessous de 8,45 mètres, l'ellipsoïde de susceptibilité est principalement allongé et présente des axes K_1 regroupés selon la direction de pénétration des cubes (N-S) et des axes K_3 horizontaux E-W. Ces caractéristiques sont dues aux contraintes exercées par le resserrement des faces lors de la pénétration de la boîte, entraînant une constriction du sédiment. Elles apparaissent aussi mais sont nettement moins prononcées dans la partie supérieure qui a été échantillonnée par des cubes dont les faces plus parallèles ont produit une déformation moindre : Le degré d'anisotropie P est plus faible et présente des variations beaucoup moins importantes. L'ellipsoïde est plutôt aplati mais les axes K_1 sont toujours proches de la direction N-S et les axes K_3

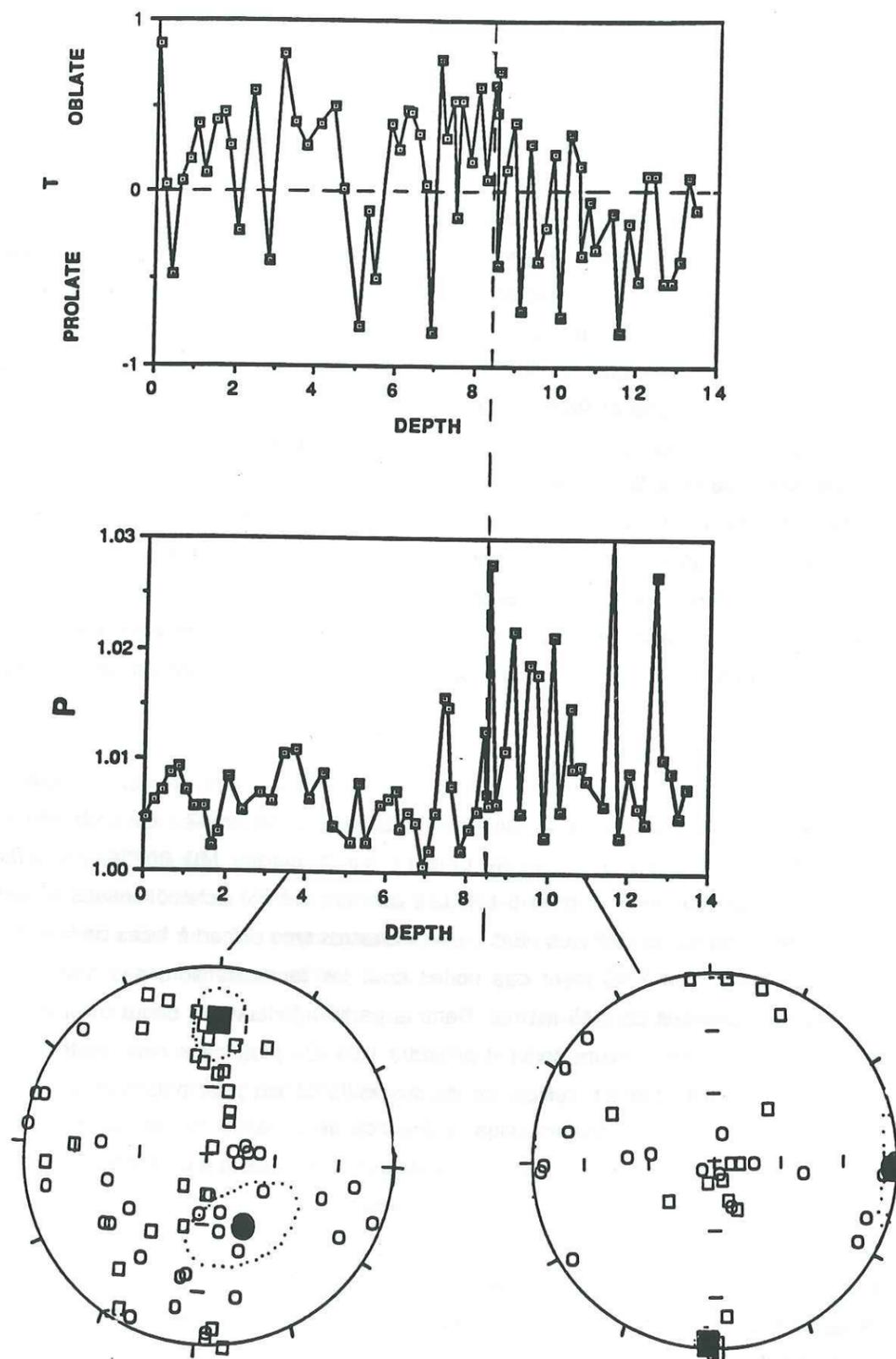


Figure II-10 : Effet de l'échantillonnage sur des sédiments non consolidés - carottes MD80308, plateau des kerguelen.

ne sont pas vraiment verticaux, comme on pourrait s'y attendre puisqu'il s'agit de sédiments non consolidés, peu profonds et peu déformés. Cet exemple confirme d'autre part la fiabilité et la sensibilité de l'ASM pour la détection de déformations relativement faibles dans les sédiments.

II-4 Conclusion

L'aimantation rémanente dans les sédiments apparaît donc comme la résultante d'une somme de processus complexes et variés dont les effets sont étroitement imbriqués. Si l'action isolée de certains paramètres est aujourd'hui mieux connue, leur combinaison dans le cas de milieux naturels reste complexe et rend difficile l'application des modèles théoriques aux sédiments naturels.

La diversité des résultats obtenus souligne la nécessité de la mise au point, d'une part, de traitements adéquats de l'aimantation rémanente naturelle et, d'autre part, de méthodes permettant de tester la validité des interprétations faites à partir des enregistrements paléomagnétiques.

En effet, la fiabilité de l'ARN en tant qu'enregistreur du paléochamp magnétique, fondamentale pour le paléomagnétisme, est limitée par des biais directionnels (erreurs d'inclinaison) et temporels (filtrage par les sédiments). Ces biais sont dus à des processus qui affectent parallèlement l'anisotropie. L'étude de l'anisotropie qui fournit des informations indépendantes du champ géomagnétique sur la fabrication du sédiment permet donc de contraindre cette fiabilité. On espère en particulier identifier les processus d'acquisition de la rémanence grâce à l'anisotropie, et corréler les erreurs d'inclinaison E_i et le taux d'anisotropie.

TROISIEME PARTIE :

**ETUDES DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE DANS DES
SEDIMENTS NON CONSOLIDES - APPLICATION A LA
DETECTION DES ERREURS D'INCLINAISON.**

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

I- INTRODUCTION

Les erreurs d'inclinaison de l'ARN qui peuvent se produire lors de l'enregistrement du signal paléomagnétique sont le résultat, nous l'avons vu, d'une variété de mécanismes (effets de dépôt, coagulation, compaction, etc...), liés le plus souvent à la nature, la taille et surtout la forme des particules possédant un moment rémanent et de celles constituant la matrice non magnétique. De tous ces mécanismes résulte, directement ou indirectement, une tendance statistique d'alignement des grains non sphériques selon une direction plus proche de l'horizontale que si l'orientation s'était effectuée uniquement sous l'effet des forces géomagnétiques.

Or, cette orientation préférentielle des particules de forme anisotrope s'exprime par une anisotropie de susceptibilité magnétique à l'échelle du sédiment. La mesure de cette anisotropie permettra donc de quantifier la part de l'orientation préférentielle qui est liée aux propriétés intrinsèques anisotropes des particules du sédiment. Une éventuelle corrélation entre les valeurs d'anisotropie et les variations de l'inclinaison de l'ARN constituerait alors la preuve de l'existence d'une erreur d'inclinaison. Il serait alors possible de corriger celle-ci en tenant compte de ce degré d'anisotropie.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est depuis longtemps utilisée pour l'étude des paléocourants et, plus généralement, pour détecter la fabrique d'une roche sédimentaire [Ising, 1942 ; Graham, 1954 ; Granar, 1958 ; Rees, 1965 ; Hamilton et Rees, 1970 ; Kent et Lowrie, 1975].

Plus récemment, Mc Cabe et al. [1985] ont proposé d'utiliser l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique (ASA). Cette technique n'a été que rarement exploitée [Rochette, 1988b ; Jackson et al., 1988, 1989, 1991] mais possède de réelles potentialités pour l'étude de l'acquisition de l'ARD par les sédiments. Il s'agit d'une anisotropie de rémanence qui contrairement à l'ASM possède l'avantage de mesurer uniquement les contributions ferromagnétiques, et plus particulièrement celle de la magnétite.

En effet, l'aimantation rémanente anhystérétique (ARA) est portée plutôt par les grains monodomaines et pseudo-monodomaines et possède un spectre de coercivité proche de celui de l'ARD [Mc Cabe et al., 1985]. Les contributions des minéraux à fortes coercivités comme l'hématite ou la goethite sont atténuées, et celle de la magnétite s'en trouve renforcée. Pour ces raisons, l'ASA se rapproche plus de l'ARD que l'anisotropie de susceptibilité en champ faible et constitue une méthode adéquate pour la détection des erreurs d'inclinaison de l'ARD.

Nous avons donc utilisé, pour la détermination des valeurs d'anisotropie, la méthode d'ASA dont le protocole est décrit au chapitre I. On obtient ainsi, pour chaque échantillon, un degré d'anisotropie que l'on appellera H_a , qui correspond au rapport de l'ARA induite selon l'horizontale (moyenne sur deux mesures de directions perpendiculaires), et de l'ARA induite selon la verticale (moyenne sur deux mesures de sens opposé).

L'assimilation du paramètre H_a au degré d'anisotropie tel qu'il est généralement calculé, c'est à dire à partir de 9 ou 15 mesures, est basée sur deux suppositions qui seront discutées et vérifiées en II-2, ci après. Il s'agit d'une part de la coaxialité des ellipsoïdes d'ASM et d'ASA, puisque le contrôle de la fabrique (ellipsoïde planaire, plan de foliation horizontal) se fait grâce aux mesures d'ASM, et d'autre part du fait que le paramètre H_a de notre méthode est bien équivalent au paramètre correspondant qui aurait été déterminé après mesure du tenseur complet d'ASA. Ce paramètre correspondant est, en l'occurrence, égal à $(P_a + F_a)/2$, P_a et F_a étant les paramètres classiques d'anisotropie, dérivant du tenseur total d'ASA.

II- APPLICATION DE LA TECHNIQUE DE L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE AUX CAROTTES RC DE L'ATLANTIQUE NORD.

II-1 Situation et données sédimentologiques

Les carottes RC 2202 et 2214 ont été prélevées à la base du talus continental Atlantique (à 4210 et 4925m de profondeur respectivement), au large de New-York, à environ 41° de latitude Nord ("Hebble Rise"). Ces sédiments quaternaires récents (pré-holocène), essentiellement constitués d'argiles, ont été déposés par des courants thermiques. Malheureusement nous ne disposons d'aucun critère de datation, si ce n'est un âge correspondant à la période Brunhes (< 0.78 Ma).

Shor et al. [1984] ont utilisé l'anisotropie de susceptibilité en champ faible afin de déterminer quel type de courant - contourite ou turbidites - prédominait dans cette région. Ils ont observé deux faciès principaux :

- des silts fortement laminés
- des argiles ou silts argileux ne présentant pas, visuellement, de structure bien définie.

L'enregistrement des directions d'ARN sur ces carottes présente une anomalie d'inclinaison variable en fonction de la profondeur (grossièrement cyclique) pouvant

atteindre 30° par rapport à la valeur attendue du champ, si l'on se réfère à l'hypothèse d'un champ dipolaire axial. De plus, les fortes valeurs d'ASM de ces sédiments, ainsi que le fait qu'ils proviennent d'une latitude moyenne - ce qui suppose une plus grande sensibilité à la création d'une erreur d'inclinaison - en font un objet d'étude bien approprié à la détection des erreurs d'inclinaison par l'anisotropie d'ARA.

II-2 Les carottes RC 2202 et RC 2214 : Résultats

L'anisotropie d'ARA, déterminée pour chaque échantillon des carottes RC selon le protocole décrit au chapitre I, a été utilisée comme technique de correction des erreurs d'inclinaison. Cette étude a fait l'objet d'un article paru dans le Bulletin de la Société Géologique de France, 1993, qui expose la méthode et ses résultats puis discute ses potentialités et ses limites.

DETECTION AND CORRECTION OF INCLINATION SHALLOWING IN DEEP SEA SEDIMENTS USING THE ANISOTROPY OF ANHYSTERETIC REMANENCE.

H. Collombat *, P. Rochette ** and D.V. Kent ***

(*Bull. Soc. Géol. France*, 1993, t.164, n°1, pp 103-111)

Key words. - Inclination error, anisotropy, susceptibility, anhysteretic remanent magnetization, preferred orientation.

Abstract. - Paleomagnetic data from pre-Holocene to recent deep sea sediments from the continental rise of Eastern North America exhibit a cyclical inclination shallowing, up to 30° with respect to the geocentric axial dipole value. This shallowing is strongly correlated with a ratio of anhysteretic remanent magnetization (ARM) anisotropy determined from a four position ARM anisotropy method. It is therefore proving that inclination variations in these cores are not due to paleosecular variation but in part to a bias in the remanence recording processes linked to depositional anisotropy. This study suggests that ARM anisotropy could provide a method to identify and correct for inclination shallowing in natural sediments.

DETECTION ET CORRECTION DES ERREURS D'INCLINAISON DANS DES SEDIMENTS OCEANIQUES PROFONDS PAR L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE.

Mots clés. - Erreur d'inclinaison, anisotropie, susceptibilité, aimantation rémanente anhystérétique, orientation préférentielle.

Résumé. - Des données paléomagnétiques provenant de sédiments océaniques profonds, d'âge pré-holocène à actuel, et prélevés à la base du talus continental Nord Atlantique, ont montré une erreur d'inclinaison cyclique jusqu'à 30° par rapport à la valeur du dipole axial géocentrique. Cette erreur d'inclinaison est fortement corrélée avec le degré d'anisotropie de l'aimantation rémanente anhystérétique (ARA), déterminée à partir d'une méthode utilisant quatre positions de mesures d'ARA. Cette corrélation prouve que les variations de l'inclinaison dans ces carottes ne sont pas dues aux paléovariations séculaires mais au moins en partie à un biais introduit lors du processus d'enregistrement de la rémanence et lié à l'anisotropie de dépôt. Cette étude suggère que l'anisotropie d'ARA pourrait constituer une méthode pour identifier et corriger les erreurs d'inclinaison dans les sédiments.

* Observatoire de Grenoble, LGIT-IRIGM, BP 53X 38041 Grenoble Cedex France.

** Laboratoire de Géochimie et magnétisme des roches, case 431 Faculté St Jérôme 13397 Marseille Cedex 20 France.

*** Department of Geological Sciences and Lamont Doherty Geological Observatory Columbia University, Palisades New-York.

II-2-1- INTRODUCTION

Unconsolidated recent sediments have been shown to be accurate and stable recorders of paleomagnetic field directions. Lacustrine and marine sediments are therefore widely used for magnetostratigraphic, paleomagnetic secular variation (PSV) and reversal studies. However, some sediments exhibit a natural remanence inclination (INRM) systematically shallower than the geomagnetic field inclination (I_f) at their locations (e.g. Blow and Hamilton, 1978; Morgan, 1979). This inclination shallowing, ($\Delta I = I_f - INRM$), is related to the preferred orientation of the axes of the remanence carrying magnetic grains within the horizontal plane.

Inclination shallowing and preferred orientation are both caused by gravitational torques and compaction effects, which tend to overcome the magnetic torques that would alone produce an overall magnetization parallel to the ambient field.

This preferred orientation, also exemplified by the usual occurrence of magnetic anisotropy in those sediments, has been attributed either to depositional effects, mainly controlled by grain size and shape (King, 1955; Verosub, 1977;), or to postdepositional compaction (e.g. Anson and Kodama, 1987; Celaya and Clement, 1988; Deamer and Kodama, 1990; Arason and Levi, 1990a).

In fine-grained, slowly deposited and often bioturbated deep-sea sediments, depositional effects are usually not preserved, leading to a post-depositional remanence (Kent, 1973) with no inclination error when the sediment is not compacted. The lack of preferred orientation in such sediments results in very weak anisotropy (Schneider and Rochette, 1990). Subsequent compaction, significant for burial on the order of 10 to 100 m, can induce inclination shallowing up to 10-20° (e.g. Celaya and Clement, 1988). On the other hand, sediments from continental margins or lacustrine environments, either laminated or containing a dominant coarse fraction usually carry a large anisotropy and a detrital remanence that can yield a strong inclination error. For example Tauxe and Kent (1984) observed a substantial inclination error in both river-laid ($\Delta I = 25^\circ$) and experimentally deposited sediments which varies as:

$$\tan(I_0) = f \cdot \tan(I_f)$$

Khan et al. (1988), report ΔI of the order of 20° in Siwalik quaternary sandstones, while we observed a $\Delta I = 30^\circ$ in a flood deposit from February 1990 in the Isère valley (France) (Collombat, 1990).

Considering such high values, it appears that the reliability of paleomagnetic applications of inclination data from sediments, including paleosecular variation and paleolatitude studies, requires a technique to detect and moreover quantify the inclination shallowing independently from estimated paleofield inclination. The most reliable method would be to establish a correlation between anisotropy degree and ΔI , as successfully done by Jackson et al., (1991) for artificial sediments deposited in the laboratory. They found a good agreement between their data and the relation :

$$\tan(I_f) = P \cdot \tan(I_{NRM}) \quad \{1\},$$

where P is the ratio between maximum and minimum principal axes of the magnetic ellipsoid, i.e. horizontal and vertical values. The purpose of this letter is to investigate this correlation for natural sediments.

Magnetic anisotropy is most commonly evaluated using low field susceptibility (AMS). However, this technique, although characterized by a high rapidity and precision, has two disadvantages for the purpose of comparison with the NRM : low field susceptibility is influenced (1) more by larger multidomain than single domain or pseudo-single domain grains, in contrast to NRM, and (2) by the matrix minerals, mainly paramagnetic clays for sediments (Rochette, 1987). It is therefore preferable to measure the anisotropy of the NRM carrying particles. This is possible by using the anisotropy of anhysteretic remanence (AAR) (McCabe et al., 1985; Jackson et al., 1991).

II-2-2- SAMPLING AND DATA ANALYSIS

Samples from two piston cores (RC 2214 and RC 2202) from the Nova Scotia continental rise (depth : 4210-4925 m; 41°N, 61°W) were selected for this study, as the original investigation by Shor et al.(1984) showed a strong anisotropy and variable inclinations between 30° and 70° compared to the expected 61° geocentric axial dipole inclination (GAD) (Fig. 1a). The sediments are laminated red-brown lutite of Pleistocene age within Brunhes epoch. Unfortunately no better age constrain is available but the large detrital input favours the hypothesis that the whole sequence was deposited in the last climatic cycle. Silicate grain size varies from clay to sand size with a magnetic mineralogy dominated by magnetite. Detailed lithologic and magnetic properties of both cores are summarized in Shor et al. (1984).

Because the sites are located at middle latitudes (40° to 42°) they are most sensitive to inclination shallowing. Moreover, the recent age of the sediments

excludes the hypothesis of a tectonic drift to explain the low inclination values, while a paleosecular variation signal should show symmetric oscillations around the dipole value. Therefore, the piston cores RC 2202 and RC 2214 provide suitable material for studying the association of anisotropy and inclination shallowing.

The cores were re-sampled for the present study with a mean interval of 20 cm. Progressive demagnetization of pilot samples up to 100 mT shows that 30 mT is sufficient to remove the viscous component resulting from a ten year storage, and that no high coercivity components are present. The 68 samples were demagnetized in an alternating field of 30 mT and measured with a Molspin spinner to define the characteristic remanent magnetization. NRM intensity is of the order of 10 mA/m, well above the sensitivity of the spinner (0.05 mA/m).

The AMS of all samples was determined using a high sensitivity bridge : KLY-2 manufactured by Geofizika, Brno. Useful parameters derived from the principal axis of the susceptibility ellipsoid $K_1 \geq K_2 \geq K_3$, are $P=K_1/K_3$, $F=K_2/K_3$, the angle θ between core axis and K_3 and the parameter T characterizing the shape of the susceptibility ellipsoid (Jelínek, 1981) which varies between +1 for an oblate shape and -1 for a prolate shape. The corresponding anhysteretic anisotropy parameters, defined by the ratio of the principal ARM magnitude are $P_a=ARM_1/ARM_3$ and $F_a=ARM_2/ARM_3$.

For both cores AMS and NRM data versus depth are in complete agreement with the original data from Shor et al.(1984).

The ARM was acquired in an alternating field of 90 mT in the presence of a 1 mT steady field. Measurements were made after a 5 minute delay, to reduce the impact of any short-period viscosity. ARM were given and measured in four directions: up, down and along the two perpendicular horizontal edges of our cubic samples. We define the ARM anisotropy ratio (H_a) as the ratio of mean ARM induced in the horizontal plane to mean ARM induced in the vertical direction. The measurement procedure enabled us to estimate the repeatability of the measurements in the vertical direction and to average the anisotropy within the bedding plane. This anisotropy due to paleocurrents (Shor et al., 1984), is indeed quite important as shown by an averaged relative difference of 1.2 % between the two horizontal measurements. The measurement noise, determined by an averaged relative difference of only 0.5 % for the two vertical measurements, allows us to define a noise level of ± 0.01 for H_a ($\Delta H_a/H_a \approx 2 \Delta ARM_v/ARM_v$).

The expression of our ratio is :

$$H_a = \frac{ARM_{NS} + ARM_{EW}}{2 ARM_v}$$

How does this parameter compare to the more usual Pa and Fa parameters derived from the principal axes of the ARM ellipsoid?

If we assume that the vertical axis corresponds to the minimum axis of magnetic anisotropy ($ARM_3 = ARM_v$) and that $ARM_{NS} + ARM_{EW}$ is a good estimate of $ARM_1 + ARM_2$ (see Appendix for justification of these approximations), the expression of our ratio as a function of the principal anisotropy parameters becomes:

$$H_a \approx \frac{ARM_1 + ARM_2}{2 ARM_3} = \frac{P_a + F_a}{2}$$

This procedure involving 4 measurements, is much less time-consuming than the complete ellipsoid determination which requires 9 or 15 measurements depending on the procedure used. For the purpose of correlating AAR and inclination error in samples with triaxial symmetry ($P_a \neq F_a$) the use of Pa parameter in equation {1} is correct if the field has the same declination as ARM1 but Pa must be replaced by Fa if the field azimuth is parallel to ARM2. Therefore in the general case one should use the average of Pa and Fa.

Our H_a parameter is only appropriate if the assumption of planar horizontal fabric is reasonably fulfilled (θ close to 0 and T close to 1). This can be tested using the AMS results, assuming that AMS and AAR ellipsoids are coaxial. In order to verify this assumption, the full AAR ellipsoid was determined, using a cryogenic magnetometer in the Institute of Rock Magnetism of Minneapolis, for 10 selected samples covering the whole range of P and q values (Stereoplots of fig. 2a).

These results show that AMS and AAR directions are very similar, with practically coincident individual directions. This is particularly visible for the four samples exhibiting $\theta > 10^\circ$ (fig. 2a). The good agreement between H_a (4 measurements scheme) and $(P_a + F_a)/2$ from these 10 samples appears excellent (fig. 2b).

The equivalence between AMS and AAR ellipsoids, directly checked on the selected samples can also be appreciated on the whole dataset by comparing H_a and P (Fig.3) : a very good linear correlation is observed with a slope of 2 and a regression coefficient of 0.97. In fact this is in agreement with the relationship $P_{TRM} = P^2$, predicted and experimentally verified for TRM anisotropy by Cogné (1987).

So it appears justified to use AMS to select samples with planar horizontal fabric. In such samples H_a is a valid approximation of the anisotropy degree that could control inclination shallowing. In order to take into account θ values different from 0 due to sampling uncertainties we have designed a corrected parameter H'_a . Assuming that the anhysteretic and low field susceptibility fabrics are coaxial, it is indeed possible to correct H_a for the difference between the sample and geographic reference frames, corresponding to the θ angle. The expression of corrected H'_a value as a

function of H_a and θ is given in the appendix. Paleomagnetic inclination can also be "bedding corrected" using the AMS magnetic foliation.

II-2-3- CORRELATION BETWEEN ANISOTROPY AND INCLINATION

On a plot of H_a and reduced inclination (i.e. the difference between GAD inclination and characteristic inclination I_{NRM}) versus depth (Fig.4), these parameters appear very strongly correlated in the two cores for samples below 5 m depth, except for 3 samples between 8 and 9 m in core 2214. As expected reduced inclinations near zero correspond to nearly isotropic samples ($H_a=1$).

Such a correlation suggests that paleosecular variation is not the main cause of our inclination variation and argues for the alternative explanation of inclination shallowing : $I_{NRM} - I_{GAD} \approx \Delta I$. For the samples above 5 m depth, the correlation is not so distinct but this is likely due to disorganization within the soft sediment related to the coring (Shor et al. 1984).

The form of the relation between I_f and I_{NRM} and anisotropy should be similar to equation {1}. In order to propose a relation to correct ΔI , We have plotted $\ln(\tan I_{GAD} / \tan I_{NRM})$ versus $\ln(H_a)$. For samples below 5 m of both cores, it shows a reasonable linear correlation (Fig.5a), with a regression coefficient of 0.534. However, the slope of the correlation line, corresponding to the n coefficient in equation {1} is 3.05, instead of the expected value of unity following Jackson et al. (1991).

AMS results (Fig.1c) also show a surprisingly good correlation between P ratio and reduced inclination below 5 m, proving once more that both AMS and AAR techniques measure qualitatively the same fabric. Logarithmic correlation with inclination on the same set of data yield a coefficient of 0.548 and a slope of 5.7. However high field susceptibility measurements on two samples from our RC cores show that the contribution of paramagnetic matrix minerals to the low field susceptibility (Rochette, 1987) is of the order of 20%. Therefore the relationship established in these cores between P ratio and inclination shallowing would be strongly dependent on lithology and not directly applicable to others sediments.

The θ angle is usually close to zero with shape parameter in the oblate field ($T > 0$) as expected for an undisturbed sedimentary fabric (Fig. 1b). Rejection of samples with $\theta > 20^\circ$ can be considered to improve the dataset. In fact many of the rejected samples are from above 5 m, especially for 2214, and correlate with T values in the prolate field, thus confirming the suggested physical disturbance of the top of the cores. θ values near 90 correlate with H_a values near or below 1. In such cases H_a values are meaningless because they are estimated assuming that $\theta=0$. The

fact that both ARM and AMS fabrics appear to have a maximum along the vertical, rules out an explanation of the high value of θ involving reverse fabric due to single domain magnetite (Rochette, 1988). In such a case the ARM should show a minimum along the vertical.

For the remaining 32 samples corrected H_a' and inclination values can be obtained. Such a correction does not improve the grouping of NRM directions as a whole : using the method of McFadden and Reid, (1982) the confidence angle for the 32 selected samples increases from 5.7° to 5.9° after correction; however the correlation between inclination and anisotropy ratio is improved after the correction and rejection of samples with large θ values and one sample with anomalously high inclination ($I_{NRM} = 80^\circ$) (Fig.4b). The correlation coefficient became 0.632 but the slope (3.0) is not significantly modified.

II-2-4 - DISCUSSION

Measurements of the ARM anisotropy of the RC deep sea sedimentary cores demonstrate the existence of an anisotropy-induced inclination shallowing. A less biased image of the geomagnetic field is obtained using the relation : $\tan(I_f) = H_a^n \cdot \tan(I_{NRM})$ with $n=3$, assuming that, on the average, the field would be equal to the GAD model or at least, that I_{NRM} should be statistically independent of H_a .

In our study, the origin of the inclination shallowing and of its variability are important to assess. For a further development of a general method to identify and quantitatively correct inclination shallowing, the validity of such a law in other cases is critical. Let us first consider the sedimentological context. Our sediments below 5 m are laminated reddish-brown silty-clays with a low carbonate content (between 10 and 15%) and a variable silt content (up to 40%).

Our results are more likely explained by depositional effects than by compaction, for the following reasons :

- according to the various compaction models of Arason and Levi (1990b) a $\Delta I = 30^\circ$ corresponds to a volume change of at least 0.5, a value quite unrealistic for a depth of a few meters in such sediments. The same authors report a $\Delta I = 5^\circ$ and volume change of 0.1 in DSDP clays from similar latitude at a depth of 100 m.

- compaction induced inclination shallowing in a homogeneous lithology such as in the RC cores should produce gently increasing downcore ΔI curves instead of cyclic curves. However the general trend superposed on the cycles, particularly visible on RC2202, may be related to compaction.

- the silt laminations observed in the wet sediment, the large anisotropy ratio measured, together with the presence of paleocurrent lineations all suggest that a

strong depositional fabric is present in the sediment. A ΔI value of 30° can be easily produced by deposition (e.g. Collombat, 1990). Also, experiments have shown that ΔI can be sensitive to relative clay concentration (Lu et al., 1990)

Two models can be proposed for the origin of ΔI and H_a variations :

- 1) the original fabric is homogeneous along cores but has been reset by bioturbation in some part of the cores. Indeed bioturbation tends to randomize the fabric producing P values near 1 and resetting the DRM to a pDRM strictly parallel to the field, as observed in other deep sea sediments. The observed variability could be due to variable depositional rate, productivity of the plankton, bottom water oxygenation, etc.

- 2) the original fabric is actually cyclic. Such cyclicity may be related to the interpretation of Shor et al. (1984) in terms of mixed turbidites and contourite facies, the latter being less anisotropic. It may also arise as a consequence of climatically controlled variations in magnetic grain size and matrix composition.

Arguments for the second explanation may be found in RC2214 where the silt content curve (Fig.4 of Shor et al., 1984) shows distinct maxima that match reasonably the maxima on H_a below 5 m. Correlation between azimuth of current flow lineation and H_a values may also be expected. However lineations are essentially along slope (contourite) in RC2202 and downslope (turbidite) in RC2214. The only two samples in RC2214 showing contourite affinity have H_a values near 1, in agreement with the results of Shor et al. (1984) revealing stronger fabric for turbiditic levels.

Quantitative measurement of lamination intensity can provide important confirmation of inference based on magnetic fabric. However wet sediment pictures only allow qualitative observation. Therefore in order to visualize and quantify the structure and the organization within the sediment, we made X-ray scanner sections of our samples in collaboration with the laboratoire de Mécanique et Acoustique, CNRS Marseille, using a technique described by Reynaud et al. (1989). The images reflect very accurately radiologic density contrasts, controlled by mineralogy or porosity, on a vertical section of 3 mm width (Fig. 6). Most of the samples show an horizontal stratification. However, some samples reveal strongly disorganized structures, particularly in RC2214 above 5 m where the silt fraction is zero.

As indicated on the four scanner images, the inclination error and the H_a ratio are correlated with the degree of organization within the sediment. The sample with stronger anisotropy show well defined continuous laminae. When H_a decreases these laminae become more and more disrupted. This progressive disruption would favor model 1 involving bioturbation. This correlation is yet only qualitative but it

provides a further support for a direct link between inclination shallowing and the sediment structure.

II-2-5- A GENERAL METHOD FOR INCLINATION CORRECTION ?

To see whether the ARM anisotropy method is applicable to other cases of inclination shallowing, the lacustrine interglacial Riss-Würm deposit near Grenoble ("argiles d'Eybens") were investigated. The sedimentology and paleomagnetism of these varved gray silty clays have been studied in an 80 m long core (Montjuvent and Uselle, 1973; Biquand, 1981). Preliminary results on new samples show a strong anisotropy, with H_a ratio quite constant around 1.6, i.e. larger than the maximum value in RC core, while the averaged inclination of the whole section is not significantly different from the GAD values. On the other hand, our flood deposit with $\Delta I=30^\circ$ yields $H_a=1.37$. Maximum values observed in RC2214 are quite compatible. These examples suggest that the relation derived from RC cores data is not universally applicable to other sections.

Theoretical considerations may lead to the same pessimistic view. In fact the proposed relation between H_a , INRM and I_f reflects the relative efficiency of preferred orientation in the acquisition of a magnetic anisotropy and of a deviation of NRM. This is likely to depend on the intrinsic properties of the grains, mainly their size and shape. One can hope that a normalization of H_a by the total anisotropy available in the sample (i.e. the one observed for perfect orientation) would help to overcome that problem. Experiments on orientation in high field of the resuspended sediment will be needed.

On the other hand the processes that orient the grains in natural condition should determine the quantitative relationship we are looking for. Different laws may be expected for compaction and deposition effects, while relative grain size and matrix mechanical behavior are also probably key parameters. One can therefore conclude that development of theoretical models as well as numerous studies where inclination shallowing can be estimated and correlated with H_a are necessary before being able to quantitatively correct paleoinclinations in ancient sedimentary rocks.

For the moment our results on the RC cores strongly suggest that paleoinclination variations should not be equated to paleosecular variation without testing for a relationship between I variation and anisotropy intensity, most preferably measured using the AAR technique. Any statistical correlation between H_a and INRM should be a warning that there are significant inclination errors. These can be corrected by making I independent of H_a , by whatever law is necessary.

Acknowledgements : We are deeply indebted to M. Jackson and D. Schneider for fruitful comments, to S. Banerjee and M. Jackson for allowing us to perform AAS measurement in Minneapolis and to E. Carrio and M. Mazerolle for the help in the X-ray study. Curatorial assistance was supported by ONR grant N00014-87-K-0204 and NSF grant OCE-88-00001. This study was funded by CNRS (DBT program "instabilité", contribution 482).

References

- Anson, G.L. and K. P. Kodama, Compaction-induced shallowing of the post depositional remanent magnetization in a synthetic sediment, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88, 673-692, 1987.
- Arason, P. and S. Levi, Compaction and inclination shallowing in deep sea sediments from the Pacific ocean, *Geophys. J. Res.*, 95, 4501-4510, 1990a.
- Arason, P. and S. Levi, Models of inclination shallowing during sediment compaction, *J. Geophys. Res.*, 95, 4481-4500, 1990b.
- Biquand, D., Infidélité paléomagnétique observée dans une formation lacustre varvée quaternaire dite : 'argiles d'Eybens' (Grenoble, France), *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1196-1217, 1982.
- Blow, R. A. and N. Hamilton, Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine-grained sediments. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 52, 13-23, 1978.
- Celaya M. A. and B. M. Clement, Inclination shallowing in deep sea sediments from the north Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 52-55, 1988.
- Cogné J.P., TRM deviations in anisotropic assemblages of MD magnetite. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 1013-1023, 1987.
- Collombat H., Fidélité de l'enregistrement du champ magnétique terrestre par les sédiments océaniques profonds, DEA Thesis, Université de Grenoble, 36 p, 1990.
- Deamer G.A. and K.P. Kodama, : Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments. *J. Geophys. Res.* 95, 4511-4530, 1990.
- Jackson, M., W. Gruber, J. Marvin, and S. Banerjee. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy : applications and grain-size dependence. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 440-443, 1988.
- Jackson, M., S. Banerjee, and J. Marvin, Detrital remanence, inclination errors and anhysteretic remanence anisotropy: quantitative model and experimental results, *Geophys. J., Int.*, 104, 1991.
- Jelinek, V., Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, 79, T63-67, 1981.
- Kent, D.V., Post-depositional remanence in deep-sea sediments, *Nature* 246, 32-4, 1973.
- Khan, M.J., N.D. Opdyke and R.A.K. Tahirkheli, Magnetic stratigraphy of the Siwalik group, Northwestern Pakistan, and the timing of neogene tectonics of the trans Indus, *J. Geophys. Res.*, 93, 11773-11790, 1988.
- King, R.F., Remanent magnetism of artificially deposited sediments, *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, 7, 115-134, 1955.
- Levi, S. and S. Banerjee, On the origin of inclination shallowing in redeposited sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4383-4389, 1990.
- Lu R., S.K. Banerjee and J. Marvin, Effect of clay mineralogy and the electrical conductivity of water on the acquisition of depositional remanent magnetization in sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4531-4538, 1990.
- McCabe, C., M. Jackson, and B. B. Ellwood, Magnetic anisotropy in the Trenton limestone : results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 333-336, 1985.
- McFadden, P. L. and A. B. Reid, Analysis of paleomagnetic inclination data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 69, 307-319, 1982.
- Monjuvent, G. and J.P. Uselle, Interpretation des "argiles" d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A. 1969. *Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire*. 1973.

- Morgan, G.E., Paleomagnetic results from DSDP site 398, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., 47, 599-611, 1979.
- Raynaud S., D. Fabre, F. Mazerolle et H. Latiere, Analysis of the internal structure of rocks and characterization of mechanical deformation by a non-destructive method: the X-ray tomodensimetry, Tectonophysics, 159,149-159, 1989.
- Rochette P., Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, J. Struct. Geol., 9, 1015-1020, 1987.
- Rochette P., Inverse magnetic fabric in carbonate bearing rock, Earth Planet. Sci. Lett., 90, 229-237, 1988.
- Shor A.N., D.V. Kent and R.D. Flood, Contourite or turbidite?: magnetic fabric of fine-grained Quaternary sediment, Nova Scotia continental rise, in D. Stow and D. Piper ed., Fine grained sediments, Geol. Soc. Spec. Publ., 15, 257-273, 1984.
- Schneider D. and P. Rochette, Use of AMS to measure penetration angle in deep-sea piston cores, IAGA Symposium in Bechyne, Czechoslovakia September 1990.
- Tauxe L. and D. Kent, Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, Geophys.J.R.astr.Soc., 77, 543-561, 1984.
- Verosub, K.L., Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments, Rev. Geophys., 15, 129-143, 1977.

Figure captions:

Figure 1: Paleomagnetic data and magnetic parameters versus depth in cores RC22-14 and 22-02; a) inclination of NRM after cleaning in a tumbling AF of 30 mT, compared to GAD inclination. b) T, shape parameter (grey lignes) and angle θ between minimum AMS axis (K3) and sample vertical axis (solid lignes); c) low field anisotropy of magnetic susceptibility ratio P (K1/K3).

Figure 1 : Données paléomagnétiques et paramètres magnétiques en fonction de la profondeur dans les carottes RC 22-14 et RC 22-02; a) inclinaison de l'ARN après désaimantation par champ alternatif de 30 mT, comparée à l'inclinaison du dipole axial géocentrique. b) T, paramètre de forme (losanges et traits grisés) et angle θ (carrés, lignes noires) entre l'axe d'ASM minimum (K3) et la verticale des échantillons; c) degré d'anisotropie de susceptibilité en champ faible P (K1/K3).

Figure 2a : Directions of the principal axes for anisotropy of anhysteretic susceptibility (AAS) ellipsoid compared to that of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). K1 are shown by empty squares and K3 by empty circles. a, b, c,d are showing respectively sample 422, 780, 930 and 968 from core RC2214.

Figure 2a : Comparaison des directions des axes de susceptibilité principaux pour l'ellipsoïde d'ASA et celui d'ASM. Les carrés vides représentent l'axe K1 et les cercles vides les axes K3. a,b,c,d designent respectivement les échantillons 422, 780, 930 et 968 de la carotte RC2214.

Figure 2b : Correlation between the ratio Ha and the corresponding ratio $(P_a+F_a)/2$ using the anisotropy parameters as determined by full ellipsoid determination.

Figure 2b : Corrélation entre le taux d'anisotropie Ha et le taux correspondant $P_a+F_a/2$ lorsqu'on utilise les paramètres d'anisotropie résultant de la détermination du tenseur total d'anisotropie.

Figure 3 : Relation between the ARM anisotropy ratio Ha and the AMS ratio P.

Figure 3 : Relation entre le degré d'anisotropie de susceptibilité anhystérique Ha et le degré d'ASM, P.

Figure 4 : Correlation between ARM anisotropy ratio Ha and reduced inclination of NRM demagnetized in 30 mT.

- Ha (diamonds, shaded line) and IGAD - INRM (squares, solid line) for core RC2214
- Ha (squares, solid line) and IGAD - INRM (diamonds, shaded line) for core RC2202

Figure 4 : Corrélation entre le degré d'anisotropie d'ARA Ha et l'anomalie d'inclinaison de l'ARN démagnétisée à 30 mT.

- Ha (losanges, traits grisés) et IGAD - INRM (carrés, traits pleins) pour RC2214.
- Ha (carrés, traits pleins) et IGAD - INRM (losanges, traits grisés) pour RC2202.

Figure 5 : plot of $\ln(\tan(\text{IGAD})/\tan(\text{INRM}))$ versus $\ln(\text{Ha})$ for samples of RC2214 and 2202 below 5 m; a) all samples with uncorrected data; b) INRM and Ha data corrected from angle θ with rejection of samples with $q > 20$.

Figure 5 : Relation entre $\ln(\tan(\text{IDAG})/\tan(\text{IARN}))$ et $\ln(\text{Ha})$ pour les échantillons de RC2214 et RC 2202 en dessous de 5 m; a) Données non corrigées pour la totalité des échantillons ; b) données de IARN et Ha corrigées d'après l'angle θ après rejet des échantillons dont $\theta > 20$.

Figure 6 : X-ray scanner sections of paleomagnetic samples perpendicular to the horizontal bedding plane. 4 cubic samples of 20 mm were selected in RC2214 and RC 2202 and round shaped to avoid focusing of the X ray beam. Depth and anisotropy ratio Ha of each sample is indicated.

Figure 6 : Coupe scanner des échantillons paléomagnétiques perpendiculairement au plan de stratification horizontale. 4 échantillons cubiques de 20 mm ont été sélectionnés puis arrondis afin d'éviter les effets de diffractions des rayons X. La profondeur et le degré d'anisotropie Ha de chaque échantillon est indiquée.

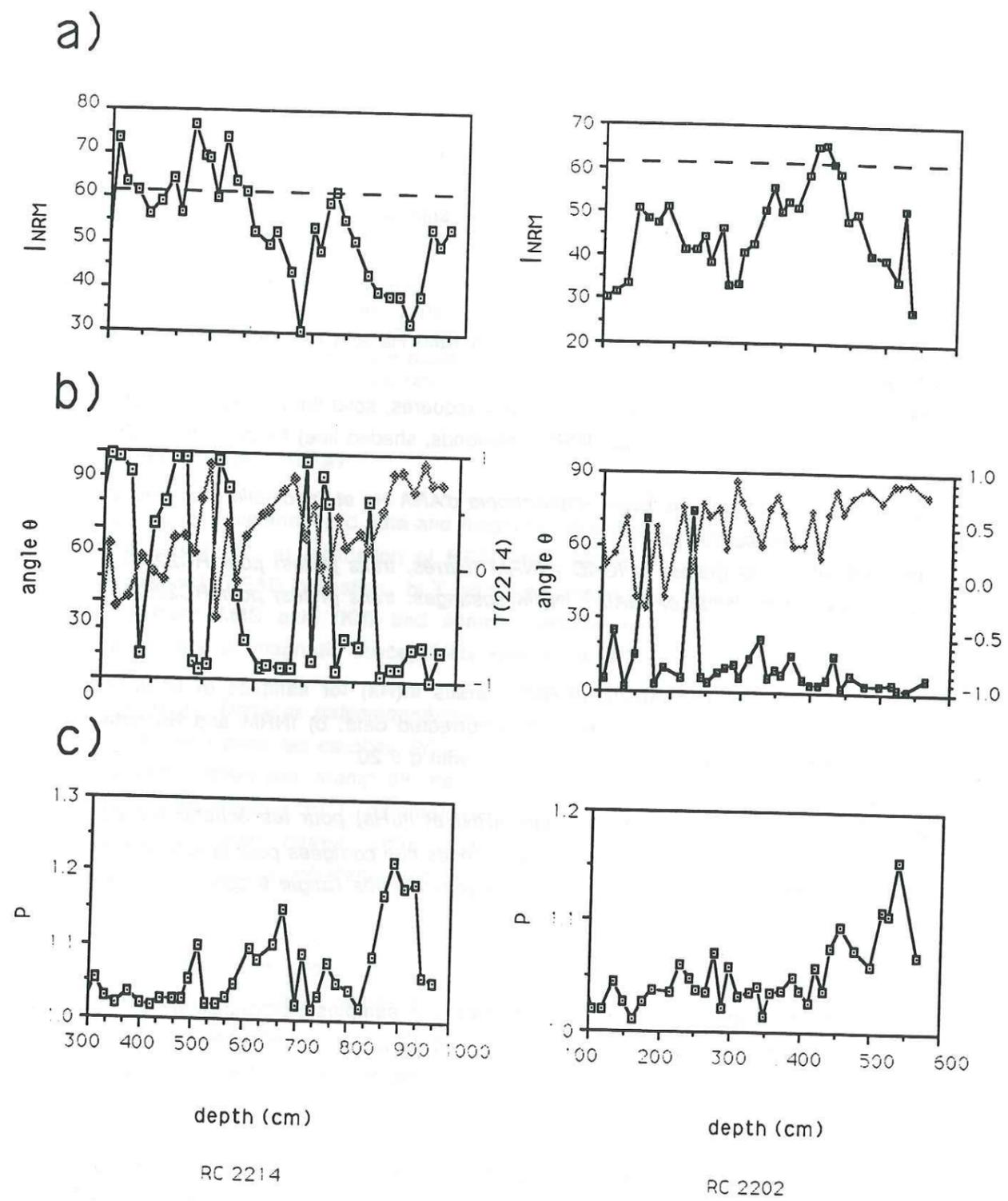


Figure 1-

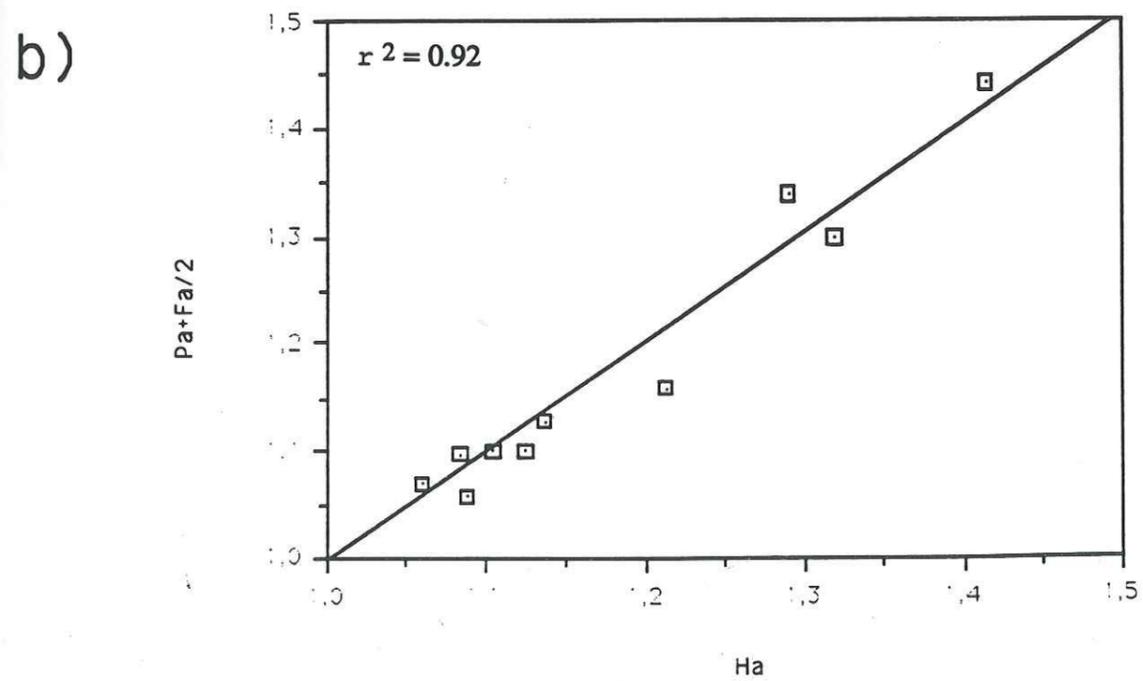
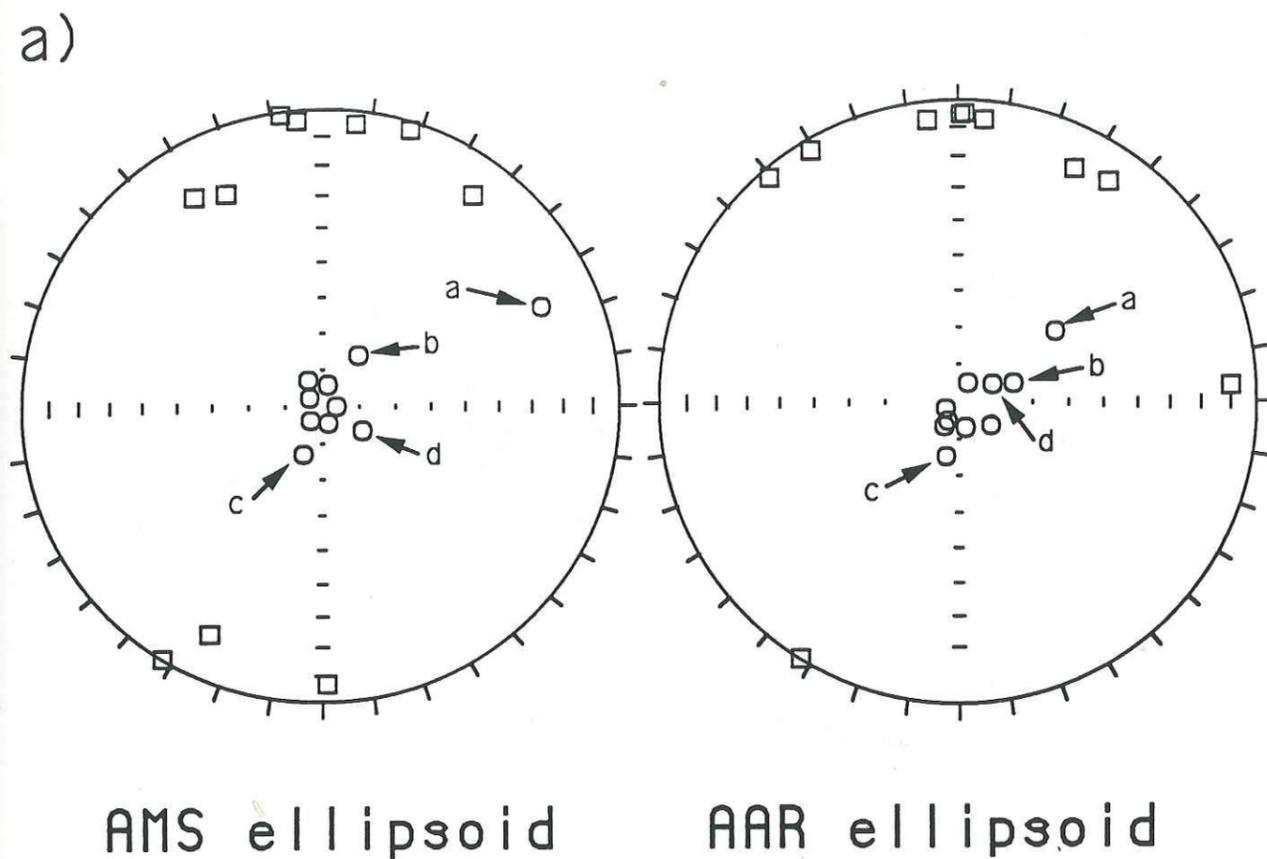


Figure 2 -

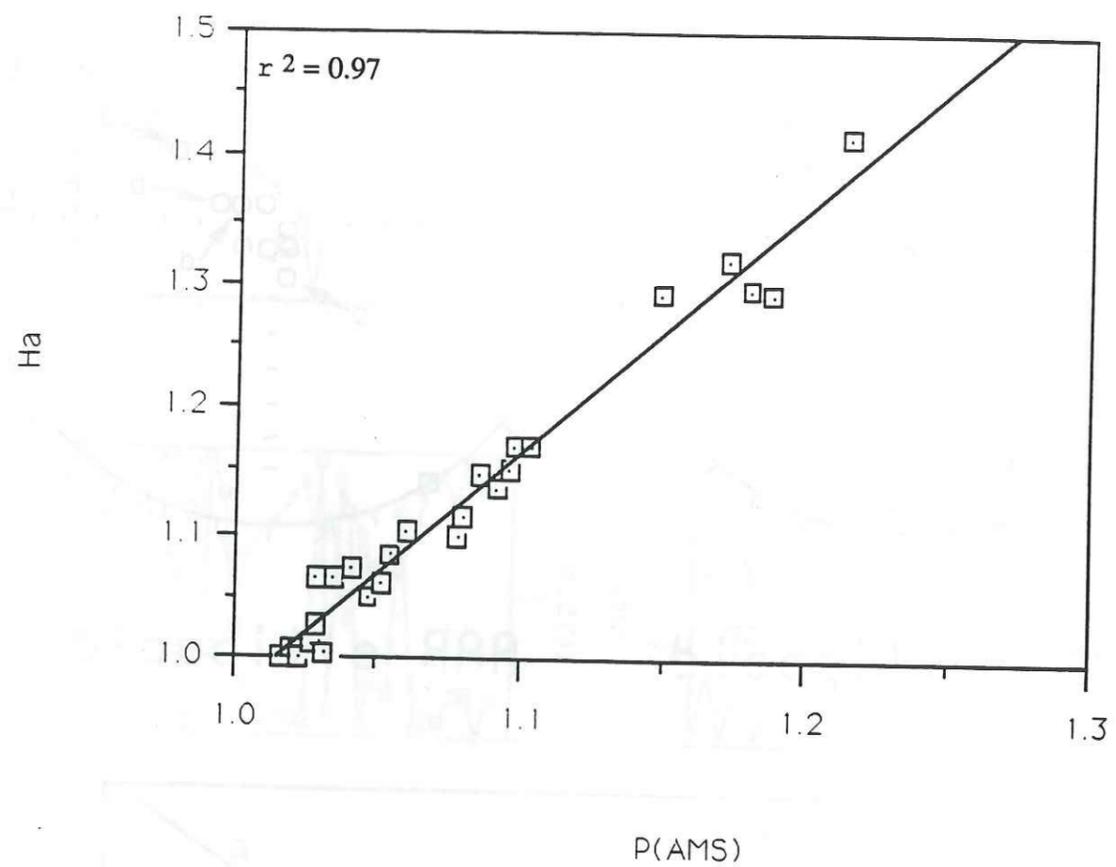


Figure 3 -

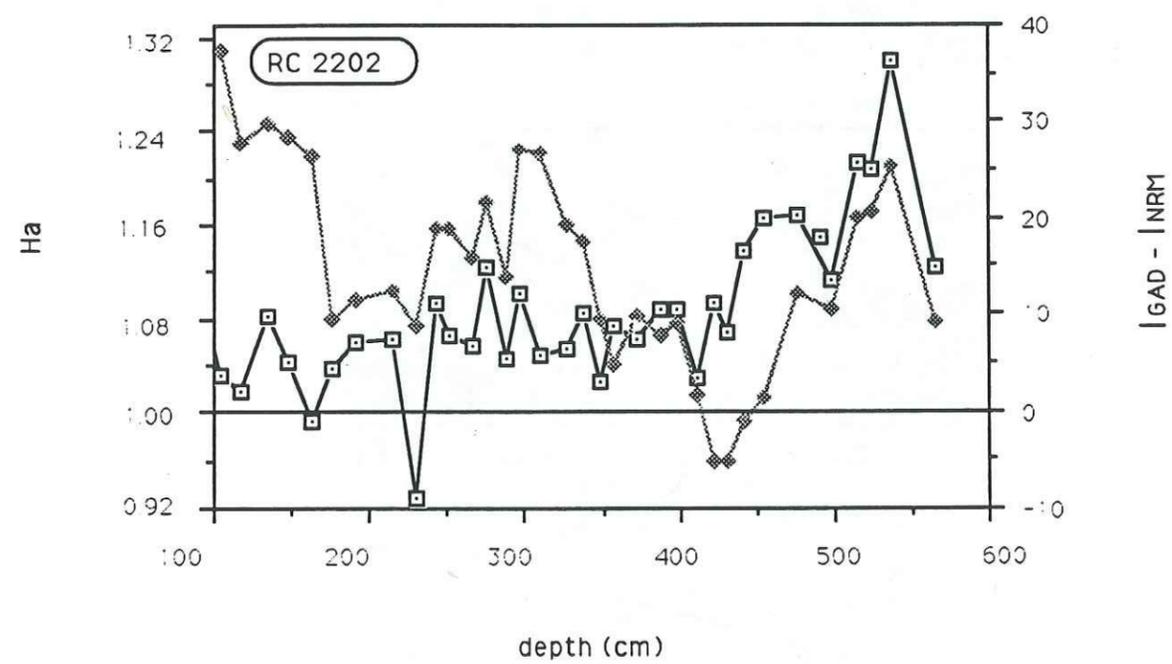
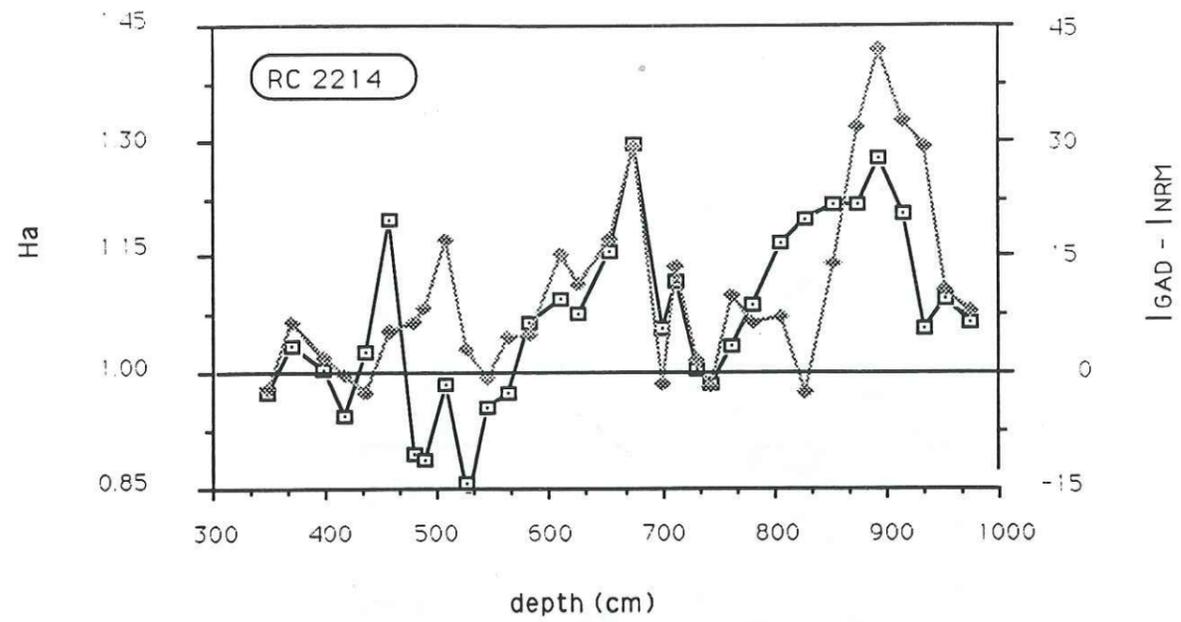


Figure 4-

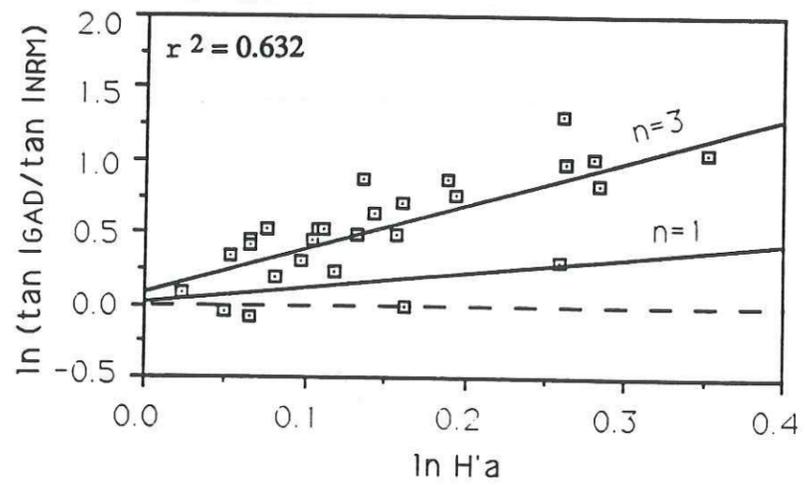
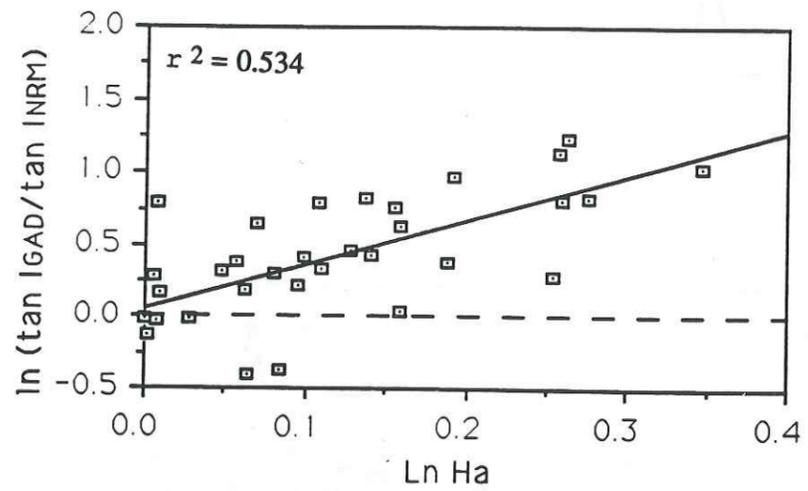
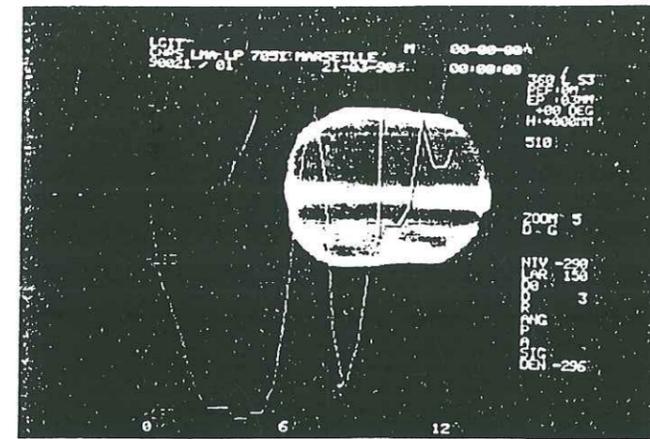
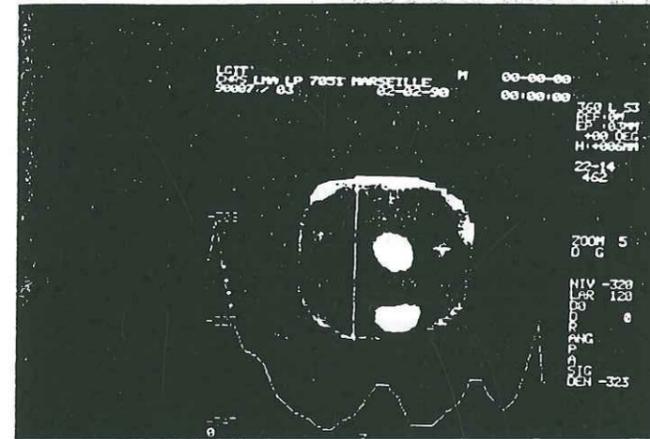


Figure 5-

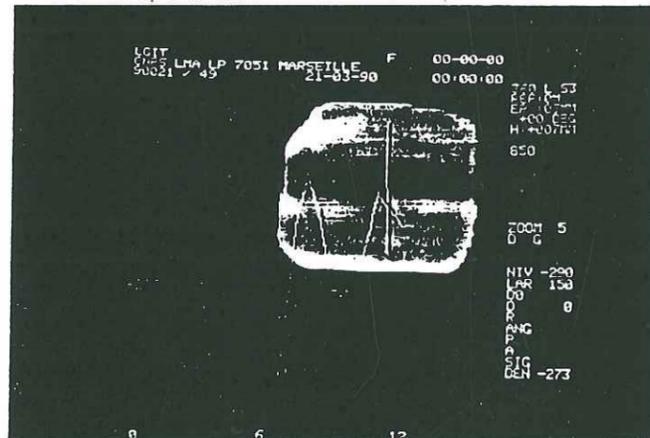
RC 2202 : depth 510 cm
Pa = 1.172



RC 2214 : depth 462 cm
Pa = 0.974



RC 2214 : depth 850 cm
Pa = 1.146



RC 2202 : depth 498 cm
Pa = 1.11

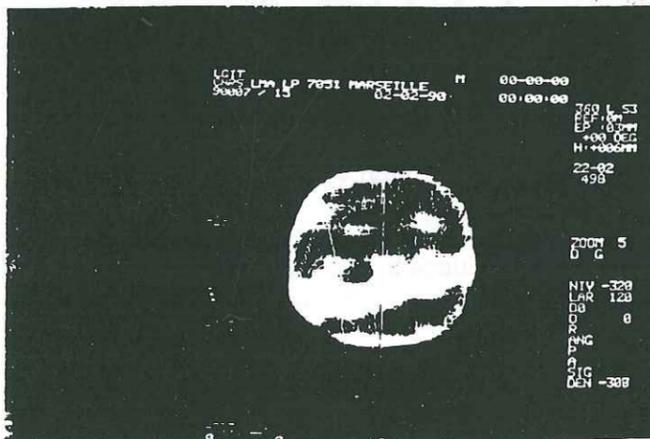


figure 6-

II-3 Complément de minéralogie magnétique

Les résultats obtenus sur les carottes RC 2202 et RC 2214 ont souligné la nécessité des études de minéralogie magnétique dans la généralisation de la relation entre l'erreur d'inclinaison de l'ARN celle du champ géomagnétique et l'anisotropie magnétique des sédiments. En particulier, des investigations supplémentaires sur la détermination de la taille et de la forme des particules constituant la fraction magnétique pourraient permettre de mieux contraindre cette relation.

II-3-1 Identification des minéraux magnétiques

Nous avons tout d'abord déterminés la nature de la fraction magnétique présente dans le sédiment. Les techniques que nous avons employées sont : la diffraction des rayons X, effectuée à l'aide d'un diffractomètre Philips (radiation $\text{Cu}\alpha$), l'étude des courbes d'acquisition d'ARI, et l'étude du comportement thermomagnétique d'un échantillon de poudre enrichie au moyen d'une balance de Curie. Nous avons procédé à l'extraction de la fraction ferromagnétique au laboratoire de Gif-sur-Yvette, selon la méthode décrite au chapitre I. Les diffractions des rayons-X ainsi que les balances de Curie ont été effectuées par Erik Blanchard, au laboratoire du C.F.R. à Gif-sur-Yvette.

- La figure III-1a donne un exemple de deux spectres de rayons-X (avant et après chauffe par la balance de Curie) concernant un échantillon de la carotte RC 2202. Les spectres montrent la présence de la magnétite (raie à 2.52 Å) et l'apparition d'hématite après chauffe (raie à 2.69 Å et à 1.70 Å).

- La figure III-1b montre un exemple d'une courbe thermomagnétique obtenue à partir d'un échantillon de la carote RC 2202. Les balances de Curie n'ayant pas été faites sous azote, elles ne sont pas réversibles. Le spectre de désaimantation obtenu est typique de la prépondérance de la magnétite dans la fraction ferromagnétique, avec un point de Curie vers 580°C.

- L'étude des courbes d'acquisition d'ARI permet de distinguer les familles des titanomagnétites de celles des Ilménohématites dont les champs de saturation sont respectivement <0,2 T et >1 T (cf première partie, Figure I-12)

La Figure III-1c représente ces courbes d'acquisition de l'ARI pour deux échantillons pilotes (échantillons 338 et 422) provenant respectivement de RC 2202 et de RC 2214. Les courbes montrent clairement la dominance de la magnétite dans la fraction ferromagnétique, avec une saturation très rapide vers 0,2 T.

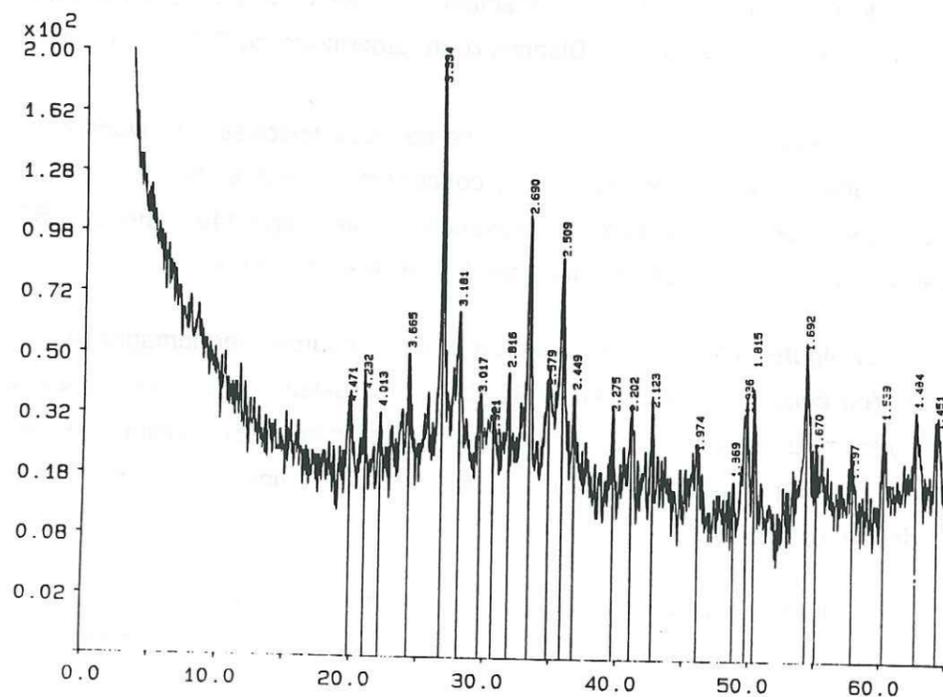
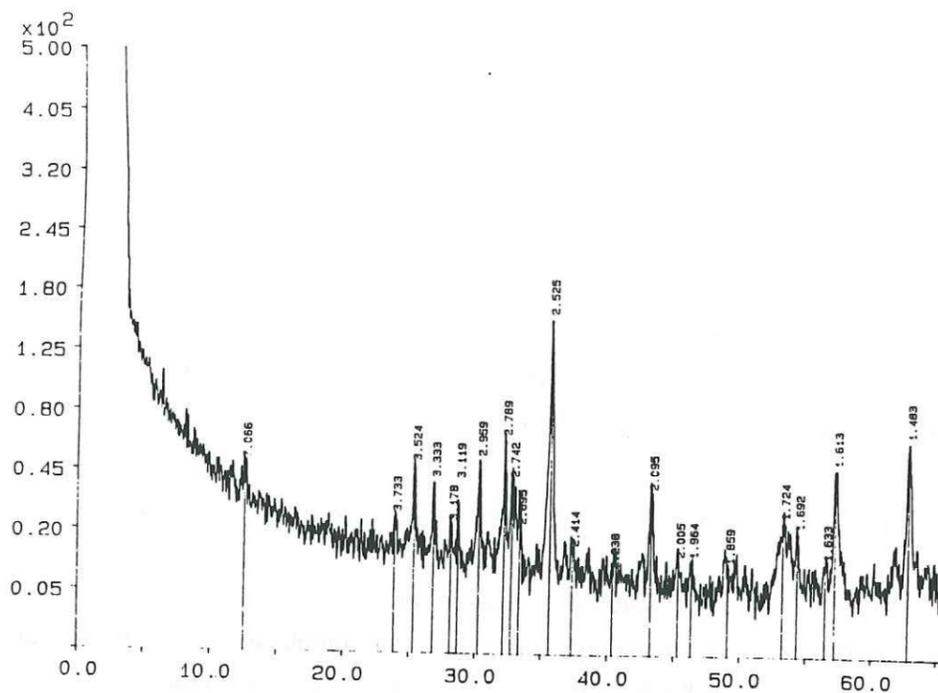


Figure III-1a : Spectres de diffraction des rayons X effectués sur une poudre enrichie d'un échantillon de la carotte RC 2202, avant chauffe (figure supérieure) et après chauffe (figure inférieure).

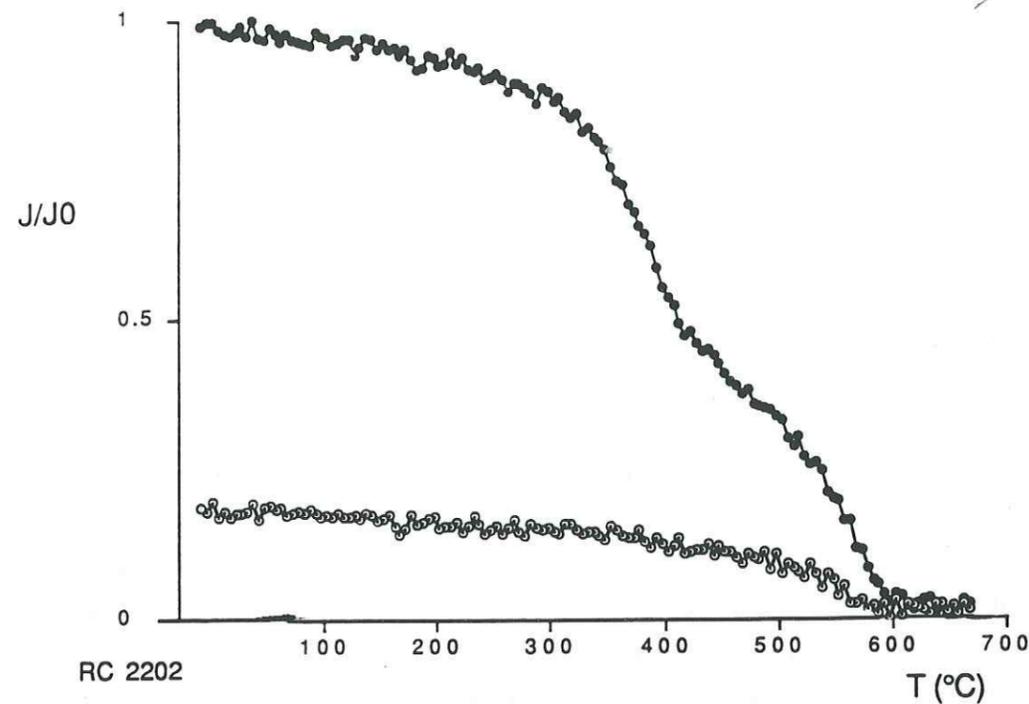


Figure III-1b : Courbe thermomagnétique en champ fort d'un échantillon de la carotte RC 2202. Nous avons un comportement caractéristique d'un échantillon contenant principalement de la magnétite (point de Curie à 580°C). Le point d'inflexion vers 400°C peut traduire la présence de sulfures ou de maghémite, qui se transforme en hématite vers 300-400°C. La chauffe est représentée en noir, le refroidissement en blanc.

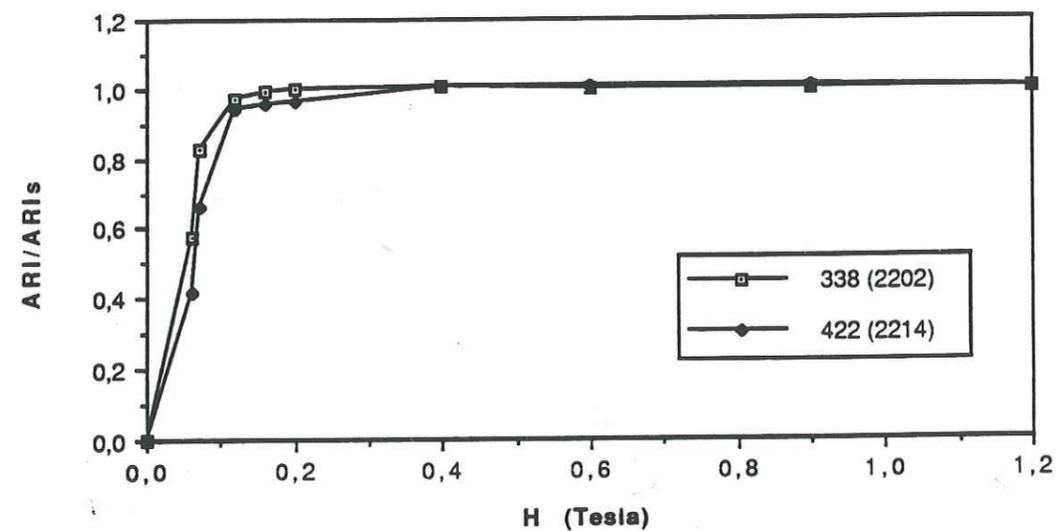


Figure III-1c : Courbes d'acquisition d'ARI pour deux échantillons pilotes des carotte RC 2202 (338) et RC 2214 (442). La saturation à 0.2T reflète la présence de magnétite.

II-3-2 Test de Lowrie-Fuller

Nous avons vu dans le chapitre II que la taille des grains était un facteur important dans les processus d'acquisition de l'aimantation, ainsi que dans la compréhension et l'analyse des paramètres magnétiques mesurés. Le test de Lowrie-Fuller, basé sur la stabilité relative de l'ARA et de l'ARI à la désaimantation, permet de déterminer si les grains présents sont monodomaines ou polydomaines.

Nous avons sélectionné plusieurs échantillons représentatifs pour chaque carotte. Chaque échantillon a été saturé à 1 T, puis désaimanté en champ alternatif (AF) par paliers successifs de 5 mT. La même opération a été effectuée après l'acquisition d'une ARA à 100 mT.

La comparaison des courbes de désaimantation AF de l'ARI et de l'ARA normalisées montre une meilleure stabilité de l'ARA à la désaimantation pour tous les échantillons (décroissance moins rapide de l'ARA). Cela est caractéristique de la présence de grains monodomaines à pseudo-monodomaines (Figure III-2).

Selon Harstra [1982a], la limite monodomaine-polydomaine correspond à une taille de grain de l'ordre de 5 à 10 μm , d'autres auteurs situent cette limite entre 10 et 20 μm (cf King [1982]). On peut donc estimer que la taille moyenne des grains de la

fraction magnétique est inférieure ou égale à 20 μm dans les carottes RC 2202 et RC 2214.

II-3-3 Le rapport susceptibilité anhystérétique sur susceptibilité ferromagnétique (K_a/K_f).

La susceptibilité anhystérétique K_a peut être déterminée par le rapport de l'ARA sur l'intensité du champ continu inducteur (fixé à 1 mT dans notre cas). Ce paramètre, de même que la susceptibilité en champ faible (K), dépend de la concentration de minéraux magnétiques et de l'état magnétique - monodomaine, pseudo-monodomaine ou polydomaine - de ces minéraux. K_a et K évoluent de façon continue lors du passage d'un état à l'autre mais pas dans le même sens : K augmente tandis que K_a diminue quand la taille des minéraux augmente. Le rapport K_a/K reflète donc les variations relatives de taille de grain [Banerjee et al., 1981 ; King et al., 1982, Hartstra, 1982b ; Bloemendal et al., 1992]. La figure III-3 illustre la dépendance de ce rapport en fonction de la taille des grains. Cet abaque (Figure III-3a) à été élaboré à partir d'échantillons contenant de la magnétite naturelle pure de taille et de concentration déterminées. Chaque droite passant par l'origine trace l'évolution

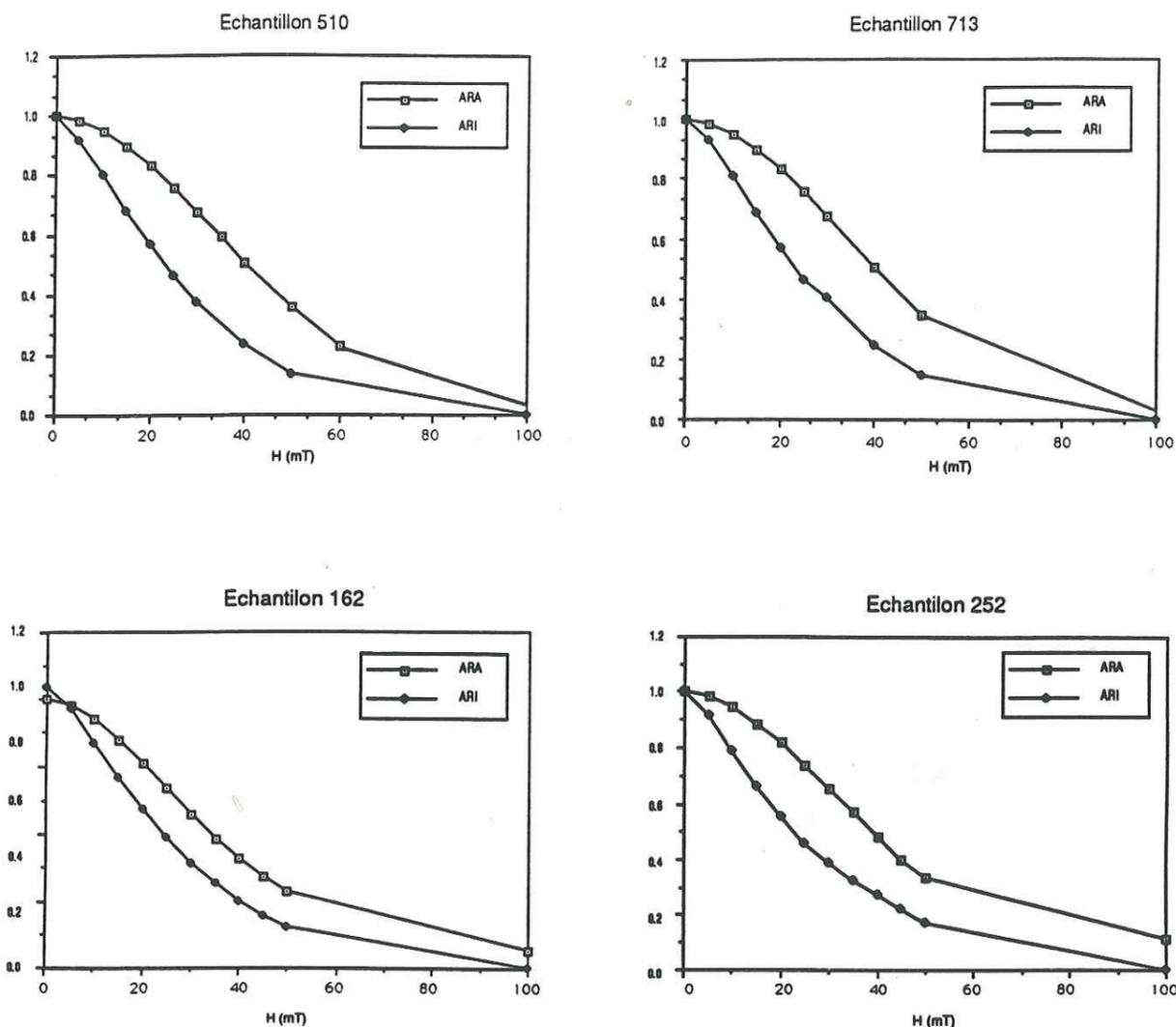


Figure III-2 : Tests de Lowrie-Fuller "modifiés" sur quelques échantillons des carottes RC 2202 et 2214. L'ARI et l'ARA sont normalisées, l'ARI est, de plus, réajustée afin d'obtenir des valeurs variant de 0 à 1.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

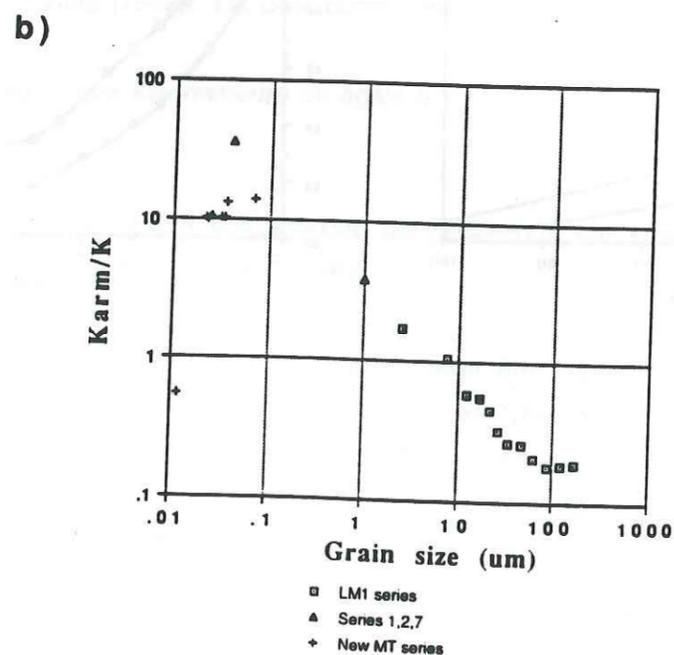
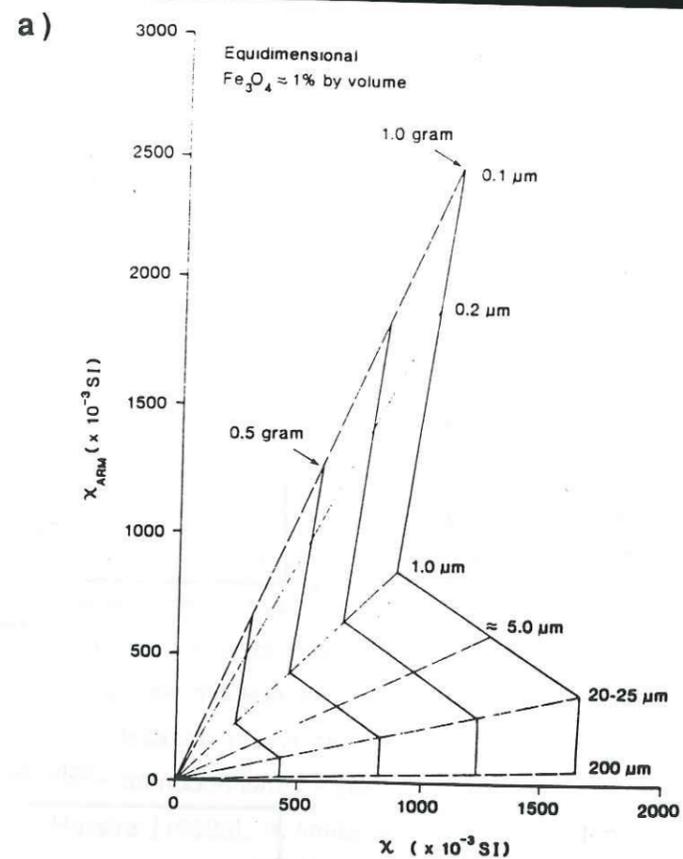


Figure III-3 : Dépendance du rapport K_{arm}/K et de la taille des grains. a) Diagramme de la susceptibilité ferromagnétique en fonction de la susceptibilité anhystérétique (en SI) et corrélée à la taille des grains [Bloemendal et al., 1992 (d'après King et al., 1982)]
 b) Variations de K_{arm}/K pour différentes tailles de grains. Les données proviennent de Harstra [1982a,b] (carrés), de King [1991] (triangles) et de Maher [1988] (croix) [Bloemendal et al., 1992].

des paramètres K_a et K avec la concentration de magnétite, pour une taille de grains donnée.

L'étude des rapports K_a/K et K_a/K_f permet donc de vérifier si les susceptibilités anhystérétique et ferromagnétique sont portées par les mêmes grains, ce qui entraîne, par voie de conséquence la coaxialité des ellipsoïdes d'anisotropie. La susceptibilité totale en champ faible (K) correspond à la somme de la susceptibilité ferromagnétique (K_f) et de matrice (K_{HF}) ($K = K_{HF} + K_f$). On obtient les valeurs de K_f indirectement, par soustraction des paramètres K_{HF} à K déterminés à partir du cycle d'hystérésis

On obtient pour la carotte RC 2214 une corrélation presque linéaire entre K_a et K et entre K_a et K_f (Figure III-4), mais le coefficient de corrélation est très faible. Les deux fabriques reflètent en partie le comportement de la même population de grains, ce qui est un argument supplémentaire en faveur de la coaxialité des fabriques. La corrélation n'est cependant pas excellente et reflète des variations de taille et/ou de minéralogie. Le rapport K_a/K_f varie de 1.8 à 2.3, ce qui correspond à une taille de grains de 1 à 3 μm selon les résultats de King et al., [1982]. Toutefois ces résultats ayant été obtenus sur magnétite pure, les valeurs de taille de grains déterminées ne sont pas absolues.

II-3-4 Détermination du cycle d'hystérésis au VSM.

La détermination du cycle d'hystérésis a été faite par P. Rochette, à l'aide d'un magnétomètre à échantillon vibrant (VSM), au Department of Geology and Geophysics, à Minneapolis, pour un certain nombre d'échantillons pilotes et nous a permis d'obtenir les valeurs des paramètres J_s , J_{rs} , H_c , H_{cr} et la susceptibilité en champ fort, K_{HF} .

On obtient pour les 10 échantillons sélectionnés des valeurs de H_{cr} comprises entre 45 et 48 mT (Figure III-5a) correspondant à des tailles de grain de l'ordre de 2 à 3 μm , d'après les résultats de Harstra [1982b] sur les relations entre la taille des grains de magnétite et le champ coercitif rémanent.

Le diagramme représentant J_{rs}/J_s en fonction de H_{cr}/H_c (Figure III-5b) permet de classer les grains dans le champ des pseudo-monodomains d'après les résultats de Day et al. [1977], affinant ainsi les résultats du test de Lowrie-Fuller.

II-3-5 ARA partielle : courbe d'acquisition et anisotropie.

Le spectre de coercivité des grains ferromagnétiques est fortement corrélé à la taille des grains [Dunlop, 1986a ; Marvin et al., 1986 ; Worm et Markert, 1987].

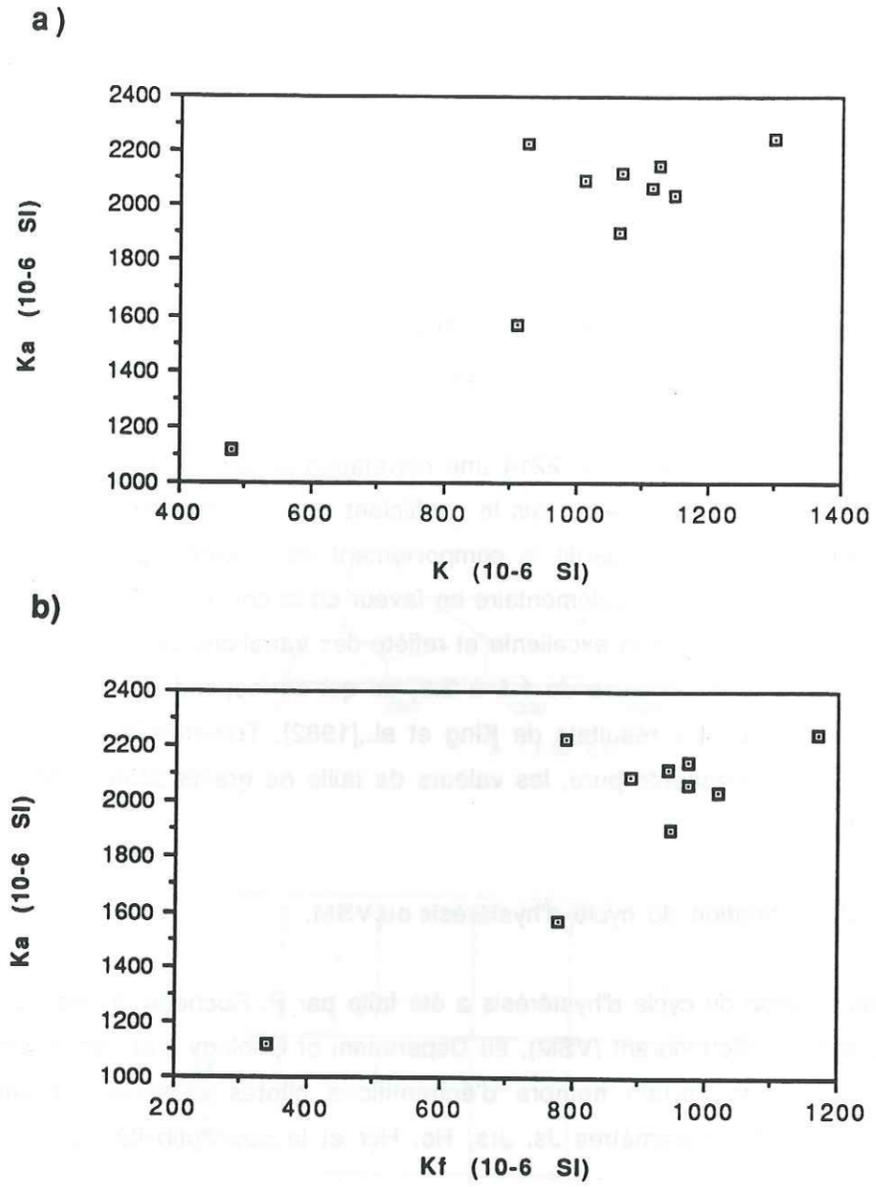


Figure III-4 : Distributions et dépendance de la susceptibilité anhystérétique (K_a) en fonction de la susceptibilité en champ faible (K) (graphe a) et de la susceptibilité ferromagnétique (K_f) (graphe b) pour la carotte RC 2214.

050 035733 3

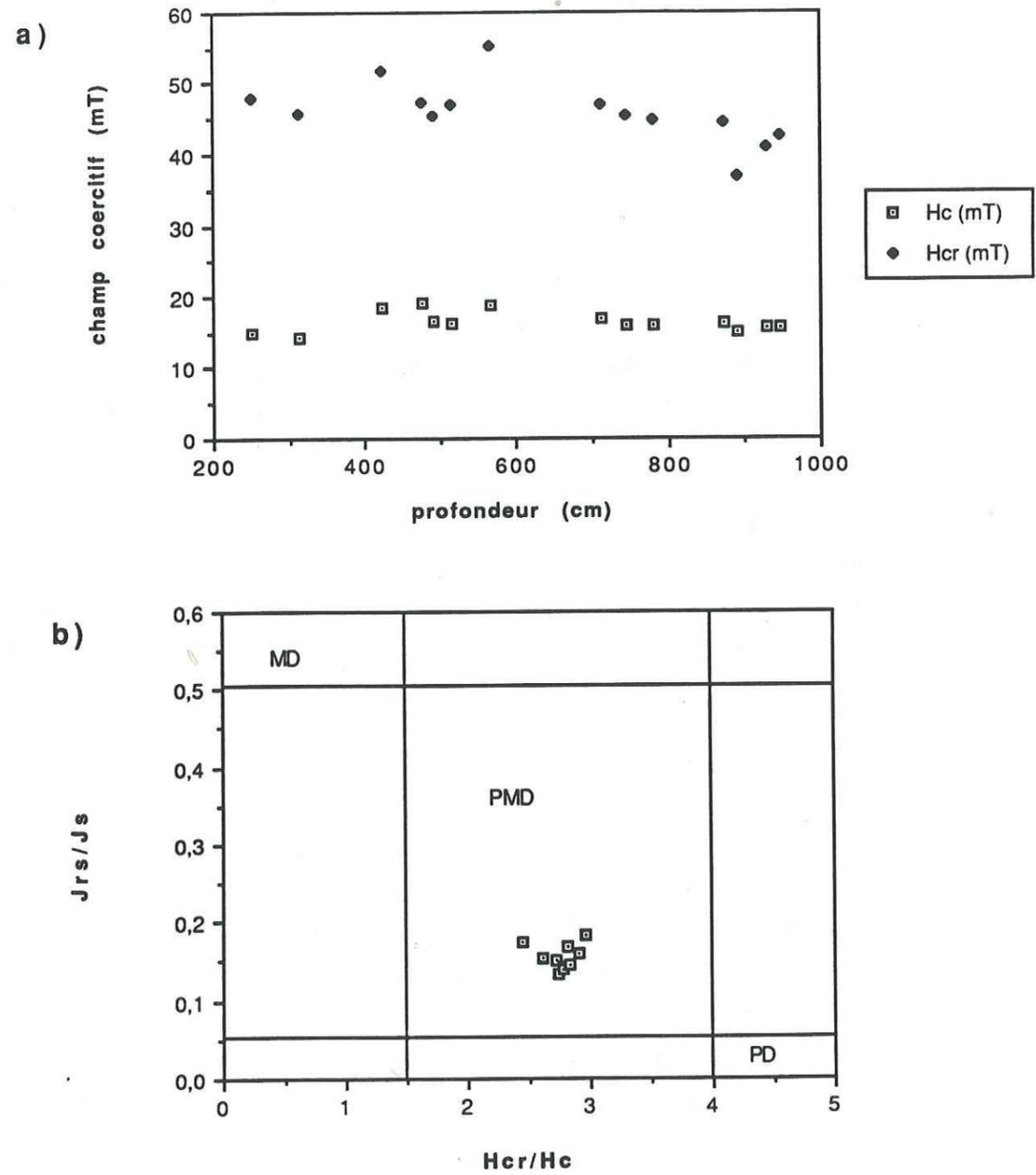


Figure III-5 : distribution des paramètres d'hystérésis pour les carottes RC 2202 et 2214.

- a) Variation de H_{cr} et H_c .
- b) Diagramme du rapport J_{rs}/J_s en fonction de H_{cr}/H_c . Tout les échantillons se situent dans la zone pseudo-monodomaine (d'après Day et al., 1977).

La distribution de coercivité peut être déterminée soit par les courbes d'acquisition ou de désaimantation AF, d'aimantations rémanentes artificielles différentielles (ARI, ARA), soit par une méthode originale : l'acquisition d'ARA partielle (ARAp) [Everitt, 1961; Mc Cabe et al., 1985; Jackson et al., 1988,1989].

L'application de cette dernière méthode permet de mesurer la rémanence des échantillons dans des fenêtres de champ coercitif déterminées, et de visualiser ainsi les spectres de coercivité de façon beaucoup plus précise et moins bruitée que par les courbes de désaimantation en champ alternatif. L'utilisation des spectres d'ARAp peut permettre de mettre en évidence plusieurs populations de taille de grains dans le cas d'un sédiment constitué d'un mélange de grains de tailles variées, contrairement aux méthodes classiques de granulométrie [Day et al., 1977 ; King et al., 1981] qui utilisent des mesures impliquant tous les grains magnétiques présents.

Nous avons donc interprété nos courbes d'acquisition d'ARAp en terme de taille de grains, en se référant aux courbes d'ARAp pour des tailles de grains données (de 0.1 à 25 μm), proposées par Jackson et al. [1988] (Figure III-6).

Les résultats de Jackson et al. [1988] ont été obtenus à partir d'échantillons synthétiques contenant des particules de magnétite de taille et de forme déterminées. L'interprétation de nos résultats en fonction de cet abaque reste donc un peu arbitraire en ce qui concerne la détermination de tailles de grain, compte tenu des effets éventuels de la composition chimique et de la forme des grains de magnétite sur le champ de déblocage. L'utilisation de cet abaque constitue toutefois un moyen efficace de détecter les variations relatives de taille de grains.

L'ARAp a été mesuré par P. Rochette sur 8 échantillons de la carotte RC 2214, lors d'un séjour à Minneapolis (Department of Geology and Geophysics). Pour les échantillons 780 et 889, les courbes d'ARAp montrent un seul pic vers 35 mT pour l'échantillon 780 et 25 mT pour l'échantillon 889 (Figure III-7), ce qui reflète une seule population de taille de grains dans les deux cas, de l'ordre de 4 μm et 2 μm respectivement. Les courbes d'ARAp des 6 autres échantillons présentent une sorte de plateau à partir de 10 mT et on n'observe pas de décroissance de l'ARAp, même à 90 mT. La forme de ces spectres suggère des erreurs de manipulation et nous n'avons donc retenu que les résultats des échantillons 780 et 889.

Nous avons ensuite mesuré sur trois échantillons (871, 968 et 930) le tenseur total des ARAp acquises dans deux fenêtres de champ coercitif, une fenêtre "basse" (25 à 45 mT) et une "haute" (80 à 100 mT). Cela permet de caractériser la fabrique de la fraction de grains compris entre 1 et 4 μm et celle de la fraction très fine (grains de taille inférieure à 1 μm).

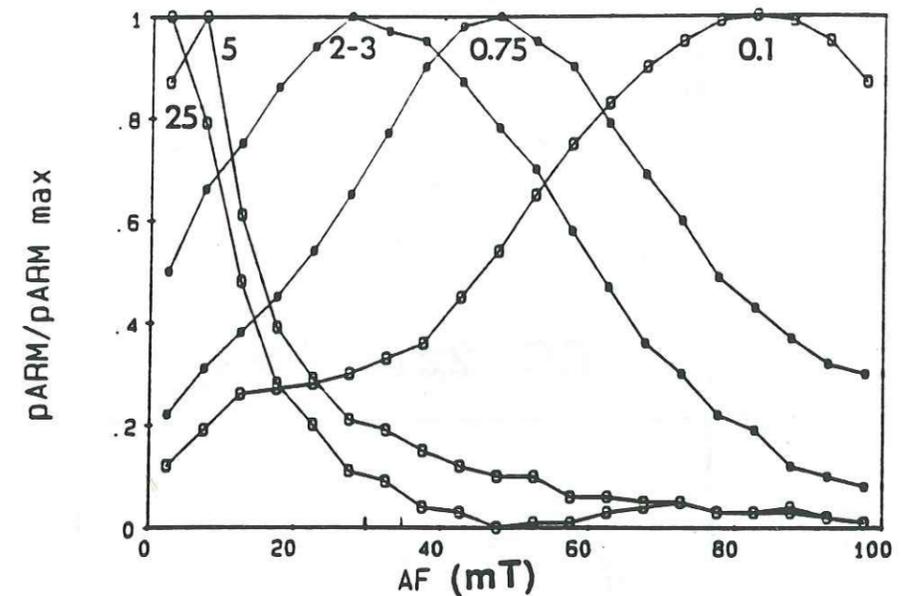


Figure III-6 : Dépendance des courbes d'acquisition d'ARAp en fonction de la taille des grains. Sur des sédiments synthétiques contenant des grains de magnétite de tailles données (tailles en μm). (D'après Jackson et al., [1988]).

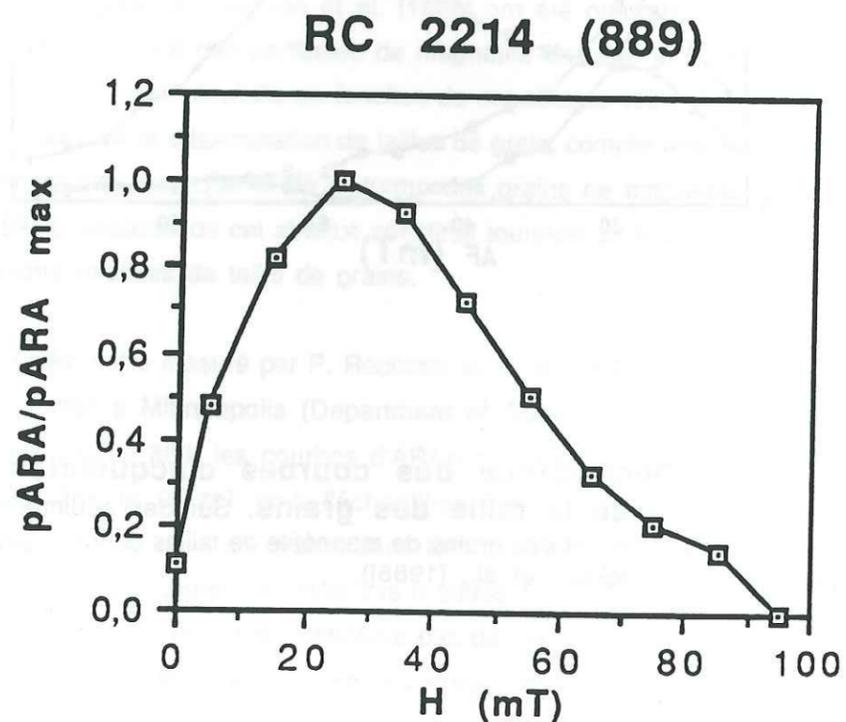
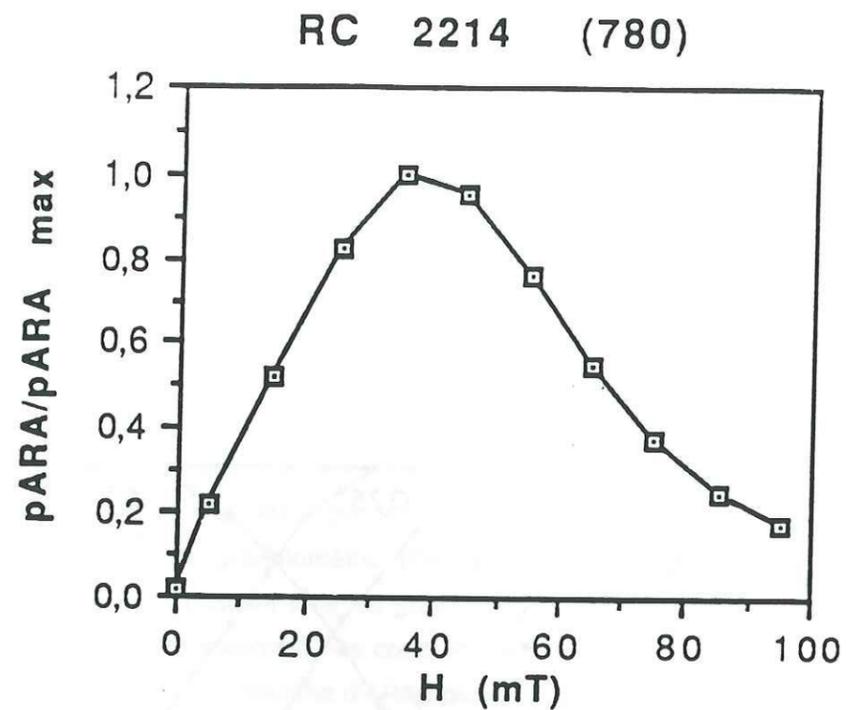


Figure III-7 : Courbes d'acquisition d'ARAp pour deux échantillons de RC 2214. les maximums reflètent des tailles de grain comprise entre 1 et 4 μm si l'on se réfère aux résultats de Jackson et al. [1988] (figure III-6).

La figure III-8a montre les diagrammes stéréographiques des directions d'anisotropie d'ARA obtenues pour les fenêtres "hautes" et "basses". Le tableau résume les valeurs de Pa, du paramètre de forme T et l'angle θ correspondant à chaque fenêtre, pour chacun des trois échantillons (Figure III-8b).

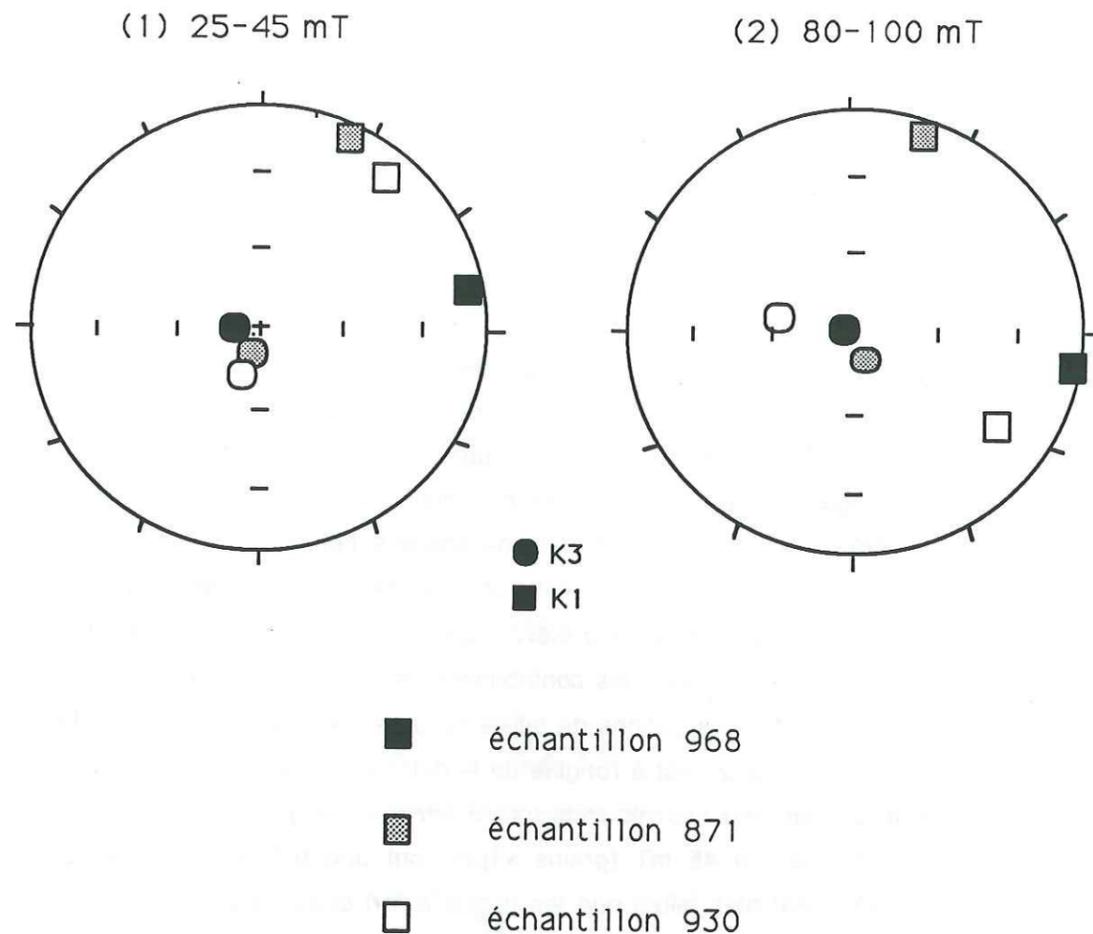
On s'aperçoit après comparaison des diagrammes stéréographiques obtenus pour les fenêtres "hautes" et "basses", que les échantillons qui possèdent une EI non négligeable et bien corrélée avec le degré d'anisotropie d'ASA (échantillons 871 et 968) (cf Figure 4, § II-2) présentent une fabrique planaire pour les deux populations de taille de grains. Par contre, l'échantillon 930, dont l'EI est faible malgré un degré d'anisotropie très élevé (30%) reflète une fabrique planaire pour les domaines à champ de blocage compris entre 25 et 45 mT (grains $> 1\mu\text{m}$), et une fabrique moins bien définie pour les domaines à champ de blocage compris entre 80 et 100 mT (grains très fins). Cette fraction présente un paramètre de foliation assez faible et l'angle θ (entre K3 et la verticale) est élevé. Dans ce cas, la relation entre l'EI et le degré d'anisotropie Ha (mesurant les contributions de tous les grains) est faussée par le fait que les différentes populations de tailles de grains ne possèdent pas toute cette OPF planaire horizontale qui est à l'origine de la déviation du vecteur aimantation.

On peut interpréter ces résultats par le fait que les grains dont le spectre de coercivité est inférieur à 45 mT (grains $> 1\mu\text{m}$) ont une profondeur de blocage à l'intérieur du sédiment plus faible que les grains à fort champ coercitif, extrêmement fins ($< 1\mu\text{m}$). A partir d'une profondeur donnée, ceux-ci ont pu se réorienter dans la direction du champ, compensant ainsi l'erreur d'inclinaison existante, alors que l'anisotropie globale ne serait que peu affectée.

La relation déterminée entre ΔI et l'anisotropie ne serait donc pas applicable pour des sédiments dont la taille moyenne de la fraction magnétique est inférieure au μm . Du moins faudra-t-il adapter le paramètre n, qui rend compte de l'efficacité de l'anisotropie intrinsèque des particules dans la création d'une orientation préférentielle de forme. En fait, la formulation de cette relation dépend du rapport de l'anisotropie totale du sédiment sur l'anisotropie intrinsèque des particules et varie certainement pour les différentes populations de taille et/ou de forme de grains).

Par ailleurs, ces résultats confirment que les études des erreurs d'inclinaison dans les sédiments en rapport avec leur l'anisotropie magnétique doivent être effectuées sur des sédiments qui remplissent les critères de sélection définis précédemment : une fabrique sédimentaire planaire et une minéralogie la plus homogène possible.

a)



b)

échantillon	871 25-45 mT	871 80-100 mT	968 25-45 mT	968 80-100 mT	930 25-45 mT	930 80-100 mT
Pa	1.52	1.47	1.17	1.43	1.55	1.25
T	0.76	0.68	0.76	0.94	0.7	0.74
θ	8.9	11	8.1	3.5	16.9	27.1

Figure III-8 : Données d'anisotropie d'ARAp acquise dans des fenêtres de coercivité "basse" (1) et "haute" (2) pour trois échantillons de la carotte RC 2214.

a) stéréogrammes des directions d'anisotropie d'ARAp pour les deux fenêtres de coercivité
 b) tableau des paramètres d'anisotropie d'ARAp (Pa = degré d'anisotropie ; T = paramètre de forme ; θ = angle entre l'axe K₃ et la verticale).

II-3-6 Synthèse des données de minéralogie magnétique sur les carottes RC 2202 et RC 2214.

La fraction ferromagnétique des carottes RC 2202 et RC 2214 est constituée de magnétites pseudo-monodomaines de tailles et de compositions peu variables. Les différentes techniques de minéralogie magnétique utilisées nous ont permis de montrer que la taille de grains prédominante est de l'ordre de 2-3 μm . Pour ces tailles de grains, la relation {1} établie au paragraphe II-2 entre le degré d'anisotropie d'ARA (Ha) et l'anomalie d'inclinaison (ΔI) est vérifiée, avec un paramètre n, puissance de Ha, égal à 3. L'ASA constitue une méthode efficace pour la correction de l'inclinaison de l'ARN dans ce type de sédiments.

Il existe cependant une fraction très fine ($< 1\mu\text{m}$) et il est probable que celle-ci ait subi des réorientations dans la direction du champ au cours du temps, compensant ainsi en partie l'erreur d'inclinaison qui pouvait exister dans l'ARD au moment du dépôt. Ces particules à profondeur de blocage importante et qui ont pu se réorienter sont d'une part les plus petites, mais aussi probablement les plus sphériques [Hamano, 1980]. Leur anisotropie magnétique intrinsèque est donc certainement faible par rapport à l'anisotropie magnétique intrinsèque des particules plus allongées, et elle n'affecte sans doute que peu l'anisotropie totale. L'effet de ces réorientations est donc plus puissant sur la déviation du vecteur aimantation dans la direction du champ magnétique terrestre - et ainsi sur une diminution de l'erreur d'inclinaison - que sur la diminution de l'anisotropie totale du sédiment. La relation {1} entre Ha et ΔI s'en trouve alors modifiée.

Cependant, sur les trois échantillons dont l'ARAp a été mesurée dans des fenêtres de champ coercitif "basse" et "haute", seul un échantillon révèle des fabriques différentes selon la fraction ferromagnétique concernée. De plus l'ARA représentative de la fraction très fine n'excède pas 20 % de l'ARA correspondant à la fraction de grains estimée de 1 à 4 μm (grains dont le spectre de coercivité est compris entre 25 et 45 mT). Dans le cas des sédiments des carottes RC 2202 et RC 2214, le pourcentage des particules ferromagnétiques très fines reste faible et affecte peu les paramètres de la relation {1}, surtout dans la mesure ou la fabrique d'ASA de cette fraction fine n'est pas trop perturbée.

Ces résultats montrent qu'il est utile, dans le cadre de l'application de l'ASA à la correction des EI dans les sédiments de déterminer les tailles des grains ferromagnétiques présents. Si l'on détecte plusieurs populations de taille de grains, il

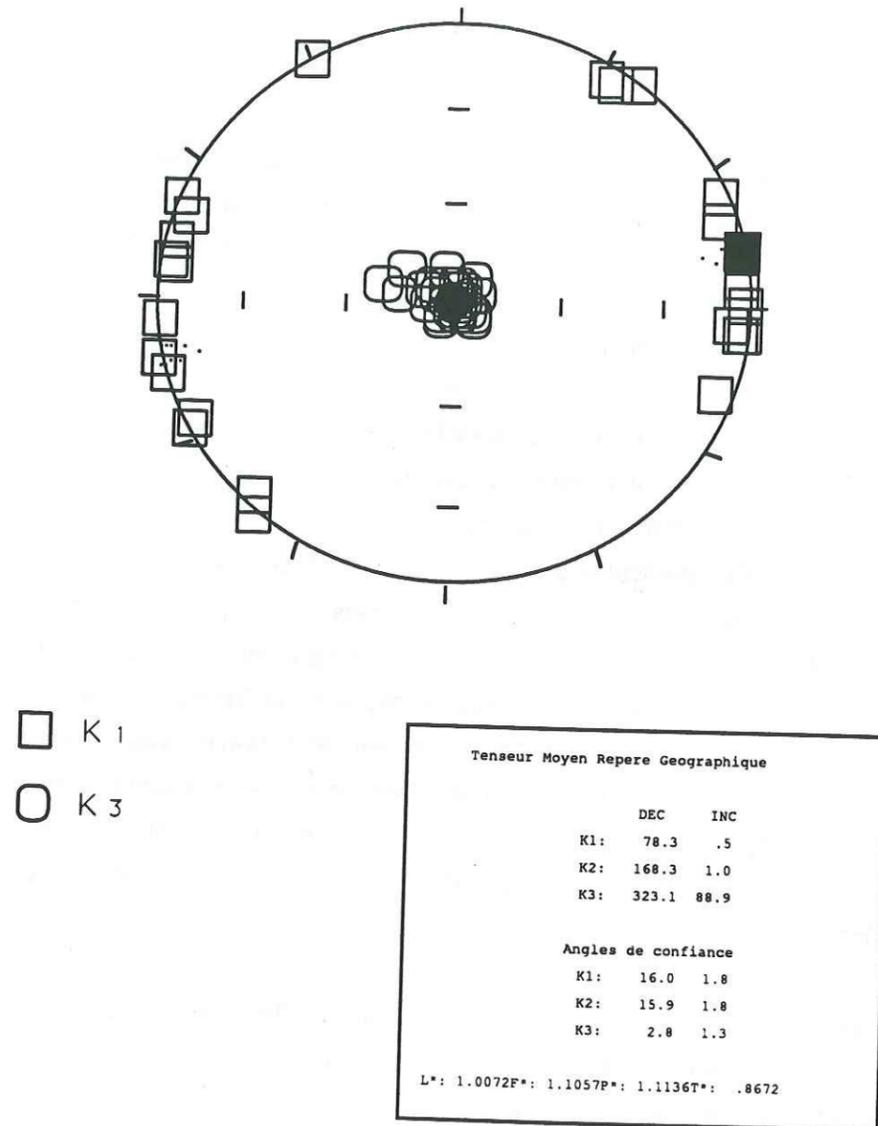


Figure III-9 : Stéréogramme des directions d'ASM pour la carotte RC 2205.

est nécessaire de contrôler les fabriques de chaque population, en s'assurant qu'elles présentent toutes une foliation bien définie. La relation {1}, valable pour les carottes RC 2202 et RC 2214 devra sans doute être adaptée à une variation significative de la taille des particules magnétiques. D'autre part, une normalisation du paramètre d'anisotropie par une estimation de l'anisotropie intrinsèque des particules, afin de s'affranchir du paramètre "forme des grains" pourrait permettre de progresser dans le sens d'une généralisation de la relation entre l'anisotropie magnétique, l'inclinaison de l'ARN et l'inclinaison du champ géomagnétique. Cela sera traité dans la discussion générale clôturant cette partie (§ V).

II-4 La carotte RC 2205

La carotte RC 2205 provient également de la zone "Hebble Rise", situé à la base du talus continental Nord Atlantique. Elle a été prélevée à 4045 m de profondeur, à 41.38°N de latitude et environ 62°W de longitude. Sa lithologie est assez proche de celle des carottes RC 2202 et 2214. Il s'agit essentiellement d'alternances d'argiles laminées et de silts, avec un pourcentage de carbonate faible et une fraction plus grossière n'excédant pas quelques pour-cent. Elle comprend des traces de magnétite, et quelques rares minéraux opaques non identifiés.

La désaimantation AF complète de quelques échantillons pilotes de la carotte RC 2205 montre des directions d'aimantation stables à partir de 15 mT. Tous les échantillons ont donc été désaimantés à 15 mT puis l'ARN a été mesuré à l'aide d'un magnétomètre Molspin sur les 37 échantillons provenant des 932 cm de la carotte. L'inclinaison de l'ARN caractéristique est variable, et systématiquement plus faible que la valeur de 61° prédite par le modèle du DAG. Les anomalies enregistrées varient de 10 à 40°.

II-4-1 Les données d'ASM

Nous avons, dans un premier temps, mesuré l'ASM sur tous les échantillons. Les résultats révèlent une fabrique sédimentaire normale, essentiellement planaire, avec des axes de susceptibilité minimale K₃ très proches de la verticale (Figure III-9). L'anisotropie est élevée, avec un degré moyen supérieur à 1.1. On observe donc un ellipsoïde aplati (T proche de 1, surtout en dessous de 400 cm) et des angles θ (entre K₃ et la verticale) très faibles ; trois échantillons seulement ne présentaient un plan de foliation horizontal ($\theta > 30^\circ$) et ont été éliminés. (Figure III-10c)

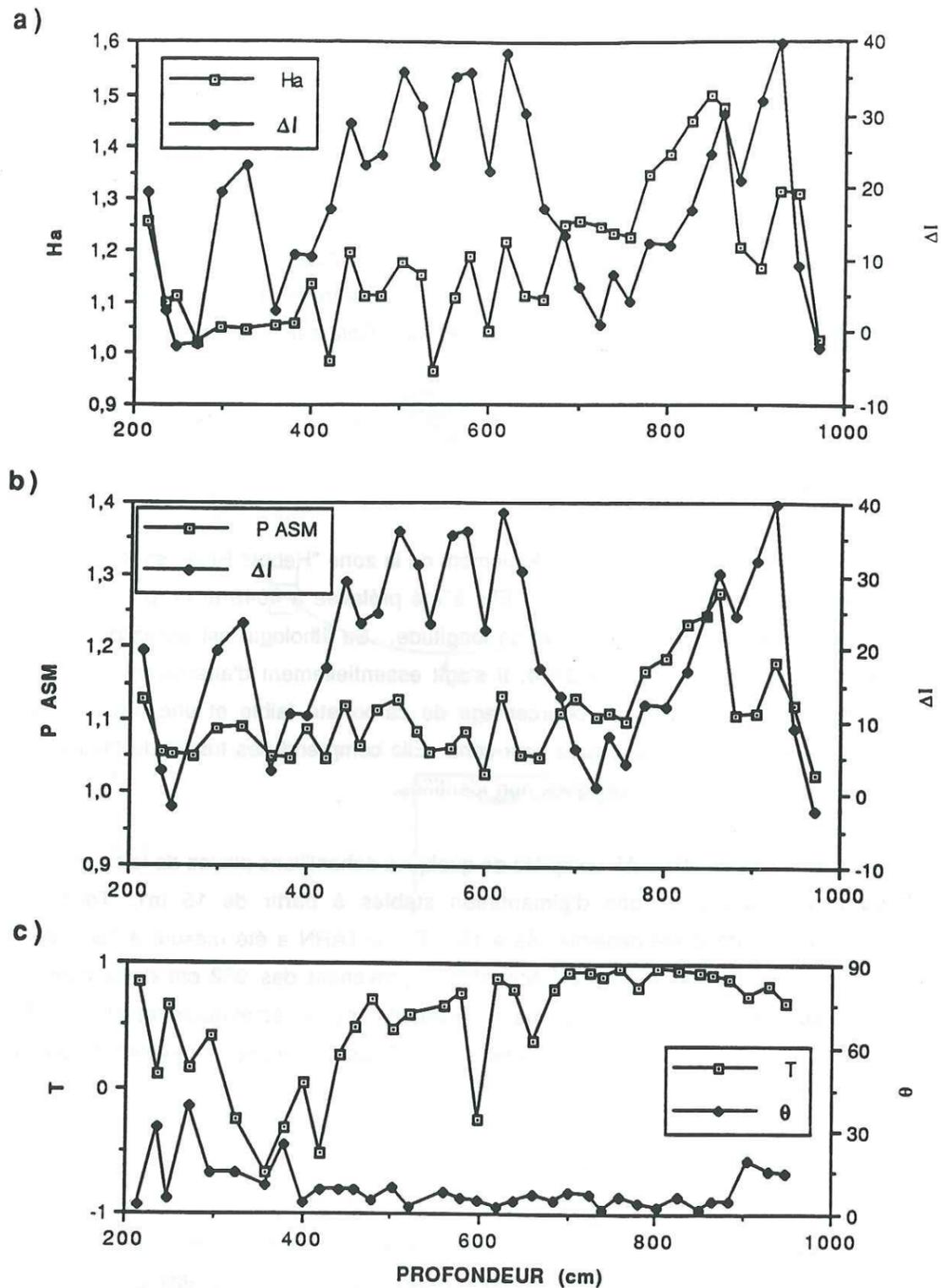


Figure III-10 : Corrélation entre anisotropie et erreur d'inclinaison dans la carotte RC 2205.

- a) variations de ΔI et du paramètre d'anisotropie d'ARA H_a en fonction de la profondeur
 b) variations de ΔI et du paramètre PASM en fonction de la profondeur.
 c) distribution du paramètre de forme "T" et de l'angle θ (entre K3 et la verticale).

II-4-2 Détermination du degré d'anisotropie d'ARA et recherche d'une corrélation avec ΔI .

Nous avons procédé à l'acquisition de l'ARA selon la même méthode que pour les carottes précédentes, en utilisant un champ alternatif de 95 mT et un champ continu de 1 mT. Le degré d'anisotropie déterminé H_a correspond au rapport ARA_H/ARA_V , et est assimilé, pour les raisons détaillées au § II-2-1-2 et en annexe, à la moyenne des paramètres d'anisotropie classiquement utilisés P_a et F_a : $H_a = (P_a + F_a)/2$.

Le diagramme des variations du degré d'anisotropie d'ARA (H_a), et de l'anomalie d'inclinaison (ΔI) en fonction de la profondeur montre une corrélation assez nette entre ces deux paramètres à partir de 400 cm de profondeur (Figure III-10a). L'absence de corrélation au dessus de 400 cm provient de ce que le sédiment ne présente pas, dans sa partie superficielle, une fabrique sédimentaire, planaire et horizontale (cf Figure III-10c). Cela est peut être dû à des déformations induites par le carottage ou l'échantillonnage dans un sédiment encore très meuble.

La relation entre l'évolution de PASM et celle de ΔI est relativement similaire à celle observée entre H_a et ΔI . Les deux paramètres présentent des variations de même sens (Figure III-10b).

On peut distinguer sur le diagramme H_a et ΔI en fonction de la profondeur, deux zones en particulier - de 400 à 700 cm (1) et de 700 à 950 cm (2) - pour lesquelles la relation entre les deux paramètres est différente. L'absence de corrélation pour les profondeurs inférieures à 400 cm est sans doute liée aux déformations induites par l'échantillonnage dans un sédiment encore meuble au moment du prélèvement.

Ces résultats confirment de façon indéniable le rapport entre la fabrique d'un sédiment et la fiabilité de l'enregistrement des directions du champ géomagnétique par celui-ci. Il s'agit maintenant de préciser ce rapport, de déterminer les paramètres susceptibles de l'influencer, et d'essayer de normaliser la relation en fonction de ces paramètres.

Les résultats des carottes RC 2202 et 2214 s'accordaient avec la relation :

$$\tan(I_{DAG}) = H_a^n \cdot \tan(I_{ARN}) \quad \{1\}$$

avec $n = 3$, et ne différaient de la loi théorique proposée par Jackson et al. [1991] que par la présence de ce facteur n , puissance de H_a .

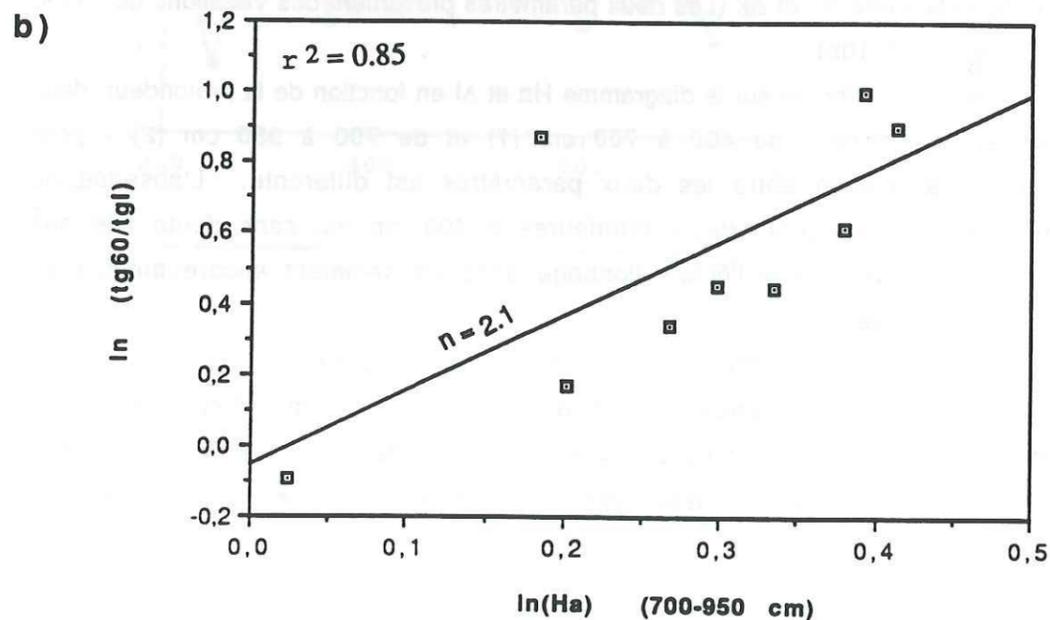
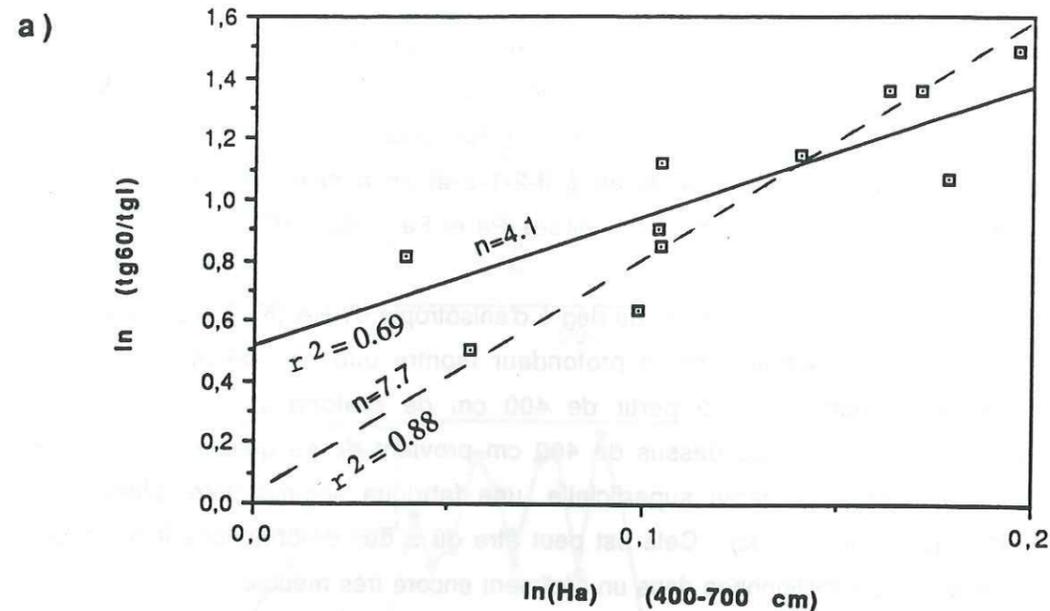


Figure III-11 : Corrélation entre $\ln(\tan 60^\circ / \tan I_{ARN})$ et $\ln(Ha)$ pour les échantillons provenant de la zone 1 (a) et de la zone 2 (b) de la carotte RC 2205. La pente de la droite de régression est de 4.1 dans le graphe (a) et de 2.1 dans le graphe (b).

Afin de savoir de quelle façon les données de RC 2205 vérifient cette relation, nous avons représenté le logarithme du rapport des tangentes des inclinaison I_{DAG} et I_{ARN} en fonction du logarithme de H_a . Si l'on sépare les données des zones (1) et (2), on obtient effectivement des corrélations linéaires, avec des pentes, correspondant au paramètre n de notre relation, respectivement de 4.1 et 2.1 et des coefficients de corrélation de 0.69 et 0.53 (ce dernier est de 0.85 si l'on élimine un échantillon dont l'inclinaison est très faible) (Figure III-11). Toutefois, si l'on élimine les 3 échantillons situés en dessous de 400 cm et dont les paramètres T sont plutôt dans le champ des ellipsoïdes allongés (421, 441 et 598), on obtient pour la zone (1) une nouvelle droite de corrélation passant par l'origine, et présentant un coefficient de corrélation de 0.88. La pente de cette nouvelle droite est alors de 7.7 au lieu de 4.1.

Entre la relation issue des résultats théoriques de Jackson [1991], celle que nous avons obtenus sur les carottes RC 2202 et 2214, et celle concernant la carotte RC 2205, seul le paramètre n varie, d'une part entre deux type de sédiment, et d'autre part au sein même de la dernière carotte.

Ce paramètre n reflète l'efficacité avec laquelle l'anisotropie intrinsèque du sédiment influe sur la déviation de l'inclinaison du vecteur ARN. La variabilité de ce facteur dépend probablement, outre de critères sédimentologiques difficiles à appréhender tels que le taux de sédimentation et l'efficacité de la compaction, de critères purement minéralogiques concernant la nature, la taille et la forme des grains présents. Nous allons voir dans un premier temps s'il existe des différences de taille de grains mesurables entre les zones (1) et (2) de la carotte RC 2205.

II-4-3 Données de minéralogie magnétique

II-4-3-1 Identification des minéraux magnétiques

La figure III-12a montre deux courbes thermomagnétique obtenues à partir d'échantillons de la carotte RC 2205. Les balances de Curie n'ayant pas été faites sous azote, elles ne sont pas réversibles. Les spectres de désaimantation montrent dans les deux cas un point de Curie caractéristique de la magnétite (à 580°C). Pour l'un des échantillon, on obtient un point d'inflexion à 400°C , ce qui pourrait refléter la présence de sulfures ou de maghémite, celle-ci se transformant en hématite (ou en magnétite) vers $300\text{-}400^\circ\text{C}$ [Westphal, 1987].

La figure III-12b représente les courbes d'acquisition de l'ARI pour 4 échantillons pilotes (échantillons 598, 638, 780, et 882) provenant des zone (1) et (2) de la carotte RC 2205. La saturation très rapide de l'ARI vers 0,2 T est

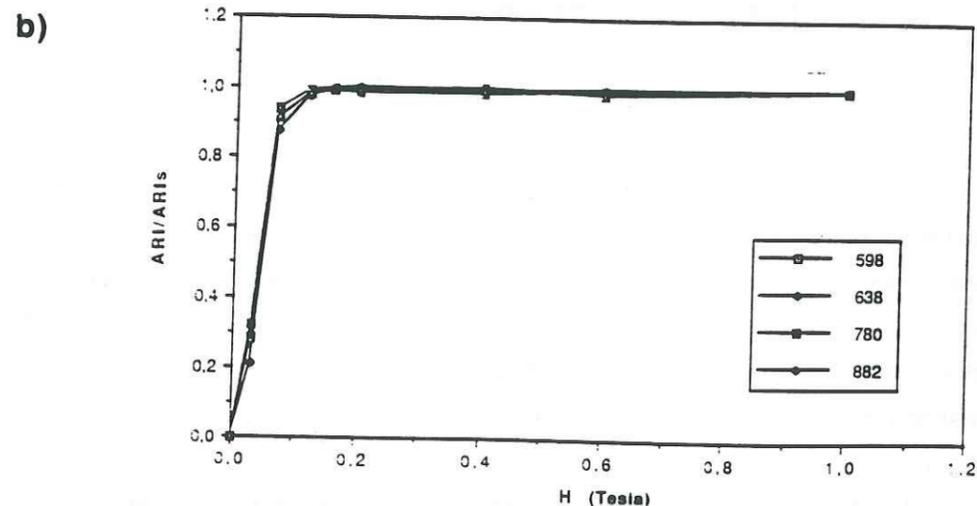
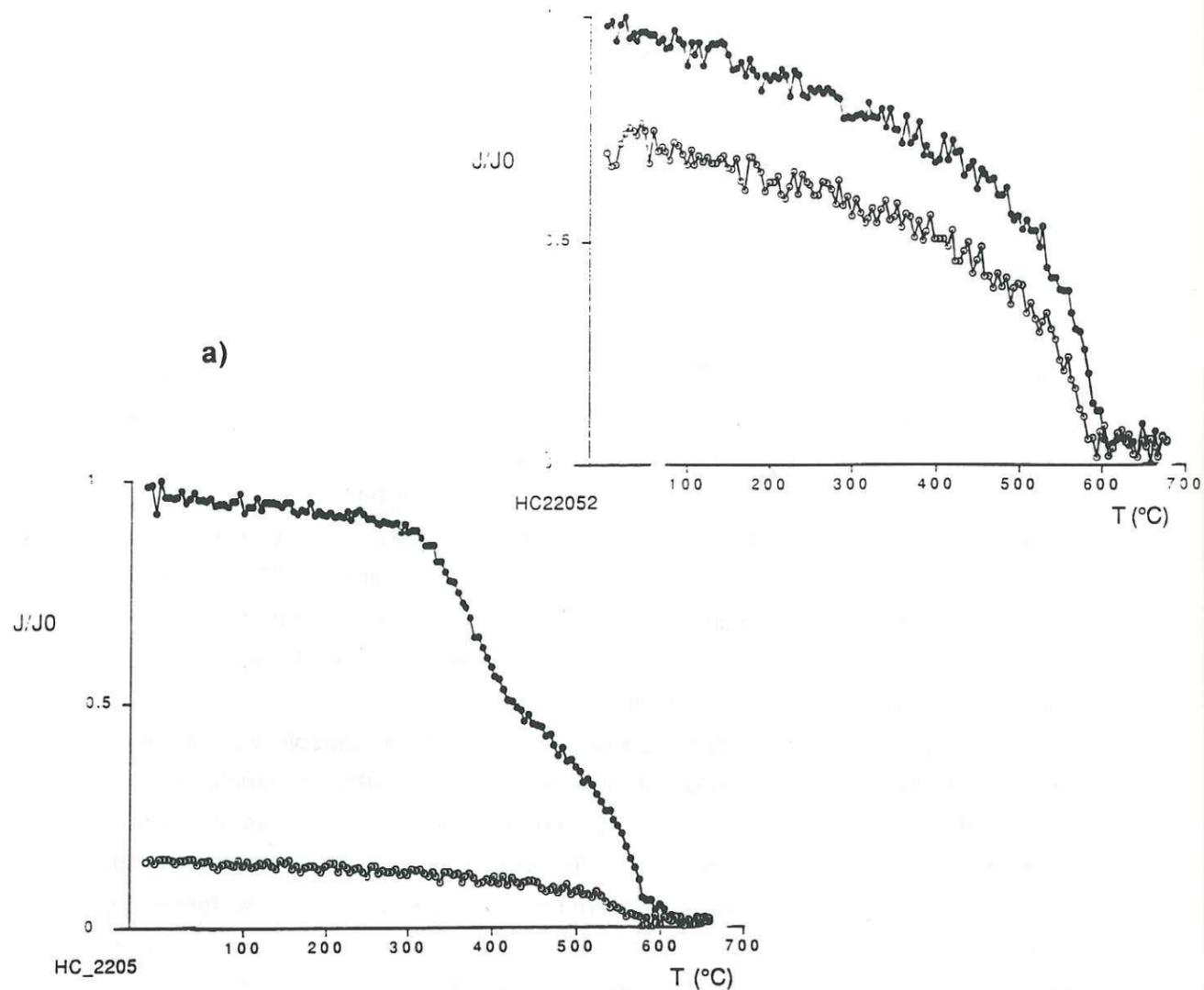


Figure III-12 : a) Courbes thermomagnétiques en champ fort de deux échantillons de la carotte RC 2205. b) Courbes d'acquisition d'ARI pour quatre échantillons pilotes de la carotte RC 2205.

caractéristique de la dominance de la magnétite dans la fraction ferromagnétique (cf première partie, Figure I-12).

II-4-3-2 Détermination du cycle d'hystérésis au VSM.

La mesure du cycle d'hystérésis sur quelques échantillons appartenant aux deux zones de la section étudiée nous a permis d'obtenir les valeurs des paramètres J_s , J_{rs} , H_c , H_{cr} et K_{HF} . Les rapports, H_{cr}/H_c et J_{rs}/J_s dépendent fortement de la taille des particules ferromagnétiques et constituent un moyen de visualiser les variations de taille de la fraction magnétique [Hartstra, 1982b]. H_{cr}/H_c augmente avec la taille des particules tandis que J_{rs}/J_s montre une évolution inverse.

La figure III-13a représentant J_{rs}/J_s en fonction de H_{cr}/H_c permet de classer les grains dans le champ des pseudo-monodomains d'après les résultats de Day et al. [1977].

La figure III-13b montre une différence nette des champs coercitif (H_c) et coercitif rémanent (H_{cr}) pour les échantillons des zones (1) et (2), reflétant des grains plus fins dans la zone moins profonde (400-700 cm). Le rapport J_{rs}/J_s ne varie pas de façon significative entre les deux zones. Les valeurs du champ coercitif rémanent varient respectivement de 49 à 55 mT et de 42 à 45 mT dans les zones (1) et (2). Elles reflètent des tailles de grains de l'ordre de 1-2 μm et 4-5 μm respectivement si l'on se réfère aux résultats de Harstra [1982b].

Il semble que les erreurs d'inclinaison du vecteur ARN soient dans ce cas d'étude plus sensibles dans le cas de grains fins que dans le cas de grains de tailles plus élevées pour un degré d'anisotropie égal à l'échelle de l'échantillon.

La détermination de la distribution de coercivité des grains ferromagnétiques par les désaimantations AF de l'ARA permet aussi d'obtenir une estimation de la taille des grains. Les courbes différentielles de désaimantation AF ($dARA/dAF$), équivalentes aux courbes d'acquisition d'ARAp décrites au § II-3-5, ont été tracées pour 4 échantillons de profondeur inférieure à 700 cm (zone (1)) et 4 échantillons situés en dessous de 700 cm (zone (2)) (Figure III-14). On n'observe pas de différences significatives des spectres de coercivité pour les deux groupes d'échantillons. Tous les échantillons présentent un maximum aux alentours de 350 Oe (soit 35 mT), ce qui correspond à une taille de grains de l'ordre de 1 à 3 μm [Jackson et al., 1988], avec toute la réserve qu'il faut attribuer à ces valeurs.

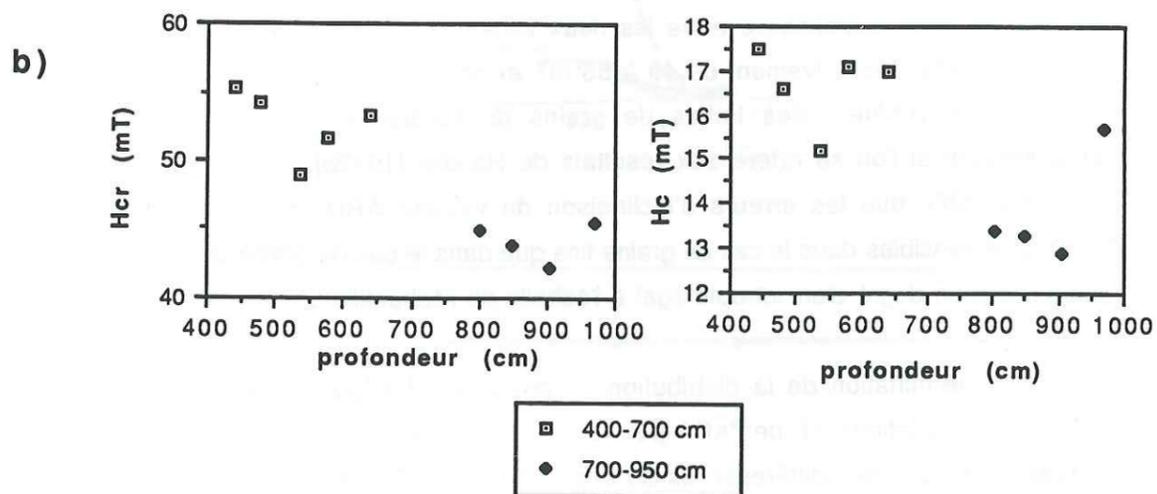
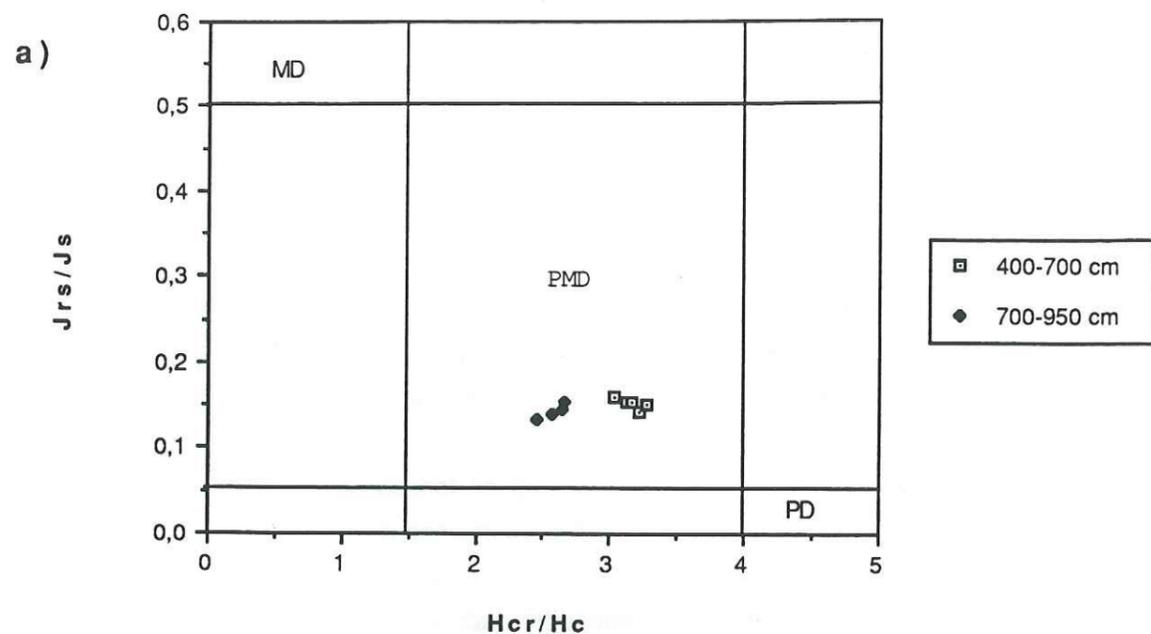


Figure III-13 : Distribution des paramètres d'hystérésis pour la carotte RC 2205.

a) Diagramme du rapport J_{rs}/J_s en fonction de H_{cr}/H_c . Tous les échantillons se situent dans la zone pseudo-monodomaine (d'après Day et al. [1977]).

b) Variations de H_{cr} (graphique de gauche) et de H_c (graphique de droite) pour la zone (1) (400-700 cm) et la zone (2) (700-950 cm).

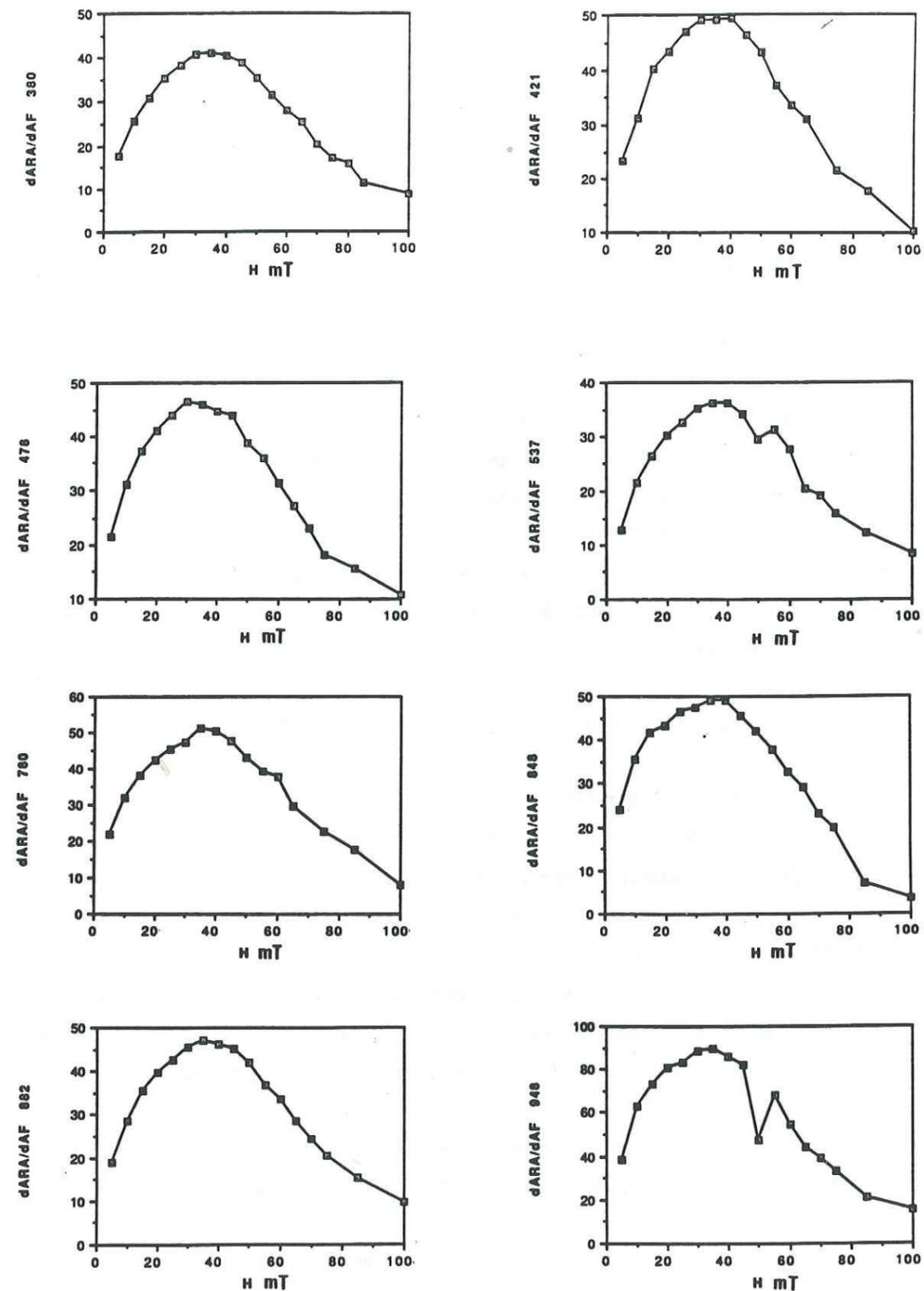


Figure III-14 : Courbes différentielles de désaimantation de l'ARA pour 8 échantillons de la carotte RC 2205. Les maxima reflètent des tailles de grain comprises entre 1 et 3 μm d'après les résultats de Jackson et al. [1988] (cf. figure III-6).

II-4-3-3 Le rapport de susceptibilité anhystérétique sur la susceptibilité ferromagnétique (K_a/K_f)

La susceptibilité ferromagnétique est calculée à partir des données du cycle d'hystérésis effectué sur quelques échantillons pilotes. On obtient pour la carotte RC 2205 une augmentation des valeurs de K_a et K_f entre la zone (1) et la zone (2) (Figure III-15), ce qui correspond sans doute à une augmentation de la concentration de magnétilite avec la profondeur.

Si on élimine le dernier échantillon dont la susceptibilité anhystérétique est très élevée, on observe une corrélation linéaire entre les deux paramètres (le coefficient de corrélation est alors de 0.61). Les fabriques d'ASA et d'ASM sont sensiblement portées par les mêmes grains. On peut toutefois noter une diminution du rapport K_a/K_f entre la zone (1) (K_a/K_f moyen = 1.96) et la zone (2) où K_a/K_f moyen est de 1.36. Cela correspond à des tailles de grains respectivement de l'ordre de $2 \mu\text{m}$ et de $3-4 \mu\text{m}$ et confirme l'augmentation de taille de grain révélée par les valeurs du champ coercitif rémanent.

II-4-4 Synthèse des résultats sur la carotte RC 2205.

L'application de la méthode d'ASA à la détection des erreurs d'inclinaison de l'ARN dans la carotte RC 2205 confirme la dépendance des anomalies d'inclinaison (ΔI) vis à vis de l'anisotropie du sédiment (H_a). La relation {1} liant ΔI et H_a , déterminée à partir des résultats sur les carottes RC 2202 et RC 2214 a été vérifiée, avec un paramètre n variant comme suit :

- pour la zone (1), dont la taille des grains est de l'ordre de $1-2 \mu\text{m}$ d'après les valeurs des paramètres d'hystérésis et des rapports K_a/K_f , le paramètre n de la relation {1} est égal à 4.1, ou 7.7 si l'on ne tient pas compte des 3 échantillons situés en dessous de 400 cm.

- pour la zone (2), dont la taille des grains est de l'ordre de $4-5 \mu\text{m}$ d'après les valeurs des paramètres d'hystérésis et des rapports K_a/K_f , le paramètre n est égal à 2.1.

Plus généralement, et si l'on intègre les résultats de RC 2202 et RC 2214 qui vérifiaient la relation {1} avec un paramètre n égal à 3 pour une taille moyenne de grain de l'ordre de $2-3 \mu\text{m}$, on peut dire :

- d'une part que l'effet de l'anisotropie magnétique du sédiment - ou plus exactement l'effet de l'OPF, que l'on estime par des mesures de l'anisotropie - sur la déviation du vecteur aimantation est décelable pour des tailles de grains supérieures à $1 \mu\text{m}$.

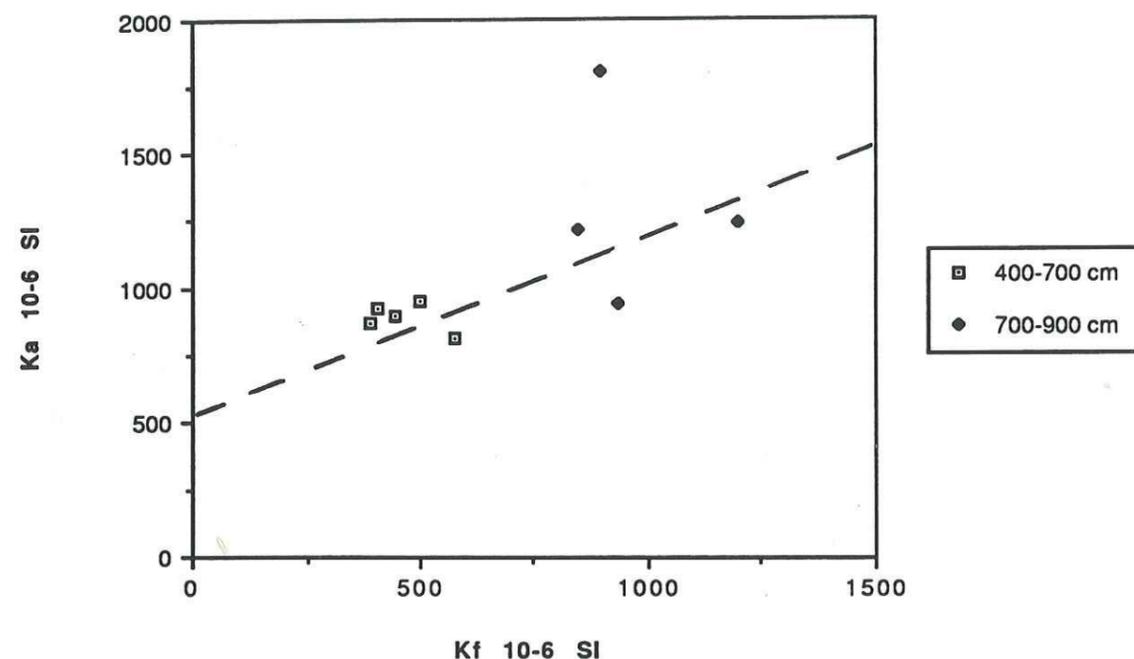


Figure III-15 : Distribution et dépendance des susceptibilités anhystérétique (K_a) et ferromagnétique (K_f) pour la carotte RC 2205, les échantillons des zones (1) (de 400 à 700 cm) et (2) (de 700 à 900 cm) sont différenciés .

- d'autre part que son efficacité dans la création de ces erreurs d'inclinaison est plus faible lorsque la taille des grains augmente, dans le cas de grains pseudo-monodomains de tailles comprises entre 1 et 10 μm . Cette efficacité de l'anisotropie sur la diminution de l'inclinaison de l'ARN est reflétée par la valeur du paramètre n dans la relation {1} : ce paramètre décroît lorsque la taille des grains augmente, de façon grossièrement logarithmique si l'on considère $n=7.7$, linéaire si l'on considère $n=4.1$ pour la zone (1) de la carotte 2205.

III- ETUDES DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE SUR D'AUTRES CAROTTES OCEANIQUES

Si les résultats des carottes provenant de "Hebble Rise" (RC 2202, RC 2214 et RC 2205) sont édifiants, la relation entre les deux paramètres E_i et H_a ne peut être qualifiée de loi sans avoir été testée sur d'autres carottes sédimentaires, provenant de latitudes moyennes, et qui présentent des inclinaisons anormalement faibles, susceptibles de correspondre à des biais d'enregistrement.

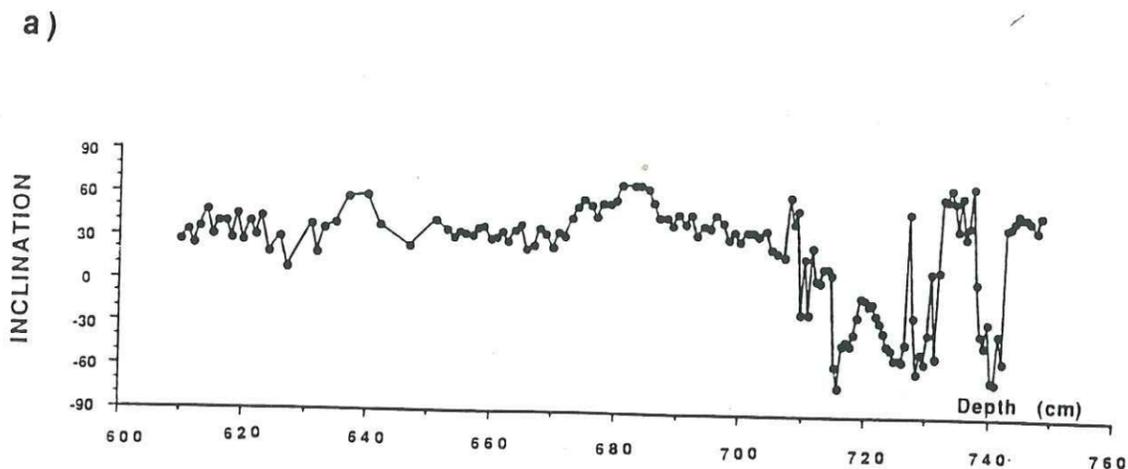
Dans ce but, nous avons sélectionné trois carottes marines révélant des anomalies d'inclinaison par défaut, possédant une fabrique sédimentaire typique, plane et non perturbée, une stratification horizontale, ainsi qu'une granulométrie aussi fine et régulière que possible.

III-1 La carotte MD 84627

Cette carotte provient de la Méditerranée, à 32° de latitude Nord, au niveau du delta du Nil. Elle a été prélevée par l'équipe du Laboratoire de Paléoclimatologie et de Paléovolcanologie du CFR. Les mesures d'ARN ont été effectuées au laboratoire de Gif sur Yvette [Tric, 1990]. Elles révèlent une anomalie d'inclinaison variable, pouvant aller jusqu'à plus de 30° par rapport à la valeur du DAG ($I_{DAG}=51^\circ$ à cette latitude), en particulier sur la section de 6 à 7 mètres, que nous avons sélectionné pour notre étude (Figure III-16a).

Ces sédiments sont constitués essentiellement de marnes gris-brun. L'âge de la section nous concernant est légèrement inférieur à 115 000 ans puisque ces sédiments ont enregistré l'événement géomagnétique du Blake daté à 115-120 000 ans, à partir de 700 cm de profondeur. La matrice argileuse est homogène et la fraction magnétique est composée principalement de magnétite [Tric et al., 1991] (cf § III-1-2).

Les mesures de susceptibilité en champ faible révèlent une fabrique plane horizontale, d'origine sédimentaire, avec des axes K_3 bien groupés autour de la



b)

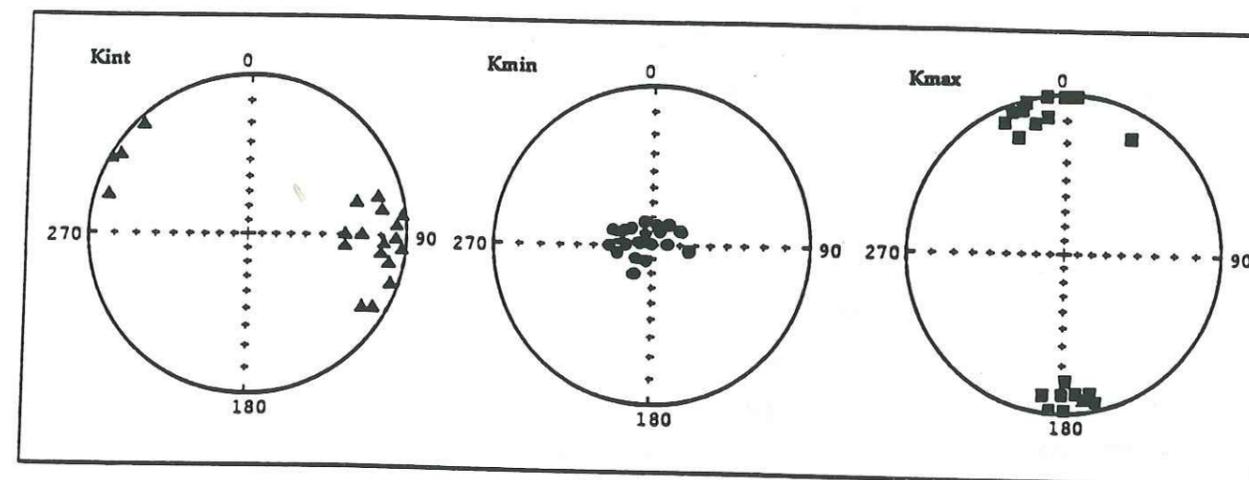


Figure III-16 : a) Variation de l'inclinaison en fonction de la profondeur dans la carotte MD 84627 (l'inversion observée à partir de 700 cm correspond à l'événement du Blake) [Tric, 1990].
b) Stéréogrammes des directions des trois axes principaux de susceptibilité ($K_{int} = K_2$, $K_{min} = K_3$, $K_{max} = K_1$) pour la carotte MD 84627 [Tric, 1990].

verticale (Figure III-16b). La carotte MD 84627 se révèle appropriée à l'étude du rapport entre erreur d'inclinaison et anisotropie magnétique.

III-1-1 Détermination du degré d'anisotropie d'aimantation rémanente anhystérique et recherche d'une corrélation avec ΔI .

Après désaimantation AF totale sur les échantillons appartenant à la section sélectionnée (de 610 à 690 cm), nous avons procédé à l'acquisition de l'ARA et à la détermination du degré d'anisotropie H_a selon le protocole expérimental décrit dans la première partie (§ II-3-2) et discuté dans le § II-2 de cette partie. Nous avons ensuite comparé les variations de ΔI et de H_a , ainsi que celles de ΔI et du paramètre P provenant des données d'ASM.

Les résultats obtenus sont reportés figure III-17. Malgré des valeurs d'anisotropie assez élevées (H_a varie de 1.06 à 1.2), on n'observe pas de corrélation évidente entre les variations de H_a et celles de l'anomalie d'inclinaison ΔI , pas plus qu'entre les variations de ΔI et du paramètre d'anisotropie P(ASM) (si ce n'est sur les 20 premiers centimètres pour P(ASM) et ΔI , ce qui n'est pas représentatif).

III-1-2 Données de minéralogie magnétique

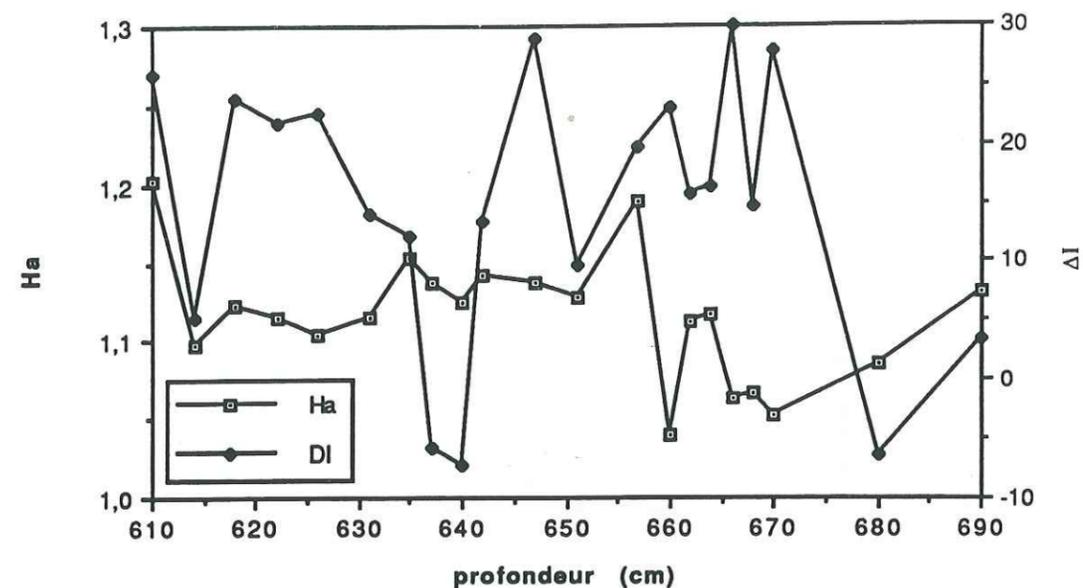
Des études de minéralogie ont été effectuées sur cette carotte au laboratoire de Gif sur Yvette à l'aide des techniques suivantes [Tric, 1990] :

- diffraction des rayons X et analyse au Microscope Electronique à Balayage pour la caractérisation de la matrice argileuse ;
- acquisition et désaimantation par champ alternatif de l'aimantation rémanente isotherme (ARI) et analyse thermomagnétique par balance de Curie pour l'identification des minéraux magnétiques.

Les courbes d'acquisition de l'ARI montrent clairement la dominance de la magnétite dans la fraction ferromagnétique, avec une saturation très rapide vers 0,2 T (Figure III-18a). Les courbes thermomagnétiques montrent une décroissance progressive - et réversible par refroidissement - de l'aimantation induite jusqu'à 580° (Figure III-18b) ce qui est aussi caractéristique de la prédominance de la magnétite.

Les valeurs de susceptibilité anhystériques K_a (ou K_{arm}) montrent une brusque augmentation à partir de 650 cm (Figure III-19a), ce qui reflète soit une augmentation de la concentration de magnétite, soit une diminution de la taille des grains. Le rapport K_a/K augmente sensiblement avec la profondeur, et en particulier à partir de 650 cm (Figure III-19b, graphe de droite), ce qui favorise l'hypothèse

a)



b)

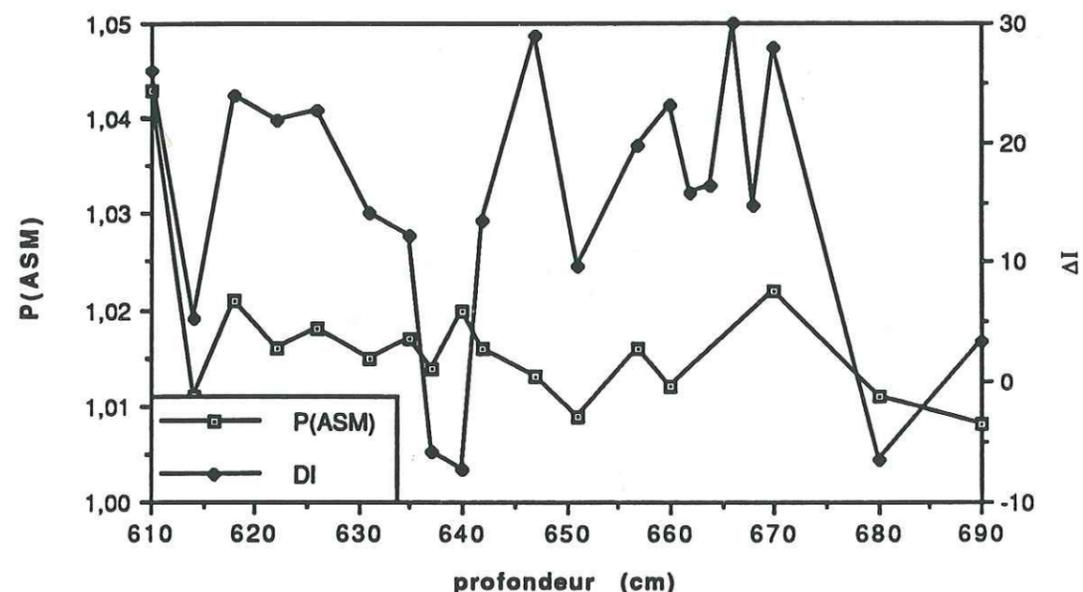


Figure III-17 : a) variations de ΔI et du paramètre d'anisotropie d'ARA (H_a) pour la carotte MD 84627. b) variations de ΔI et du paramètre d'ASM (P) pour la carotte MD 84627.

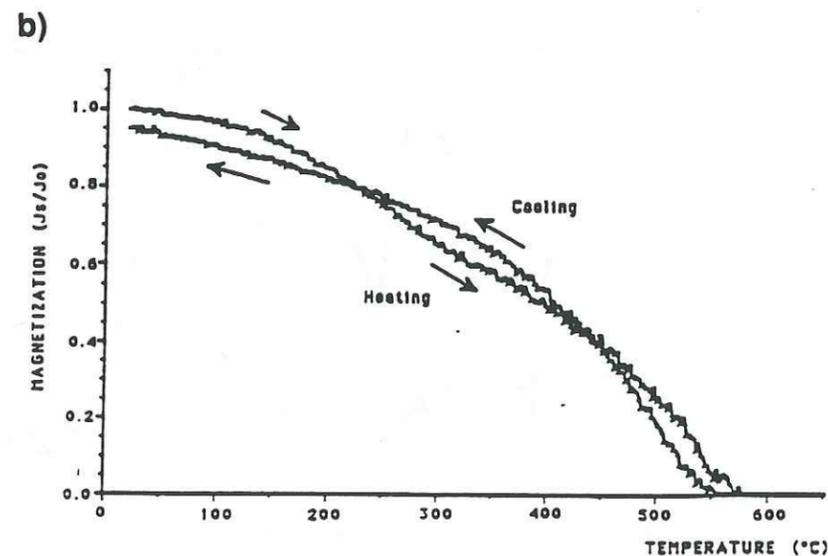
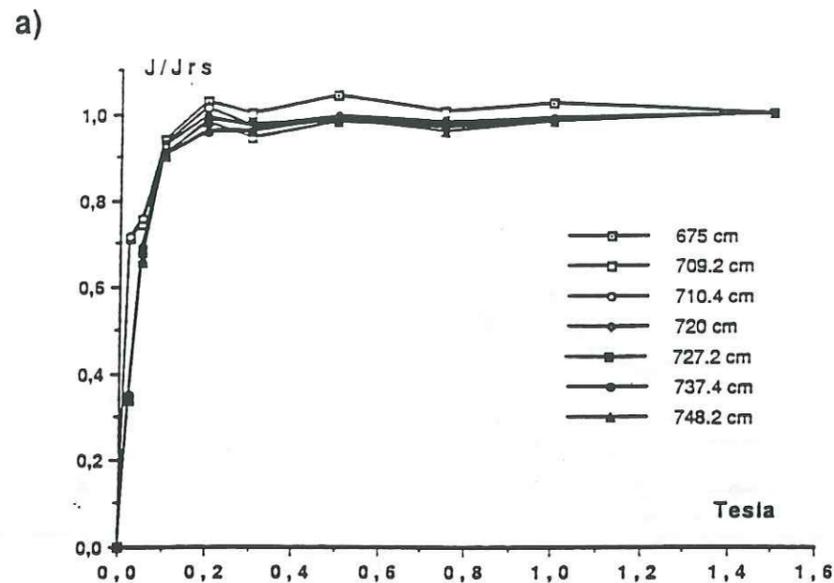


Figure III-18 : a) diagramme d'acquisition d'ARI pour la carotte MD 84627. [Tric, 1990]
b) courbe thermomagnétique montrant un comportement typique de la magnétite pour un échantillon de la carotte MD 84627 [Tric, 1990].

d'une diminution de la taille des grains. Si l'on se réfère à l'abaque de Bloemendal et al. [1992] (cf figure III-3b), on peut dire que la taille des grains diminue progressivement de 1 à 0,5 μm entre 600 et 650 cm, et est comprise entre 0,3 et 0,4 μm à partir de 650 cm. Les valeurs de taille de grains déterminées à partir de cet abaque ne sont pas absolues mais permettent d'estimer les variations relatives.

D'autre part, les susceptibilités K_a et K ne sont pas très bien corrélés (Figure III-19b, graphe de gauche), ce qui suggère des sources indépendantes pour la susceptibilité en champ faible et l'ARA.

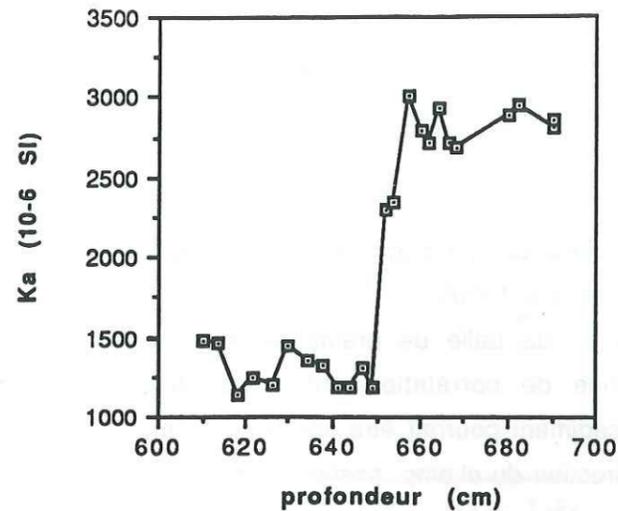
Les faibles valeurs de taille de grains au sein de la carotte MD 84627 suggèrent que l'absence de corrélation entre les anomalies d'inclinaison et l'anisotropie d'ARA du sédiment pourrait être liée à des réorientations des particules magnétiques selon la direction du champ, postérieurement au dépôt. En effet, si l'on considère uniquement les échantillons situés entre 600 et 650 cm qui présentent des grains de tailles supérieures à 6 μm ($K_a/K \leq 4,5$), on peut déceler une légère corrélation entre les paramètres d'anisotropie -en particulier P- et l'anomalie d'inclinaison ΔI .

Dans le cas de la carotte MD 84627, les variations de l'inclinaison de l'ARN sont influencées par l'anisotropie dans les zones dont la fraction magnétique n'est pas trop fine, mais reflètent aussi probablement les variations séculaires du champ. L'influence de celles-ci sur l'ARN est certainement prédominante lorsque la taille des particules magnétiques est inférieure à une valeur critique, ce qui permet l'acquisition d'une ARPD exempte d'erreurs d'inclinaison. Il n'est pas possible dans ce cas de séparer les différentes contributions - sédimentologiques, géomagnétiques ou autre - et donc de quantifier celles qui induisent une erreur dans les directions de l'ARN. On pourra par contre considérer les valeurs moyennes de H_a et ΔI et obtenir un point dans un diagramme global présentant les corrélations entre anisotropie et erreurs d'inclinaison pour toute les carottes étudiées (cf § V-3).

III-2 La carotte RC 14120

La carotte RC 14120 provient de la mer de Behring à 55,78°N de latitude. Elle nous a été signalée par D. Schneider, comme étant susceptible de contenir des biais d'enregistrement du signal paléomagnétique. En effet, l'enregistrement des directions de l'ARN révèle une inclinaison variable, et en moyenne, de plusieurs dizaines de degrés plus faible que celle du modèle dipolaire pour cette latitude (71°). Nous avons donc

a)



b)

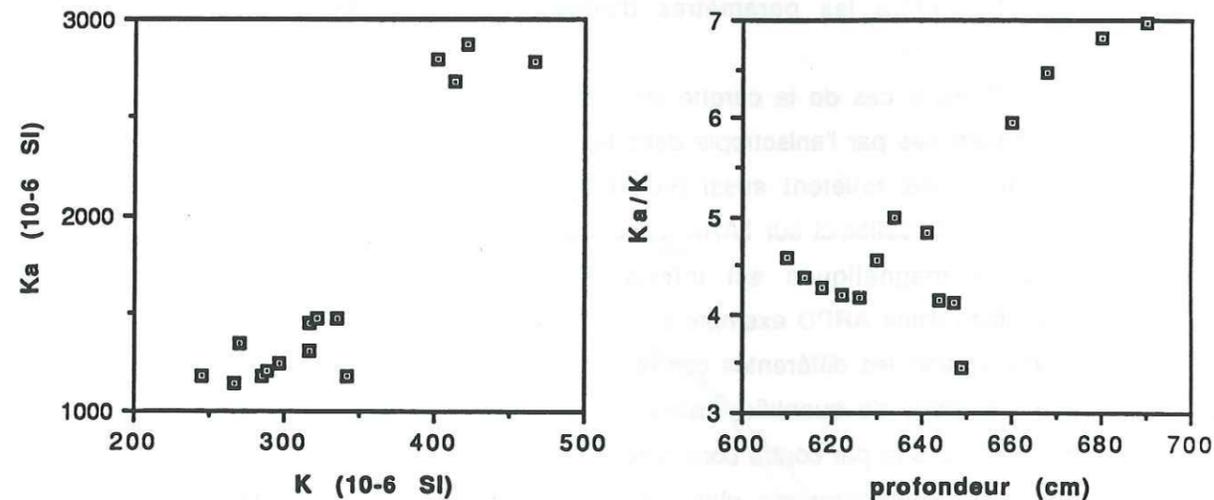


Figure III-19 : a) variation de la susceptibilité anhystérétique (K_a) en fonction de la profondeur pour la carotte MD 84627. b) Distributions et dépendance de la susceptibilité anhystérétique (K_a) et de la susceptibilité en champ faible pour la carotte MD 84627 (graphe de gauche). Evolution du rapport K_a/K en fonction de la profondeur (graphe de droite).

testé une éventuelle corrélation entre ces anomalies d'inclinaison et la structure du sédiment grâce à la méthode de l'anisotropie d'ARA.

Nous avons sélectionné la section de la carotte entre 3 et 10 m dans laquelle le sédiment présente une fabrique sédimentaire planaire typique avec des axes K_3 verticaux (Figure III-20a). La figure III-20b montre la courbe thermomagnétique obtenue à partir d'un échantillon pilote de la carote RC 14120. Le spectre de désaimantation est caractéristique de la magnétite avec un point de Curie à 580°C . Par ailleurs, le spectre de rayons-X effectué sur cet échantillon montre la présence de la magnétite ou d'un minéral proche du point de vue système cristallin (raie à 2.52 \AA) (figure III-20c). Les balances de Curie ainsi que les spectres de diffraction de rayons-X ont été effectués par Erik Blanchard, au laboratoire du C.F.R. à Gif-sur-Yvette.

L'application de la méthode d'anisotropie d'ARA sur cette carotte donne des résultats peu concluants. Les variations de l'anomalie d'inclinaison ΔI et des valeurs du degré d'anisotropie H_a ne présentent pas de corrélation, si ce n'est sur une hauteur de l'ordre de deux mètres, ce qui n'est pas vraiment représentatif sur une section d'environ 5 mètres (Figure III-21a). On peut noter aussi des valeurs très faibles du paramètre d'anisotropie ($H_a < 1.05$), ce qui est peut être une explication à cette absence de corrélation.

Toutefois, si l'on effectue une moyenne glissante sur trois points des valeurs de P_{ASM} et de ΔI , on observe une légère corrélation des paramètres lissés, en particulier entre 3 et 7 mètres (Figure III-21b). Les zones à forte erreur d'inclinaison présentent des degrés d'ASM plus élevés. La figure III-20d montre la distribution des paramètres d'anisotropie H_a et P_{ASM} , on n'observe pas de relation entre ces deux paramètres dans le cas de cette carotte, ce qui permet de dire que les fabriques ne sont d'une part certainement pas représentatives de la même population de grains et d'autre part, probablement pas coaxiales.

Il semble donc que la fraction magnétique concernée par le spectre de coercivité de l'ARA induite ne possède pas une anisotropie intrinsèque suffisante pour refléter la déviation du vecteur ARN, mais sans doute suffisante pour induire celle-ci. En effet, le fait que l'on observe des variations de même sens de l'anomalie d'inclinaison et du degré d'ASM prouve la dépendance de l'inclinaison par rapport à la fabrique du sédiment. Dans ce cas, l'influence indirecte de l'anisotropie de la matrice sur les grains ferromagnétiques est plus nette que l'influence directe de l'anisotropie de la fraction magnétique fine dont les valeurs sont très faibles dans le cas de ces sédiments.

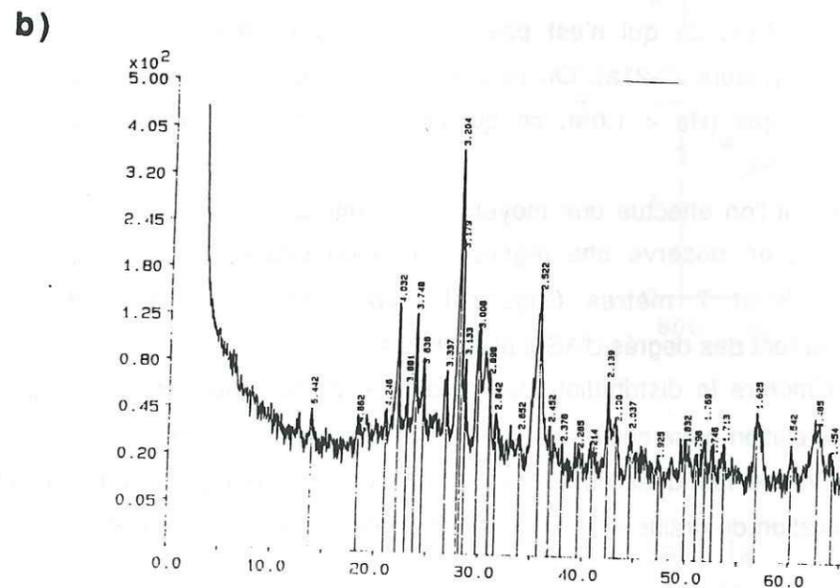
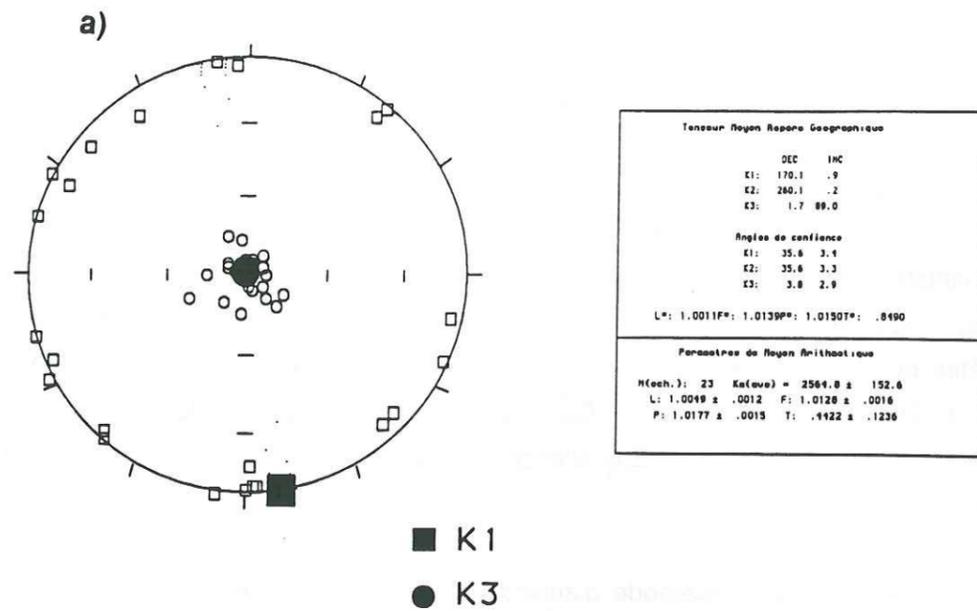


Figure III-20 : a) stéréogramme des directions principales d'ASM pour la carotte RC 14120
b) Spectre de diffraction des rayons X effectué sur une poudre enrichie d'un échantillon de la carotte RC 14120.

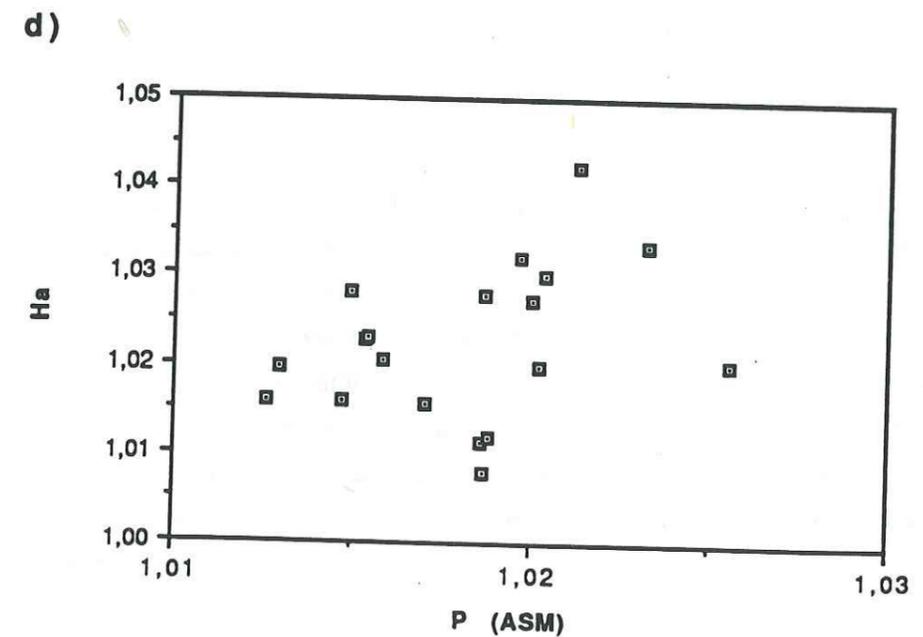
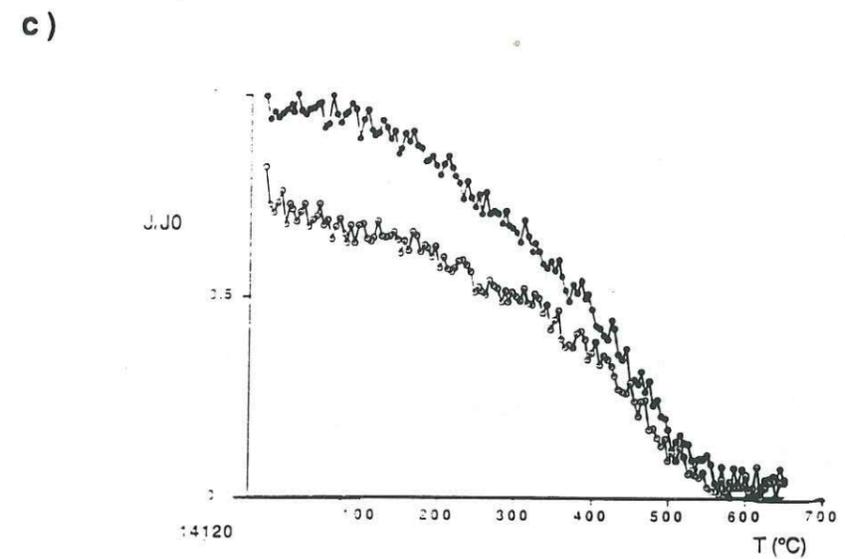


Figure III-20 c) courbe thermomagnétique montrant un comportement typique de la magnétite pour un échantillon de la carotte RC 14120.
d) Distributions des paramètres d'ASA (Ha) et d'ASM (P) pour la carotte RC 14120.

L'intensité de l'ARA induite est par ailleurs assez élevée dans tous les échantillons traités (de l'ordre de 5 A/m). L'absence de cohérence entre les variations de Ha et de ΔI n'est donc pas liée à un trop faible pourcentage de la fraction magnétique, qui aurait pu induire un manque de précision dans les mesures d'ARA et ainsi des valeurs de Ha non représentatives. Dans ce cas d'étude, l'indépendance de comportement entre Ha et ΔI peut être dûe au fait que les fabriques d'ASA et d'ASM ne sont pas coaxiales, la méthode de détermination de Ha, basée sur l'hypothèse de cette coaxialité, ne serait donc pas valable.

D'après les mesures des paramètres d'hystérésis, les valeurs des rapports H_{cr}/H_c et J_{rs}/J_s révèlent la présence exclusive de grains pseudo-monodomaines (Fig-III-22 a), donc de tailles comprises entre 0.5 et 5 μm environ.

D'autre part les valeurs de champ coercitif rémanent sont assez élevées (de 47 à 55 mT) et correspondent à des tailles de grain de l'ordre de 2 à 3 μm d'après les résultats de Harstra [1982b].

Le rapport K_a/K varie entre 1.5 et 2.5 (Figure III-22b) ce qui correspond également à une taille de grains comprise entre 1 et 3 μm d'après Bloemendal et al. [1992]. Cependant, K_a et K sont mal corrélés (comme Ha et P), ce qui suggère des sources indépendantes pour la susceptibilité en champ faible et l'ARA et confirme l'hypothèse de non coaxialité des fabriques d'ASA et d'ASM suggérées par la figure III-20d.

Par ailleurs, l'absence de corrélation entre ΔI et Ha n'est pas lié à des valeurs trop faibles ou à des variations importantes de la taille des grains puisque les résultats de minéralogie magnétique ne diffèrent pas de façon significative par rapport à ceux des carottes RC 2202 et 2214. Par contre la forme et la nature des grains ferromagnétiques sont sans doute des facteurs déterminants. Les faibles valeurs d'anisotropie d'ARA suggèrent en effet la présence de particules plus sphériques.

La carotte RC 14120 ne nous permet donc pas d'affiner la relation entre les erreurs d'inclinaison et l'anisotropie magnétique des sédiments. Malgré tout, la légère corrélation observée entre les paramètres lissés ΔI et PASM confirme l'existence d'un effet significatif de cette anisotropie sur le processus d'enregistrement du champ géomagnétique par l'ARD et l'ARPD des sédiments.

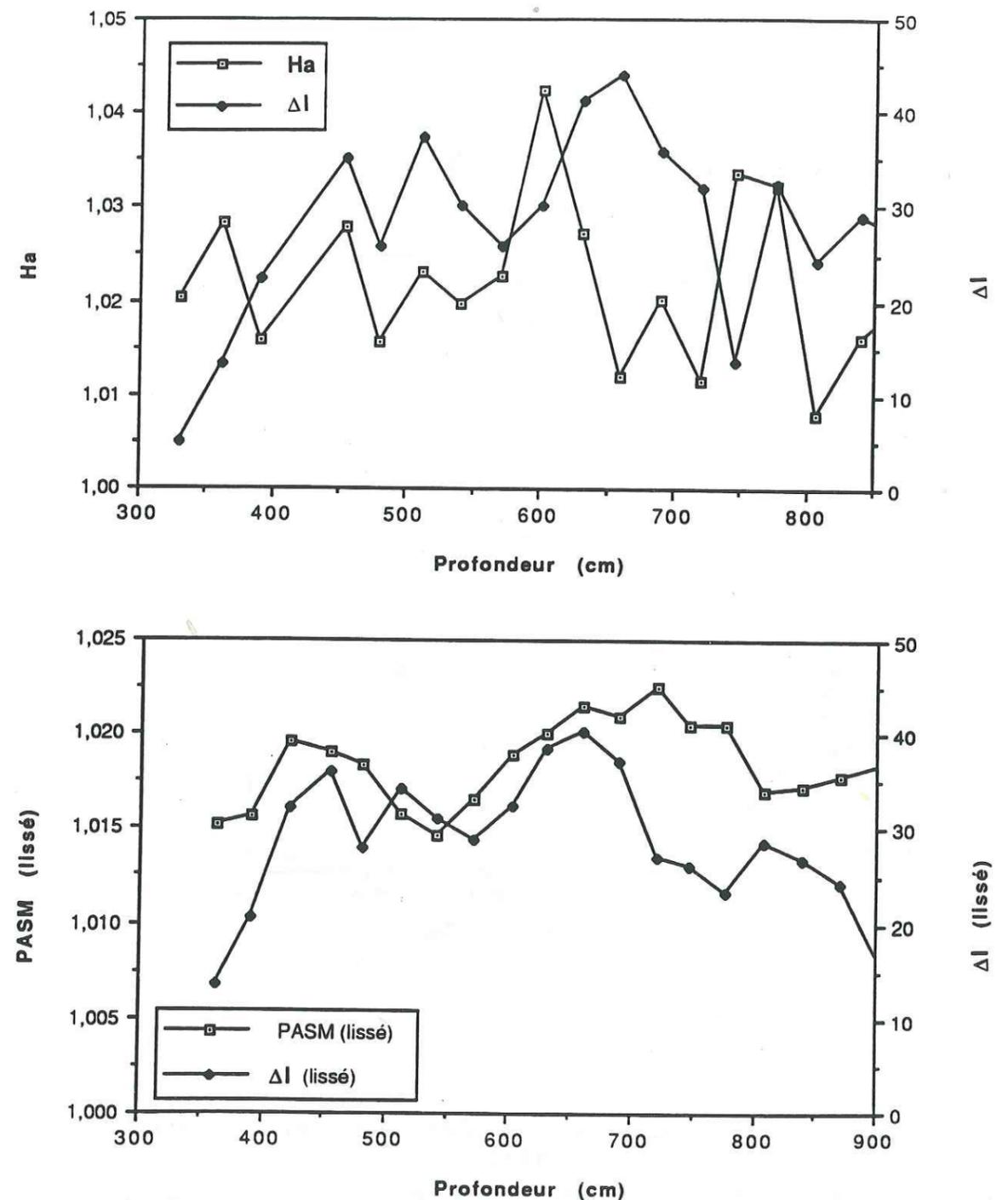


Figure III-21 : a) variations de ΔI et du paramètre d'anisotropie d'ARA Ha pour la carotte RC 14120. b) variations de ΔI et du paramètre P d'ASM pour la carotte RC 14120.

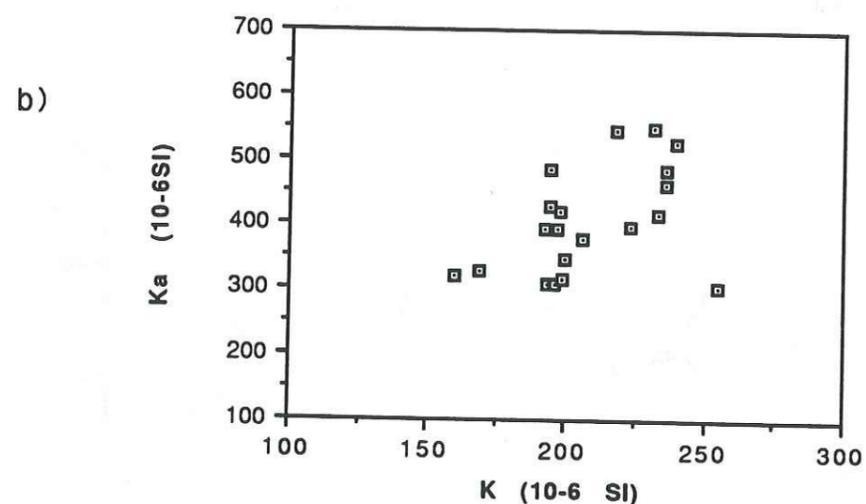
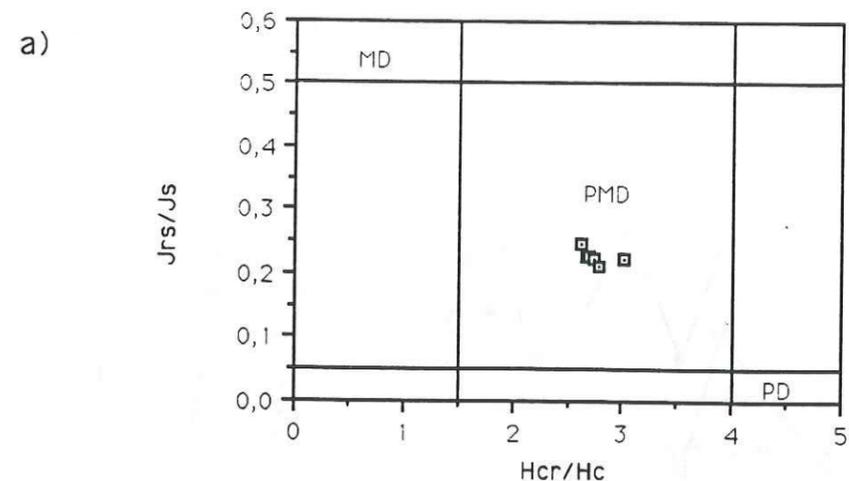


Figure III-22 : distribution des paramètres d'hystérésis pour la carotte RC14120.

a) Diagramme du rapport J_{rs}/J_s en fonction de H_{cr}/H_c . Tous les échantillons se situent dans la zone pseudo-monodomaine d'après les résultats de Day et al. [1977].

b) Distribution et dépendance des susceptibilités anhystérétique (K_a) et ferromagnétique (K_f).

III-3 Application de l'anisotropie magnétique aux sédiments tectonisés : Etude du point triple du Chili

III -3 -1 Cadre géodynamique de l'étude

La région du point triple du Chili se situe entre $45^{\circ}40'S$ et $47^{\circ}S$ et correspond à la collision entre la ride d'expansion océanique active du Chili et la zone de subduction Pérou-Chili [Herron et al., 1981 ; Cande and Leslie, 1986 ; Cande et al, 1987]. Trois plaques lithosphériques sont concernées et se rencontrent au niveau du point triple : les plaques Nazca et Antarctique s'écartent l'une de l'autre à partir de la dorsale et sont toutes deux subduites sous la plaque Sud Américaine le long de la marge Pérou-Chili. Cette configuration est particulière puisqu'il s'agit du seul point triple actif du type collision ride d'expansion-zone de subduction où la plaque chevauchante est composée de lithosphère continentale.

La reconstruction tectonique régionale effectuée à l'aide des études d'anomalies magnétiques marines [Pilger, 1978 ; Cande et al., 1982, 1987] met en évidence une première collision entre la dorsale et la zone de subduction il y a environ 14 Ma vers la latitude de la Terre de Feu (Figure III-23a). Des segments de la dorsale furent ensuite subduits entre 14 et 10 Ma de la Terre de Feu jusqu'au golfe de "Penas", vers 6 Ma le long du golfe puis vers 3 Ma au niveau de la péninsule de Taitao (Figure III-23a). Des données bathymétriques récentes (SEABEAM) localisent avec précision la position actuelle du point triple à $46^{\circ}12'$ (Figure III-23b). La dorsale océanique est à ce niveau presque parallèle à la marge, et la collision ride-marge est fortement oblique.

La subduction de la ride entraîne la migration du point triple vers le nord le long de la marge et une variation du vecteur de déplacement relatif entre les plaques subduites et la plaque chevauchante. Au nord du point triple, la subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud se fait selon une direction E-NE et la vitesse de subduction est élevée (environ 80 mm/an pour les 3 derniers millions d'années contre 130 mm/an pendant le Miocène supérieur) tandis que la plaque Antarctique n'est subduite qu'à une vitesse d'environ 20 mm/an depuis les derniers 15 Ma [Chase, 1978], dans une direction E-SE.

III -3 -2 Objectifs de la campagne de forage ODP au niveau du point triple du Chili.

La région du point triple du Chili a fait l'objet d'un carottage en mer et d'études pluridisciplinaires dans le cadre du programme ODP, leg 141 auquel j'ai participé. Ce

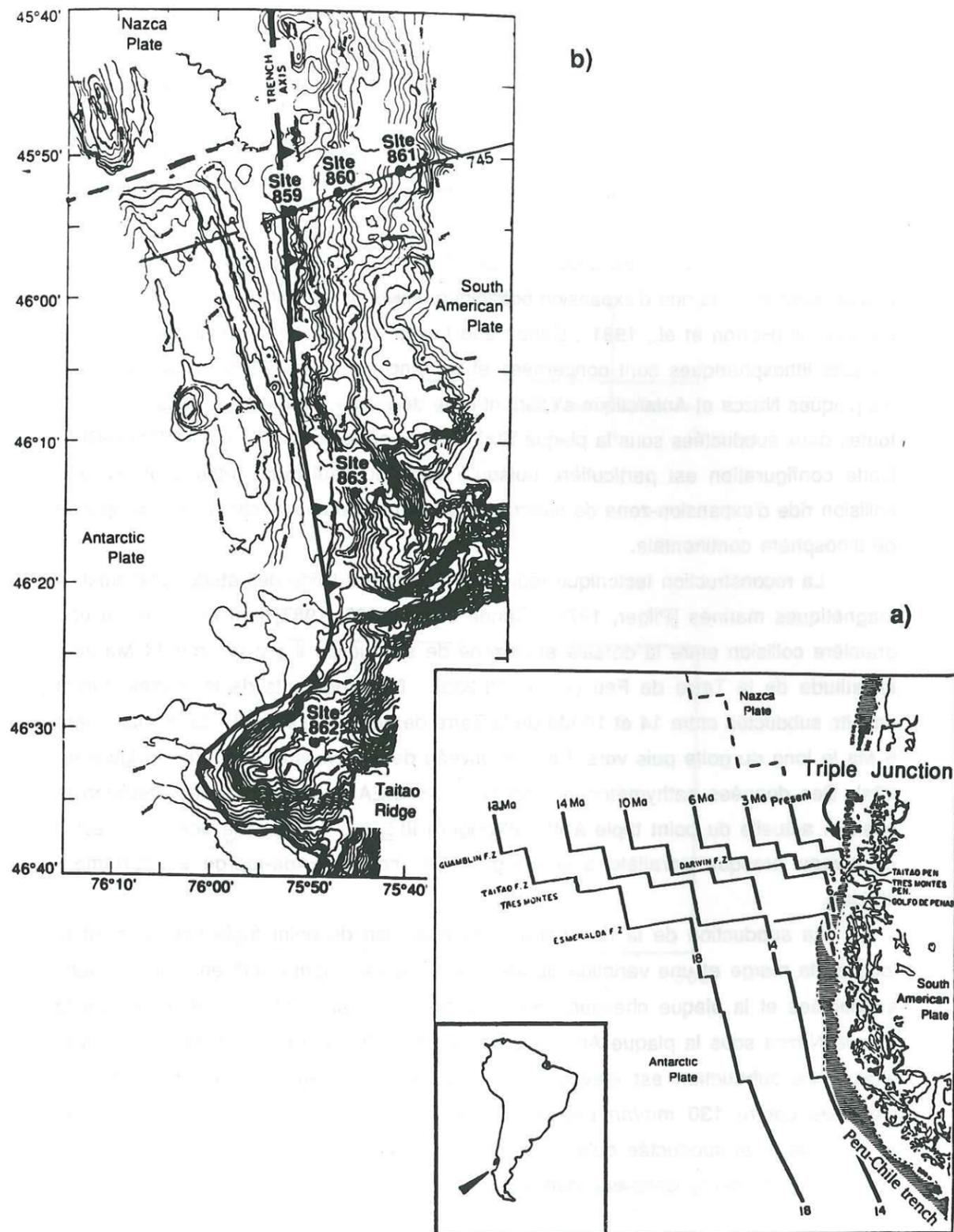


Figure III-23 : a) Sequential reconstruction of the Chile rise spreading ridge with respect to South America from 18 myBP to the present
 b) Bathymetric map of the Chile margin Triple Junction. Location of sites 859, 860, 861, 862, and 863 are marked (contour intervals are 50 m).

leg a étudié 5 sites au large de la côte Sud du Chili, aux alentours de 46°, du 11 novembre 1991 au 13 Janvier 1992 (Figure III-23). D'après les études géophysiques, les effets principaux de la collision sont :

- une érosion tectonique s'intensifiant le long de la marge jusqu'à la collision ride-marge.
- une subsidence rapide de l'arc et de la zone avant-arc [de Long et Fox, 1977 ; de Long et al., 1978,1979]
- une période d'accrétion accompagnée du transfert de matériel nouveau provenant de la plaque subductée dans la zone avant-arc

Les objectifs principaux du leg étaient de tester ce modèle de subduction-érosion et d'en étudier les mécanismes. Pour cela, il était nécessaire de déterminer et d'analyser divers facteurs : (1) taux, amplitude et extension régionale des mouvements verticaux dans la zone avant-arc, (2) âges et lithologies des roches déformées au niveau du point triple, (3) limites de la croûte continentale le long de la marge aux abords de la collision, (4) intensité de l'altération hydrothermale et de la diagenèse, et éventuellement minéralisations liées à la circulation de fluides chauds provenant de la marge d'accrétion subductée.

Deux objectifs secondaires étaient d'une part l'échantillonnage de la ride bathymétrique de Taitao afin de déterminer la nature des roches qui la constituent et, d'autre part, la mise en place d'un important programme géochimique étudiant les propriétés du gaz (Hydrate de méthane) contenu dans les sédiments de surface, l'histoire thermique et la migration des fluides au niveau du point triple.

III -3 -3 Lithologie et structure des séquences rencontrées

La localisation des sites forés est reportée sur la Figure III-24. Les trois premiers sites (859, 860 et 861) forment une transversale WSW-ENE à travers l'avant arc environ 40 kilomètres au nord du point triple, respectivement à 4, 9, et 16 Km de l'axe de la ride, en direction de la côte (Figure III-24a). Les profondeurs d'eau enregistrées sont respectivement de 2750, 2146, et 1690 mètres. Une fraction importante des sédiments du prisme d'accrétion provient de l'arc volcanique Andin et du socle continental Sud Américain. La lithologie et la structure tectonique des couches rencontrées sont :

- Site 859 : une fine séquence Pleistocène plissée suivie d'une séquence sédimentaire déformée et plissée, parfois bioturbée, du Pliocène supérieur. Toute deux sont constituées de limons et argiles avec un faible pourcentage (0-5%) de fraction plus grossière.

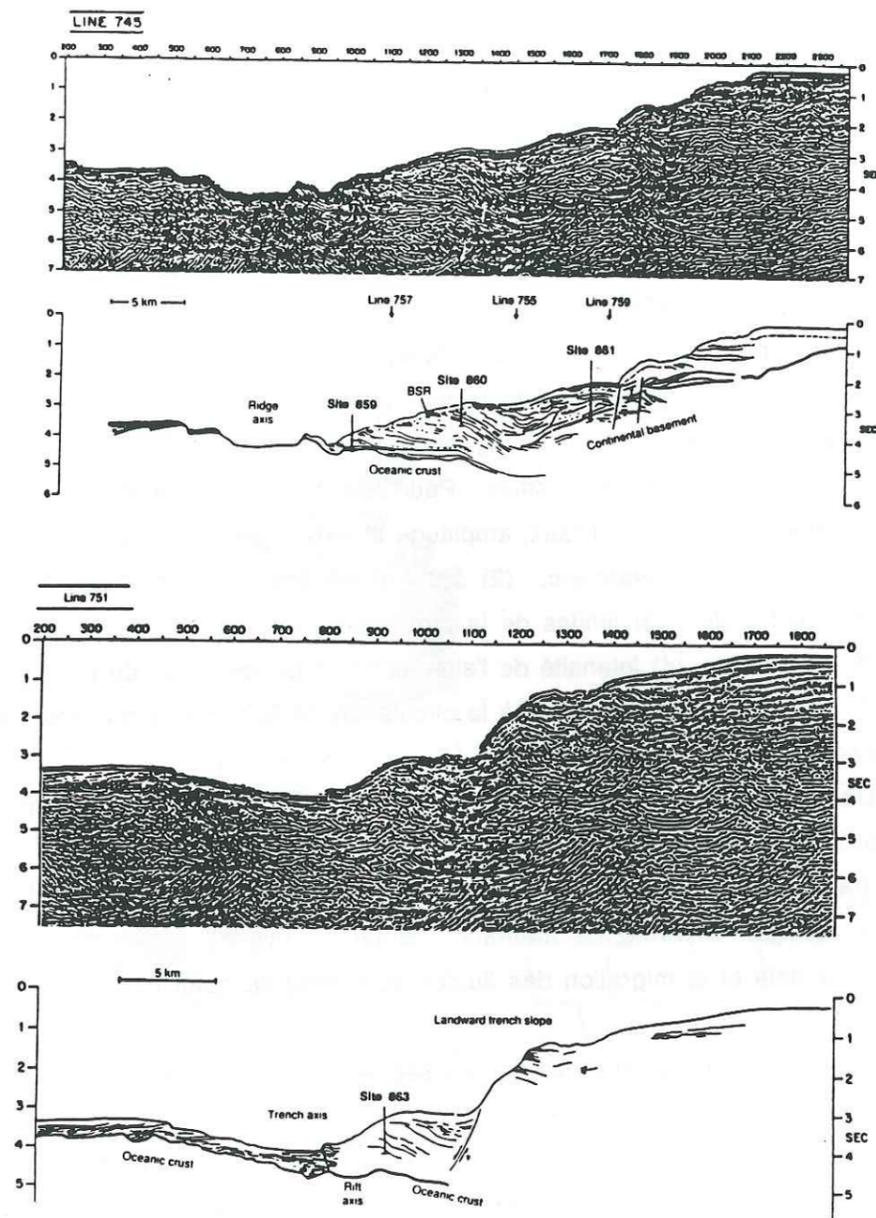


Figure III-24 : Reflection seismic lines 745 and 751 and interpretative cross sections. Locations of Sites 859, 860, 861, and 863 are marked.

- Site 860 : après avoir traversé les séquences quaternaires, pliocène supérieur et inférieur du bassin sédimentaire avant-arc, le forage a pénétré des roches de la marge d'accrétion. Le bassin est constitué de sédiments hémipélagiques et de turbidites à grains fins. Pour la partie qui nous intéresse, ceux-ci sont constitués de limons et d'argiles avec, intercalés, des lits à granulométrie plus grossière, contenant un pourcentage plus élevé de minéraux lourds d'origine volcanique.

La déformation est caractérisée par des slumpings et des failles chevauchantes à très faible pendage, d'où de nombreuses répétitions stratigraphiques entre 240 et 420 m. En dessous de 240 m, les sédiments sont fortement déformés et fracturés ("broken formation").

- Site 861 : d'après l'interprétation du profil de sismique réflexion, ce site doit avoir un soubassement de croûte continentale. La séquence sédimentaire rencontrée comprend toujours des sédiments hémipélagiques et des turbidites, mais la granulométrie plus grossière (présence de graviers et de couches de conglomérat) semble indiquer un environnement de dépôt plus côtier. Ces sédiments d'origine glaciaire-marine sont constitués de conglomérats, sables et limons. Malgré une déformation moins intense au niveau de ce site, on retrouve à partir de 390 m la "broken formation" du Pliocène inférieur, fortement fracturée.

Les deux autres sites sont situés plus au sud. Le site 862 est situé au niveau de la ride de Taitao qui s'étend du continent Sud Américain vers l'Est jusqu'à environ 25 Km au sud du point triple. (Figure III-23b et III-38). Cette ride, proche des ophiolites de la péninsule de Taitao, semble être d'origine océanique d'après les données géophysiques marines [ODP leg141 Scientific Party, 1992a]. La profondeur d'eau enregistrée au niveau de ce site est de 1268 mètres. Le forage a confirmé la présence, sous la séquence sédimentaire, d'un soubassement de roches éruptives mafiques à affinité océanique, d'âge Pliocène supérieur, similaire à celui des ophiolites de la péninsule de Taitao.

Cette ride est donc probablement reliée à la presqu'île de Taitao et pourrait être le résultat d'un volcanisme lié à l'extension ductile le long de la zone fracture de Taitao, juste avant la subduction. La séquence sédimentaire forée du Pliocène supérieur est constituée de 23 m de limons argileux progressivement indurés jusqu'à des argilites et des grès consolidés. Les données géophysiques suggèrent pour ces sédiments une provenance similaire à celle des sites 859 et 861. La topographie locale très escarpée du fond océanique entraîne des glissements et des déformations par gravité.

Le site 863 est situé à la limite entre les trois plaques, à l'endroit où la dorsale est subductée (Figure III-23b et III-24b). La profondeur d'eau enregistrée au niveau

de ce site est de 2576 mètres. D'après les données du forage, les circulations hydrothermales, les minéralisations et les gradients géothermiques sont nettement moins intenses que ceux que l'on attendait à ce site.

La séquence forée d'une hauteur totale de 743 m est constituée de sédiments quaternaires et Pleistocène supérieur, principalement des grès et des limonites bioturbées ainsi que des argilites sableuses ou limoneuses. En dessous d'une fine couche peu déformée, les unités présentent un pendage fort à vertical, avec des intervalles de zone faillées (broken formation). La déformation est dominée par les failles inverses, mais on observe aussi des failles normales postérieures.

Les premiers résultats du leg 141 ont fait l'objet d'un article [ODP leg141 Scientific Party, 1992b] reporté en annexe. L'histoire paléogéographique, l'origine des matériaux rencontrés et leur évolution tectonique ainsi que l'étude des circulations géothermales et les propriétés du gaz hydrate de la couche BSR (Bottom Simulating Reflector) y sont discutées de façon plus précise.

III-3-4 Paleomagnetism, magnetic fabric and strain in the Chile Triple Junction area.

III-3-4-1 Introduction

The investigation of magnetic anisotropy in sediment allow to define the ellipsoid of magnetic susceptibility which is an image of the preferred orientation or fabric of the magnetic grains in the sediment. From a description of the magnetic fabric in terms of shape and orientation of this susceptibility ellipsoid, it is often possible to make inferences concerning the deposition processes and subsequent deformation of the sediment (see Hrouda, [1982] ; Borradaile, [1988] ; Jackson and Tauxe, [1991] and Rochette et al., [1992] for recent reviews).

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in sediments can be due to lattice preferred orientation of grains with a magnetocrystalline origin anisotropy (i.e. phyllosilicates, hematite), but in most cases, the main contribution to anisotropy is from the statistical shape alignment of non-spherical magnetic grains. In an undeformed sediment, such grains tend to align their short axes perpendicularly to the bedding plane, producing an horizontal magnetic foliation, the so-called primary sedimentary fabric. A lineation superimposed on this fabric may indicate a bottom current during deposition. These primary depositional fabrics may be altered to varying degrees by subsequent perturbations or deformations and result in a new fabric in which the axes of minimum and maximum susceptibility correspond

respectively to the directions of minimum and maximum principal strain axes. In this paper, we present detailed results of AMS and paleomagnetic measurements from the 5 sites investigated during ODP leg 141, in the region of the Chile triple junction, where the Chile spreading ridge is being subducted beneath the Peru-Chile trench convergent margin. We propose (1) a picture of deformation and strain development at each locality from the magnetic fabrics of the sediments and (2) some tentative deduction regarding the regional paleostress field.

III-3-4-2 Geological setting and paleomagnetic sampling

The Chile Triple Junction (CTJ) area, located near 46° S of latitude and 76°W of longitude, is the site where collision between the actively-spreading Chile ridge and the Chili Trench subduction zone takes place [Herron et al., 1981 ; Cande and Leslie, 1986 ; Cande et al. 1987]. Here, the Antarctic plate, the Nazca plate, both moving away from the Chile ridge that separates them are being subducted eastward beneath the continental South America plate, along the Peru-Chile Trench. Regional plate tectonic reconstructions for the CTJ, constrained by marine magnetic anomaly studies [Pilger, 1978 ; Cande et al., 1982] show that the Chile ridge first collided with the Chile Trench about 14 Ma near the latitude of Tierra del Fuego (Figure III-23a). As the ridge was subducted, the CTJ migrates northward along the margin, until the present location, and the relative plate motions vector between the subducting and overriding plates changes : the subduction is slightly north east and rapid north of the advancing CTJ but slightly south east and much slower following the passage of the CTJ

Leg 141 occupied five sites off the coast of Southern Chile, near 46° S. Sites 859, 860 and 861 form a transect across the forearc about 40 kilometers north of the triple junction (Figure III-23b and III-24a) respectively 4, 9 and 16 kilometers landward of the toe trench slope.

Site 862 is located near the crest of the prominent bathymetric Taitao ridge, approximately 25 Km south of the present location of the Chile triple junction. The Chile Trench is interrupted by the Taitao ridge, and its axe is deflected from a north-south trend to a more southwesterly trend northwest of the Taitao ridge (Figure III-23b). The close proximity to the onshore Taitao ophiolite, 20 kilometers to the East (Taitao peninsula) [Forsythe and Nelson, 1985], and the geophysical data suggest that the Taitao ridge is of oceanic origin and might be in the process of accretion to the Chile Trench forearc. However, first results of the drilling at site 862 doesn't allow us to

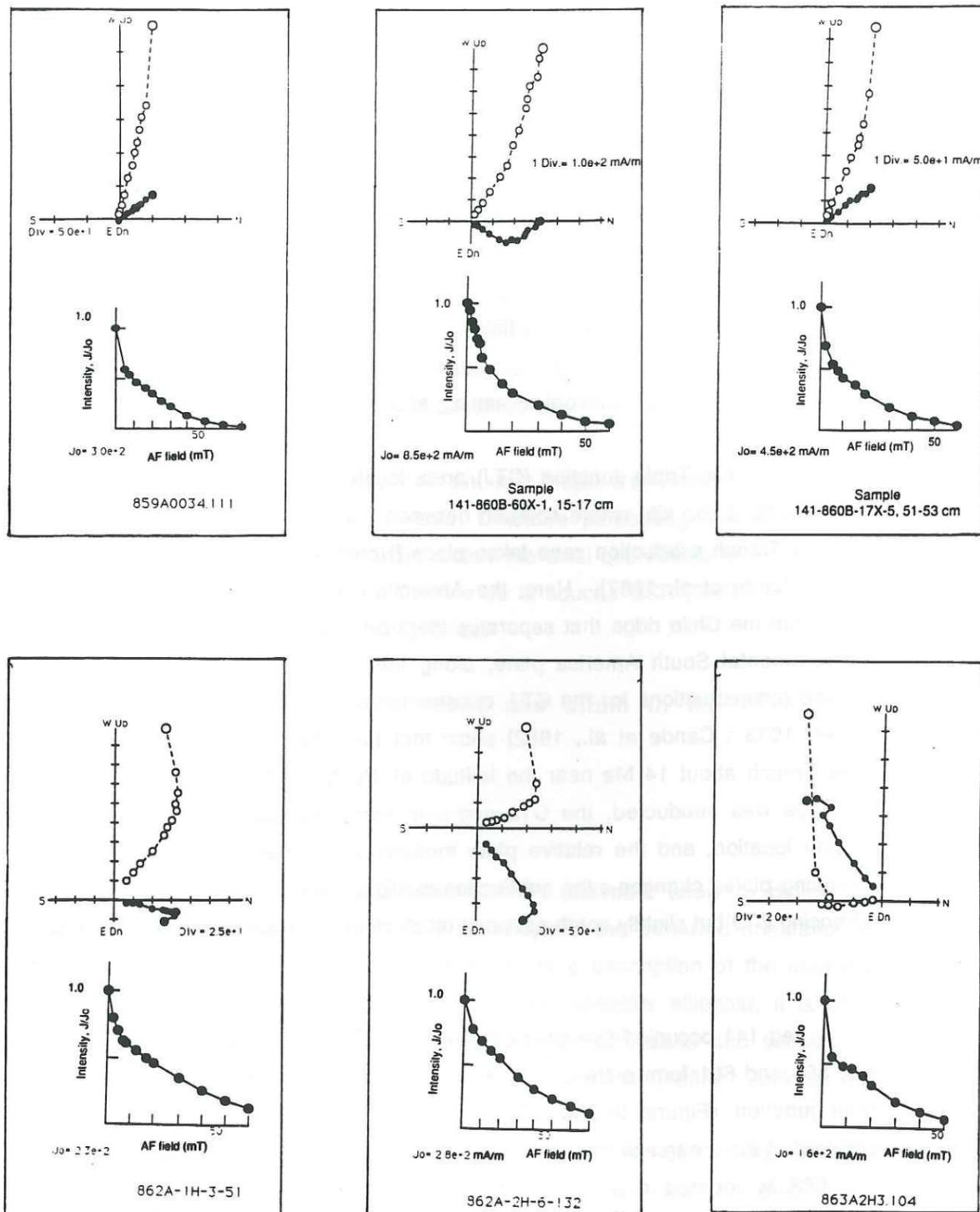


Figure III-25 : Zijderveld plots from AF demagnetizations for some samples of sites 859, 860, 862, and 863 (VRM component is completely removed after 15 mT).

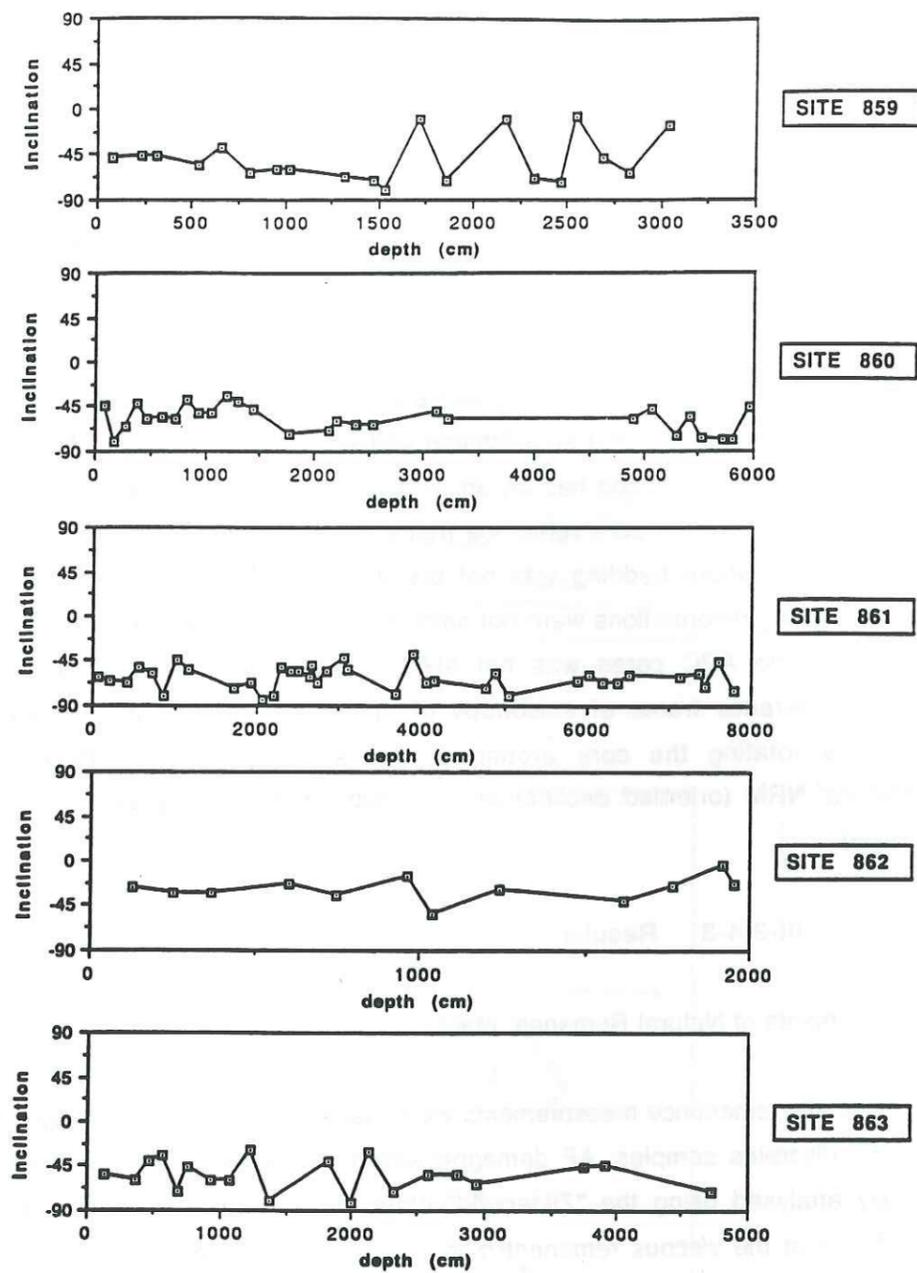
determine whether the Taitao ridge is presently being attached to the Antarctic plate or to the South American Plate. [ODP leg141 Scientific Party, 1992a]. Site 863 is located in the toe region of the accretionary wedge overriding the axial zone of the Chile ridge, just at the point where the ridge is being subducted.

The paleomagnetic sampling was made on board on the working half of each APC (Advance Hydraulic Piston) core. 157 discrete specimens were taken, approximately each 1.5 meter, in the soft and semi-lithified sediment, using cubic plastic boxes with a volume of 8 cm³. Each cube has an arrow on the split face pointing up-core, which allow an orientation in the core reference frame. The sampling was selective and too deformed zones, where bedding was not preserved at all, or too soft zones, with evidence of coring deformations were not sampled. As the Multishot tensor tool data for orientation of the APC cores was not always available, the reorientation in the geographic reference frame of anisotropy of magnetic susceptibility directions was achieved by rotating the core around a vertical axis, from the declination of characteristic NRM (oriented declination of principal susceptibility axis $K_i = \text{Decl } K_i - \text{Decl NRM}$).

III-3-4-3 Results

A. Measurements of Natural Remanent Magnetization (NRM)

Magnetic remanence measurements were made using the Molspin magnetometer on the 157 discrete samples. AF demagnetization data for discrete specimens were graphically analysed using the "Zijderveld" plots representation. We can see from these plots that the viscous remanent magnetization is removed after 15 mT (Figure III-25). Magnetic cleaning was performed using the AF demagnetizer. For sites 859, 860 and 861, directions of cleaned natural remanent magnetization show normal polarity and mean inclinations coherent with the expected GAD field inclination at this location (i.e. derived from the hypothesis of a Geocentric Axial Dipole field, $I_{GAD} = -65^\circ$ at this location) (Figure III-26). However, the upper part of these sites exhibit shallow inclinations, which might reflect an inclination error induced by the planar and horizontal fabric of the sediment [Jackson, 1991 ; Collombat et al., 1993] (see discussion below). Site 862 exhibits more shallow inclinations, probably due to steep bedding dip and intense deformation. At site 863, NRM inclinations are very steep although the studied interval shows steeply inclined bedding (Figure III-26), while normal inclination of DRM for horizontal bedding should be -65° at this location. These



SITE	859	860	861	862	863
N	20	28	37	12	20
I_{moyen}	-50.15	-57.73	-61.8	-22.77	-54.27
α_{95}	15	6.4	4.6	15.79	9.28

Figure III-26 : Log and average values of NRM inclination for each site (N = number of samples ; $I_{average}$ = calculated average inclination ; α_{95} = half angle of a cone centered on $I_{average}$ and containing the true average inclination with a probability of 95%).

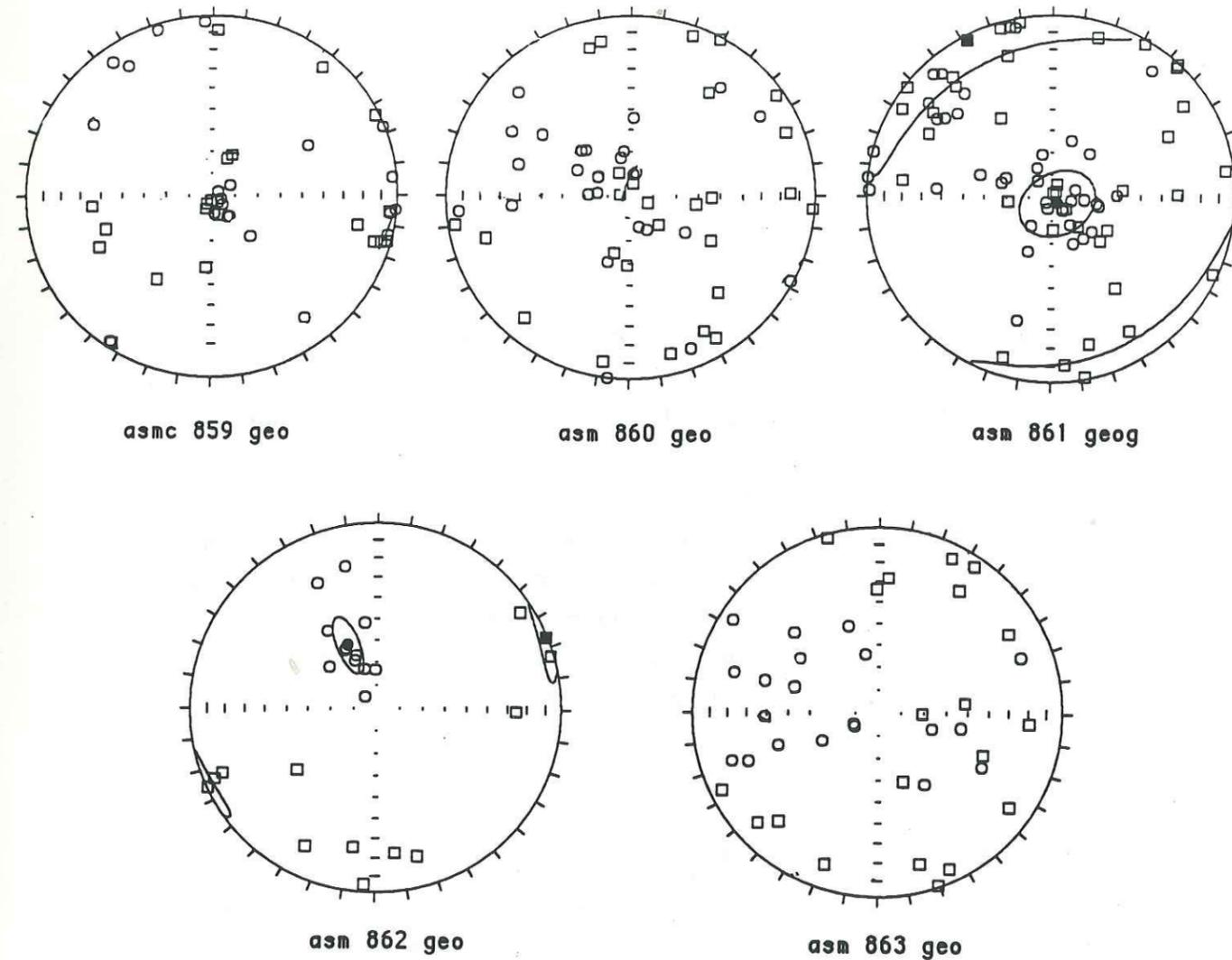


Figure III-27 : Stereograms of AMS principal directions for sites 859, 860, 861, 862 and 863.

high values of NRM inclination combined to the fact that steep bedding is observed, could reflect an overprint by chemical remanent magnetization.

B. Anisotropy of magnetic susceptibility

The low field susceptibility and its anisotropy were measured for all samples with a KLY-2 Kappabridge. Stereograms of AMS principal directions for each site are given in figure III-27. Bulk susceptibility (K_m) varies from very low values up to $6 \cdot 10^{-3}$ SI for sites 859 and 862 and $4 \cdot 10^{-3}$ SI for sites 860, 861, and 863 (Figures III-29c, -31c, -33c, -35c, -37c). However, these variations remains weak compared to the pic of K_m observed in volcanic sand layers containing high percentage of heavy magnetic minerals, and exhibiting K_m up to $10 \cdot 10^{-3}$ SI [ODP leg 141 Scientific Party, 1992a]. The sand layers have not been sampled for the present study.

Principal directions of anisotropy and the evolution of anisotropy parameters are analysed for each site in order to establish the structural significance of the magnetic fabric. The measurements were made in the core reference, and then corrected from the declination of characteristic NRM in order to replace the data in geographic coordinates (as given in figures and stereograms).

SITE 859 :

- Analysis of anisotropy directions

Figures III-28a shows the variations of minimum susceptibility axis (K3) direction in site 859. The data allow us to separate the sequence between two parts which show distinct and well defined fabric (Figure III-28b):

- a first part between 0 and 1020 cm, exhibiting K3 inclination values well clustered around the vertical direction while K1 axes are scattered in the horizontal plane. These directions suggest the presence of a primary planar depositional fabric. The bulk susceptibility is weak, around $1.5 \cdot 10^{-3}$ SI (Figure III-29). This part contains complex (and overturned) folded strata, which have not been sampled [ODP leg 141 Scientific Party, 1992a]. In this unit, the sediment is composed of clayly silt with siliceous ($\approx 13\%$) and calcareous ($\approx 7\%$) microfossils and minor amount of glassy volcanic fragments, amphibole, opaque minerals and biotite [ODP Leg 141 Scientific party, 1992a].

- a second part, between 1020 and 3050 cm, corresponding to clay and siltsized terrigenous and volcanoclastic materials (silt sized are mostly composed of Qz,

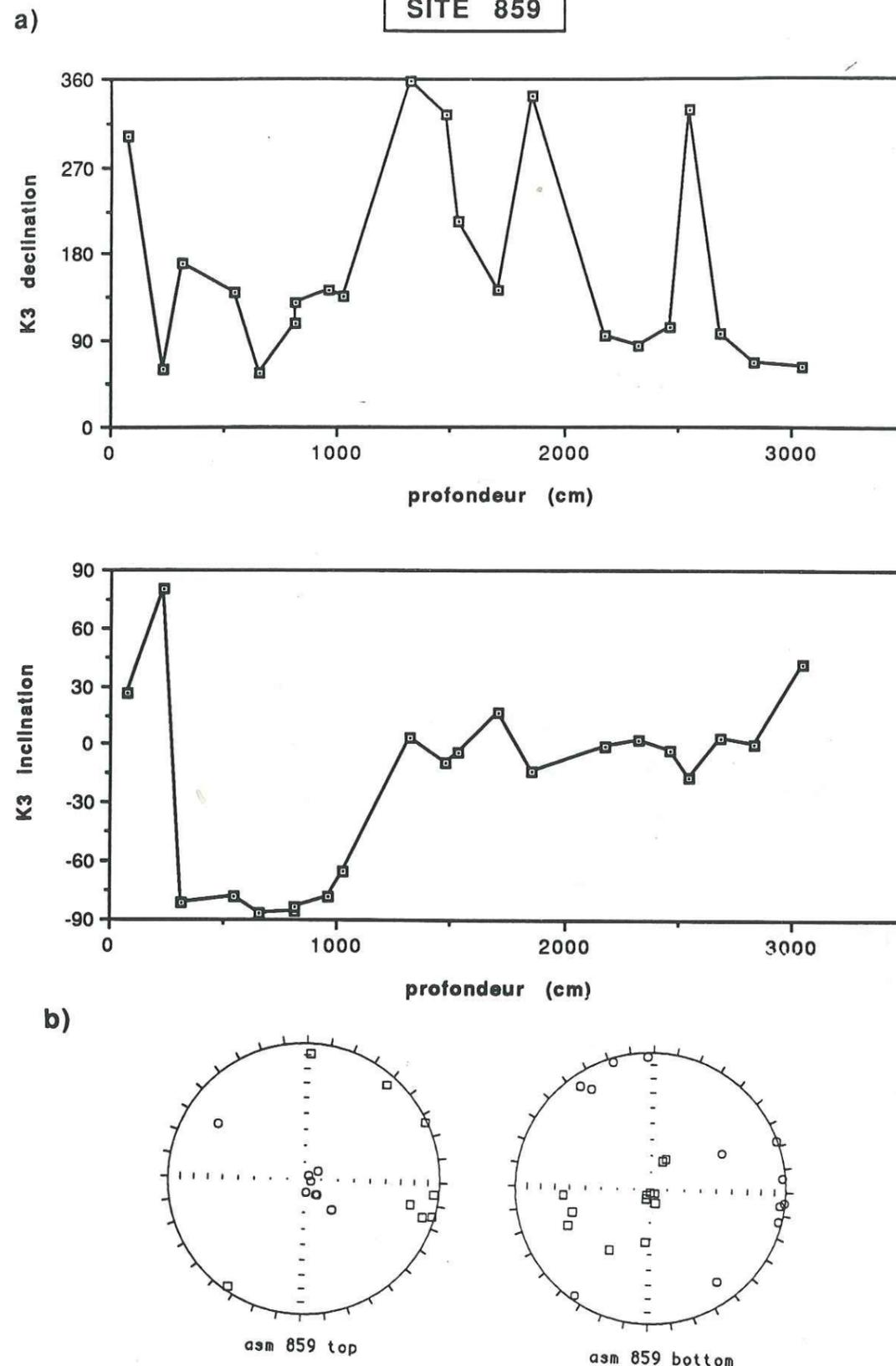


Figure III-28 : a) variation of K3 declination and inclination with depth for site 859. b) Stereograms of AMS principal directions at site 859 for the top (0-1026 cm) and the bottom of the section (1320-3047 cm).

SITE 859

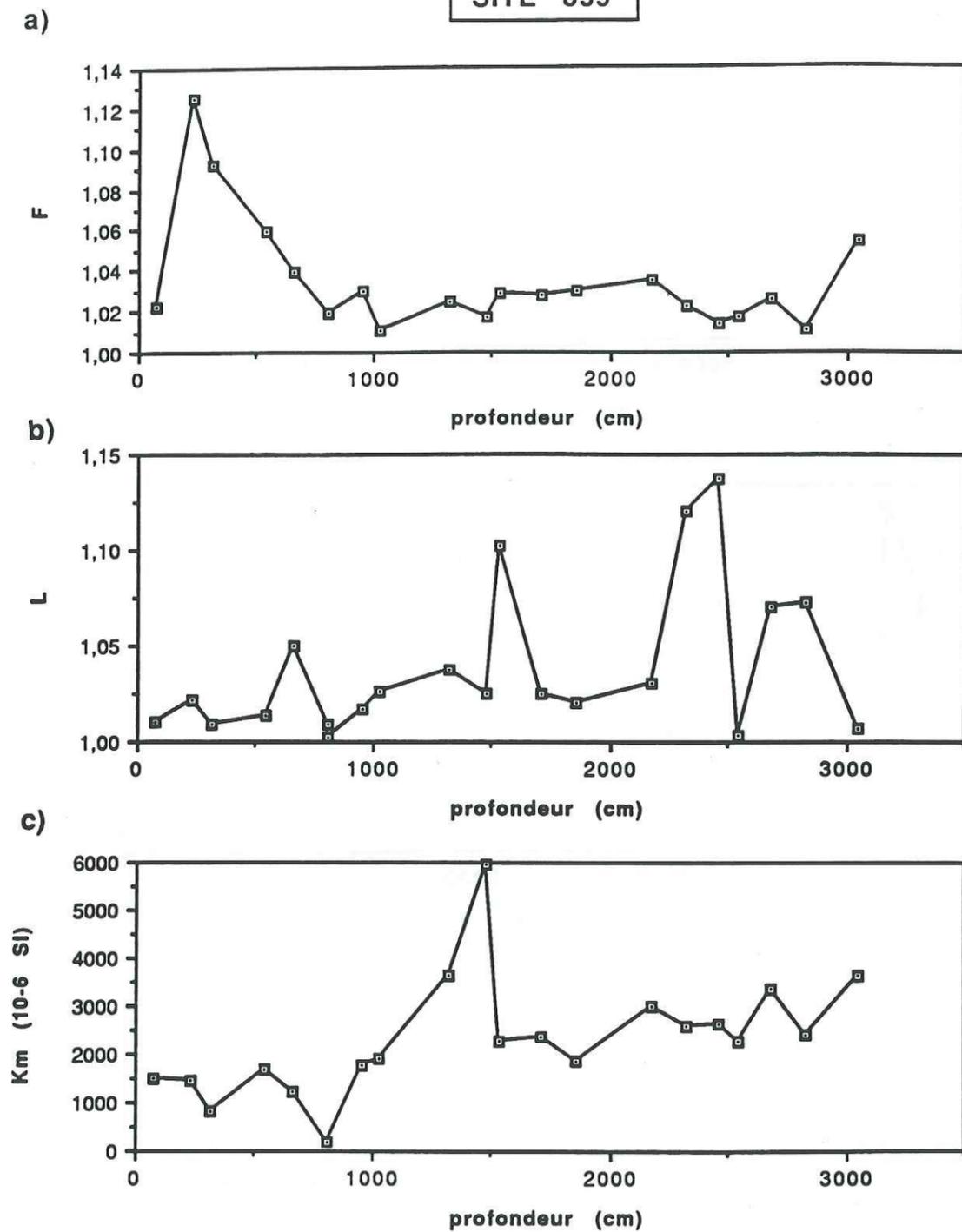


Figure III-29 : Evolutions with depth of the magnetic foliation parameter, F (a), magnetic lineation parameter, L (b), and bulk susceptibility (c) for site 859.

Fd, and lesser amount of mica, amphibole, epidote, zircon, pyroxen, opaque minerals, siliceous and calcareous microfossils [ODP Leg 141 Scientific party, 1992a]. This part is marked by an increase of bulk susceptibility (from an average of $1.5 \cdot 10^{-3}$ SI to an average of about $3 \cdot 10^{-3}$ SI, see Figure III-29) which could be due to diagenetic alteration of the magnetic mineralogy.

This part exhibits a scattering of K3 axis in an approximately horizontal plane, mostly between 320° and 220° azimuths while K1 axes are distributed around the vertical direction, mostly in the SW quadrant. Although the K3 axis azimuths are scattered, we can notice a slight overall clustering tendency in an approximately E-W azimuth for K3 declinations in the last 1000 cm.

We can interpret these directions as a global horizontal and E-W maximum shortening at the site scale, perpendicular to the ridge axis and which express itself in the magnetic fabric below 1300 cm. The grouping of K1 around the vertical could reflect a vertical stretching or flowing (parallel to K1).

The alternative explanation of our results by the phenomenon of inverse fabric due to the presence of paramagnetic iron-bearing calcite, biotite and tourmaline - K3 parallel to the preferred orientation of such minerals and K1 perpendicular to the foliation plane- [Rochette et al., 1992] is unlikely because of the occurrence of a normal, primary fabric in the first unit, which contains the same minerals.

- intensity and shape of the magnetic ellipsoid

The total anisotropy (P) is about 1.07 for the mean value and varie from very low values up to 1.15. The shape of the susceptibility ellipsoid evolves from slightly oblate field (dominated by foliation) at the top of the core to slightly prolate field (dominated by lineation) below 500 cm (Figure III-29a,b) We can interpret these results by the presence of an upper section exhibiting a primary sedimentary fabric. In the deepest part of the sequence, some samples exhibit relatively high values of lineation (up to 1.14) characteristic of a deformation fabric. This deformation can be related to the flowing mechanism with vertical stretching suggested by the vertical direction of K1 of the corresponding samples.

The results in site 859 can be accounted for on the following hypothesis:

- normal polarity of the NRM data suggest that sediments were deposited during the Brunhes Chronology. The pattern of repeated short normal and reversed polarity intervals between 1700 and 3000 cm may represent transitional field behavior near the Matuyama/Brunhes reversal, which occurred at 0.7 Ma. However, the actual position of this boundary may lie deeper, anywhere between 30 and 6800 cm, where upper Pliocene foraminifer have been identified.

- the upper section (0-1000 cm) exhibit a primary sedimentary fabric.

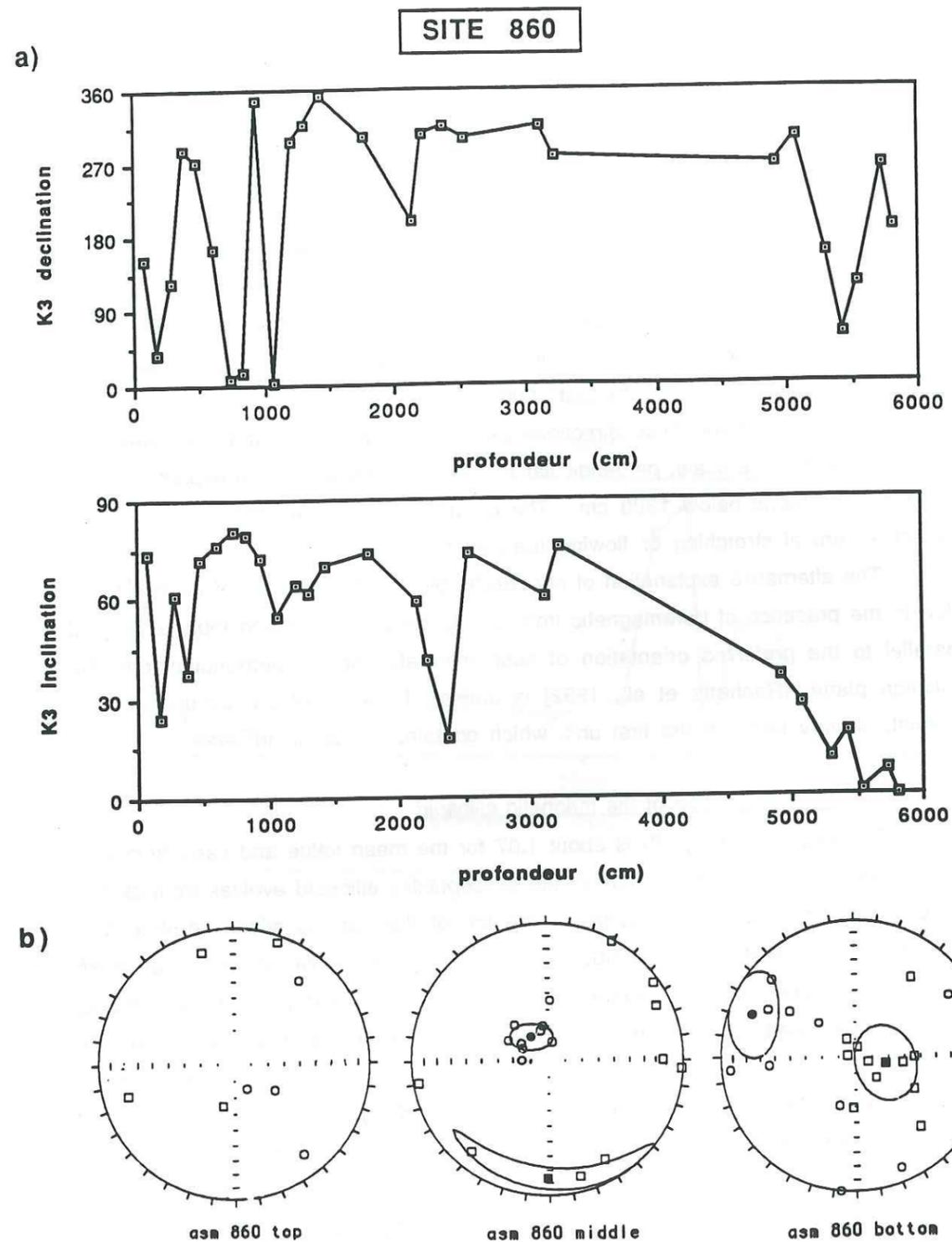


Figure III-30 : a) variation of K3 declination and inclination with depth for site 860. b) Stereograms of AMS principal directions at site 860 for the top (0-380 cm), the middle (474-1775 cm), and the bottom of the section (2134-5814 cm).

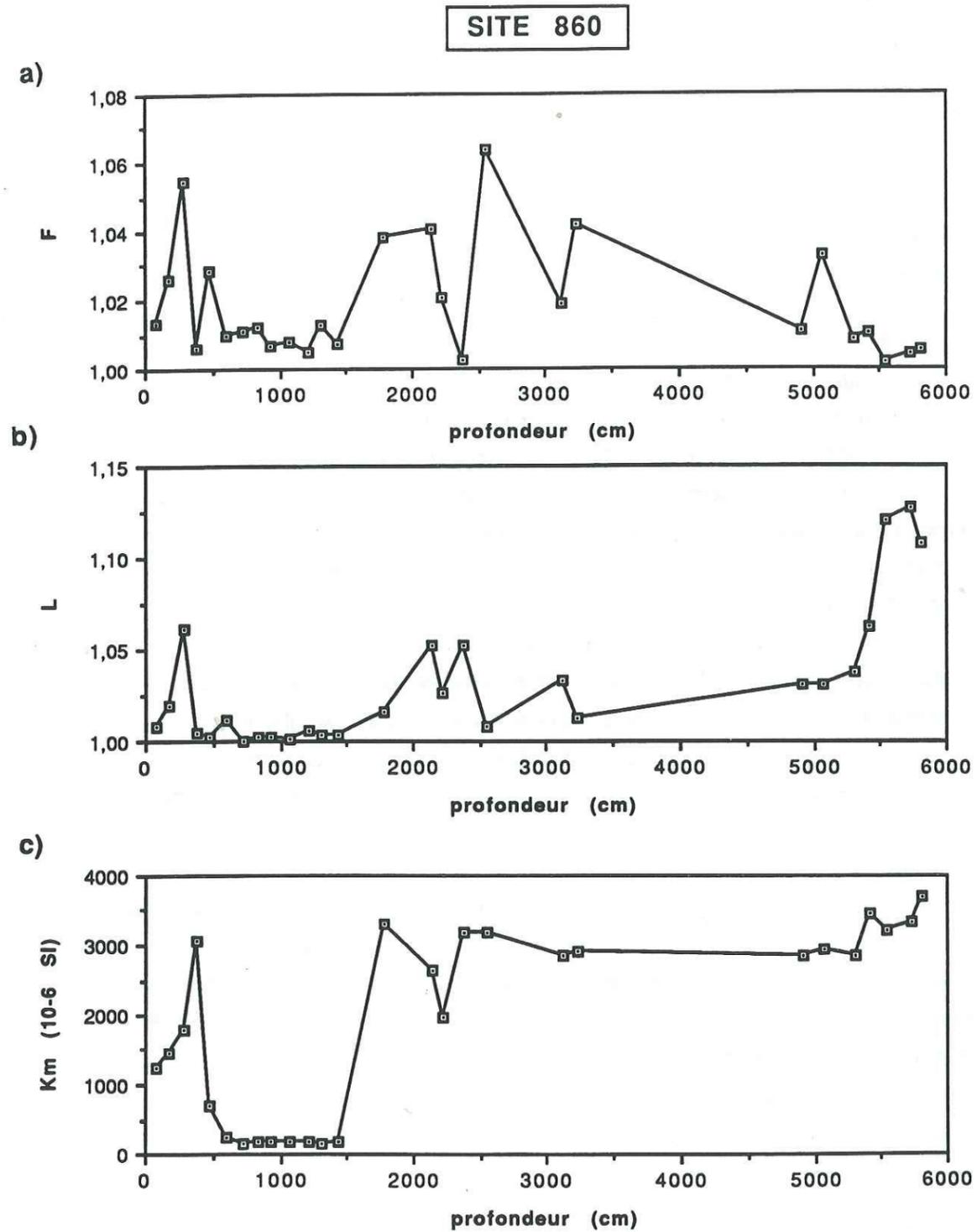


Figure III-31 : Evolutions with depth of the magnetic foliation parameter, F (a), the magnetic lineation parameter, L (b), and the bulk susceptibility (c) for site 860.

- below the first 1000 cm, the magnetic fabric is essentially a result of deformation with almost no residual depositional fabric. Despite slightly scattered directions, the dominant effect is the spreading of K3 axes in the horizontal plane (with a slight lineation in an approximately E-W azimuth), and the grouping of K1 axis near the vertical. Together with the relatively high values of lineations, this can be interpreted as an upward vertical flowing or stretching of the sediment resulting from the plate tectonic convergence.

SITE 860 :

- Analysis of anisotropy directions

The 6000 cm sampled sediment sequence can be divided in three parts showing distinct magnetic fabric at site 860 (Figures III-30 and III-31) :

- an upper desorganized domain exhibiting quite shallow K3 inclinations and varying K3 declinations in the first 500 cm (probably due to bioturbation and maybe increased by sampling deformations), and where the bulk susceptibility increase from 1 to 3 10^{-3} SI.

- in the second domain (500-1800 cm), the K3 directions lie close to the vertical ($I_{K3}=73^\circ$) in the NW quadrant while K1 axis are scattered in a subhorizontal bedding plane. These data can be interpreted as a planar and weakly tilted sedimentary fabric, which is confirmed by the low NRM inclination values compared with the -65° inclination of the GAD (I_{NRM} is about 48° in average in this zone). The bedding dip slightly to the S-SE, which is coherent with the interpretative cross section (Figure III-24a)

- the third part of the sequence (1800-5800 cm) despite a lack of sample from 3200 to 4900 cm (which is constituted of massive fine to medium-grained volcanic sand) exhibits a less well defined fabric. The K1 axis are displaced toward the vertical direction and the mean K3 axis is progressively shallowing with depth in an approximately WNW azimuth. The evolution of the fabric with depth can be related to tightening and compression linked to the collision

- intensity and shape of the magnetic ellipsoid

The degree of anisotropy is generally small (mean $P=1.05$), suggesting only moderate deformation, and the magnetic ellipsoid is predominantly oblate (Figure III-31). The whole sequence is defined by a thin desorganized layer with varying foliation (1.01-1.06) followed by the 5-18 m zone exhibiting very low anisotropy ($L = 1.02$, $F = 1.13$). A very weak bulk susceptibility in this zone (about $240 \cdot 10^{-6}$ SI) combined with these low values of anisotropy can be linked to a change in lithology in comparison with the rest of the sequence..

In the last part of the sequence (1800-5800 m), the foliation remains in the range of a few percent ($F \leq 1.06$) and the lineation increases from a few percent up to more than 12% ($L > 1.12$), which suggests a strong stretching. The ellipsoid is prolate (with corresponding K1 axes close to vertical) at the end of the drilled sequence which may have suffered vertical stretching. These high values of lineation and the tendency of corresponding K1 axis to group around vertical can be interpreted by the same deformation process of vertical flowing as at the bottom of site 859 i.e. WNW-ESE shortening in response to plate convergence and vertical stretching of the sediment.

SITE 861 :

- Analysis of anisotropy directions

Figures III-27, and III-32 show the directions of principal axis of magnetic susceptibility and the variation of K3 direction with depth. Although the pattern of principal axes of susceptibility is patchy, K3 axis are statistically grouping around the vertical direction. However, some intervals show a spreading to shallower inclinations, striking in a roughly N120 azimuth. The K1 axis are scattered in an approximately horizontal plane, which can be related to a non well defined foliation plane.

The global sediment structure at site 861 is horizontal to gently inclined bedding. Despite its scattering, the pattern of the susceptibility principal axes is characteristic of a primary depositional fabric. Some deformed zone around 2000 cm and 3500-4000 cm can be noticed, which exhibits high values of lineations and horizontal K3 axis striking in a N90 azimuth.

- intensity and shape of the magnetic ellipsoid

Numerical values of L and F vary in this site from very low intensity to more than 1.1 (Figure III-33). There is an overall tendency towards oblate susceptibility ellipsoid corresponding to the typical primary sedimentary fabric zones but some intervals (around 20 m and 36 m) exhibit high values of L and a strongly prolate susceptibility ellipsoid. These samples are those which show shallow K3 axis striking in a N90 azimuth. This can be interpreted as the presence of a weak deformation (E-W shortening) superimposed to the primary depositional fabric or more straightforwardly by lithologic variations, especially the low values of anisotropy parameters between 23 and 30m probably linked with a lithologic change according to the very low bulk susceptibility at these depth.

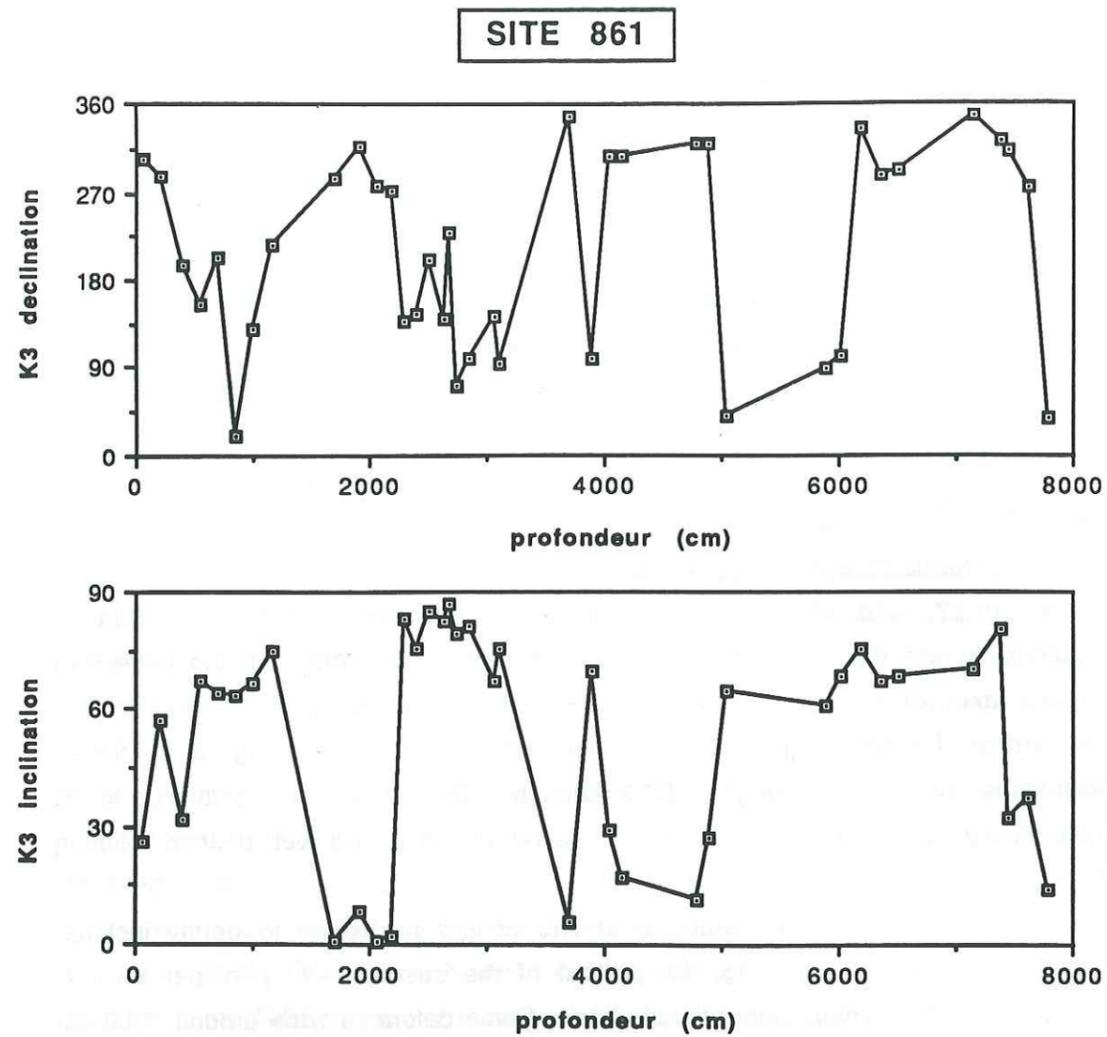


Figure III-32 : variation of K3 declination and inclination with depth for site 861.

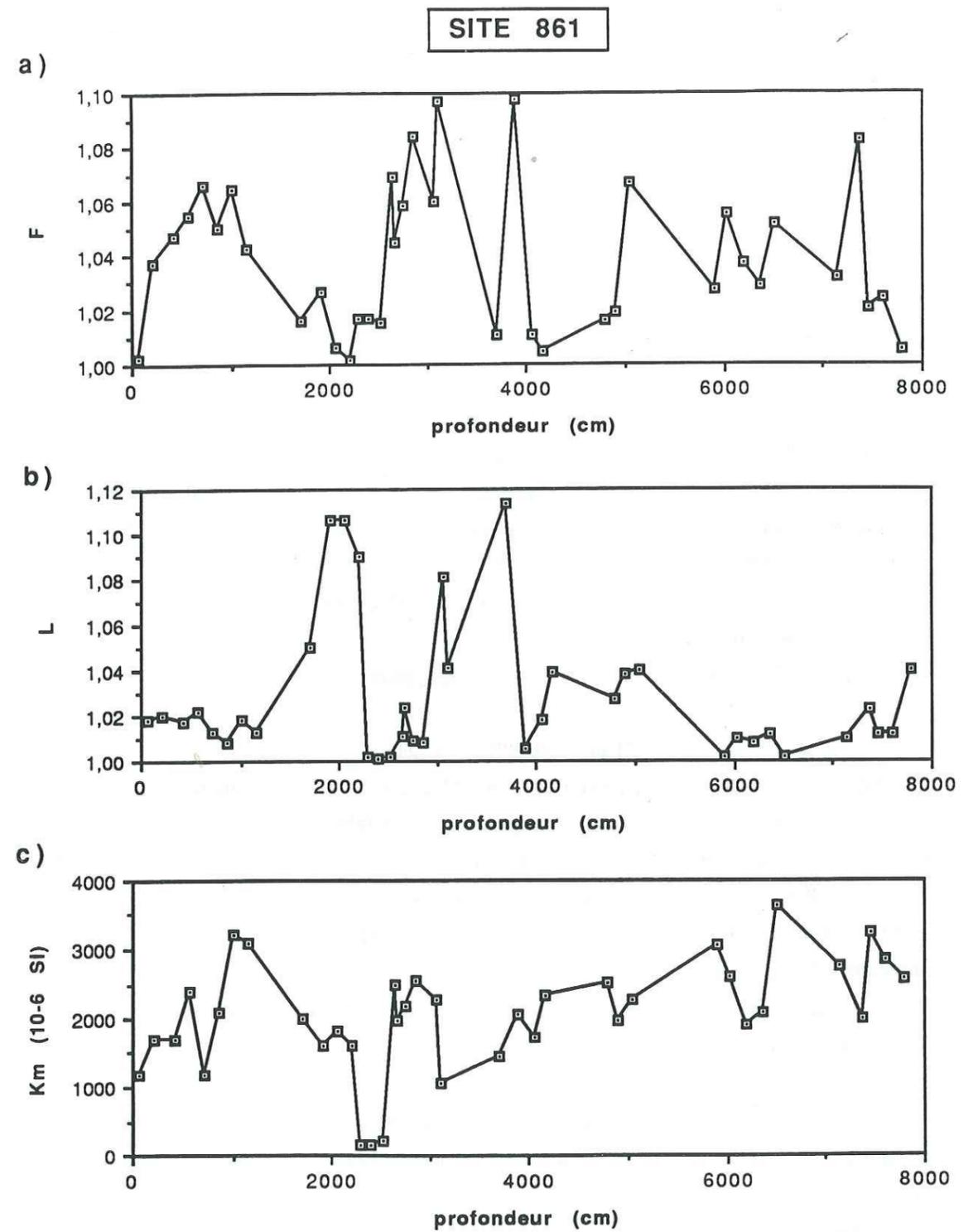


Figure III-33 : Evolutions with depth of the magnetic foliation parameter, F (a), magnetic lineation parameter, L (b), and bulk susceptibility (c) for site 861.

Although this site shows less deformation than sites 859 and 860, with a globally primary sedimentary fabric, the weakly deformed zones confirm the general tendency of a E-W tightening due to plate convergence .

SITE 862 :

Lithology of the sediment sequence at this site is composed of consolidated marine claystone, silty claystone, sand and sandstone. The structure is dominated by a set of steep normal faults, changes in the dip of bedding and development of breccias in clay lithology. Sand and breccias layers were not sampled.

- Analysis of anisotropy directions

Although the drilled sedimentary sequence does not exceed 2300 cm at site 862, directions of principal axis of susceptibility show a well define magnetic fabric (Figure III-27 and III-34a). In the present-day geographic coordinates, the minimum susceptibility axes are very well clustered in an azimuth N350 with around 60° NNW inclination. Maximum susceptibility axis (K1) are scattered in a plane perpendicular to the mean K3, relatively close to the horizontal plane.

- intensity and shape of the magnetic ellipsoid

The high degree of anisotropy ($P > 1.1$ in average) suggest that the fabric could be due to deformation superimposed to the primary depositional fabric. However, the ellipsoid is strongly oblate with values of F more than one order of magnitude higher than L values (Figure III-35b). The anisotropy is predominantly planar and it can as well indicate a sedimentary fabric which a strong foliation, maybe exemplified by a high sedimentation rate and compaction.

The bulk susceptibility varies widely from low values to more than 6.10^{-3} SI and gives evidence for changes in lithology

Site 862 is located on a steep WSW-trending slope of the Taitao Ridge. This ridge may have been originated by a transform fault process occuring along the Taitao Fracture Zone. The axis of the Chile trench is deflected from its roughly NS trend north of the Taitao Ridge, to a more southwesterly trend northwest of the Taitao Ridge. The deformation would likely be extension provided by the topographic slope in the near-surface sediments (confirmed by the normal fault set which dominates the structure at this site). The AMS data at site 862 (high degree of anisotropy and grouping of K3 in a N-NW azimuth) suggest that the magnetic fabric could be the result of a NNW-SSE and non horizontal maximal shortening, which might be due to the plate convergence and the thrusting. However, the direction of principal susceptibility axes could as well be

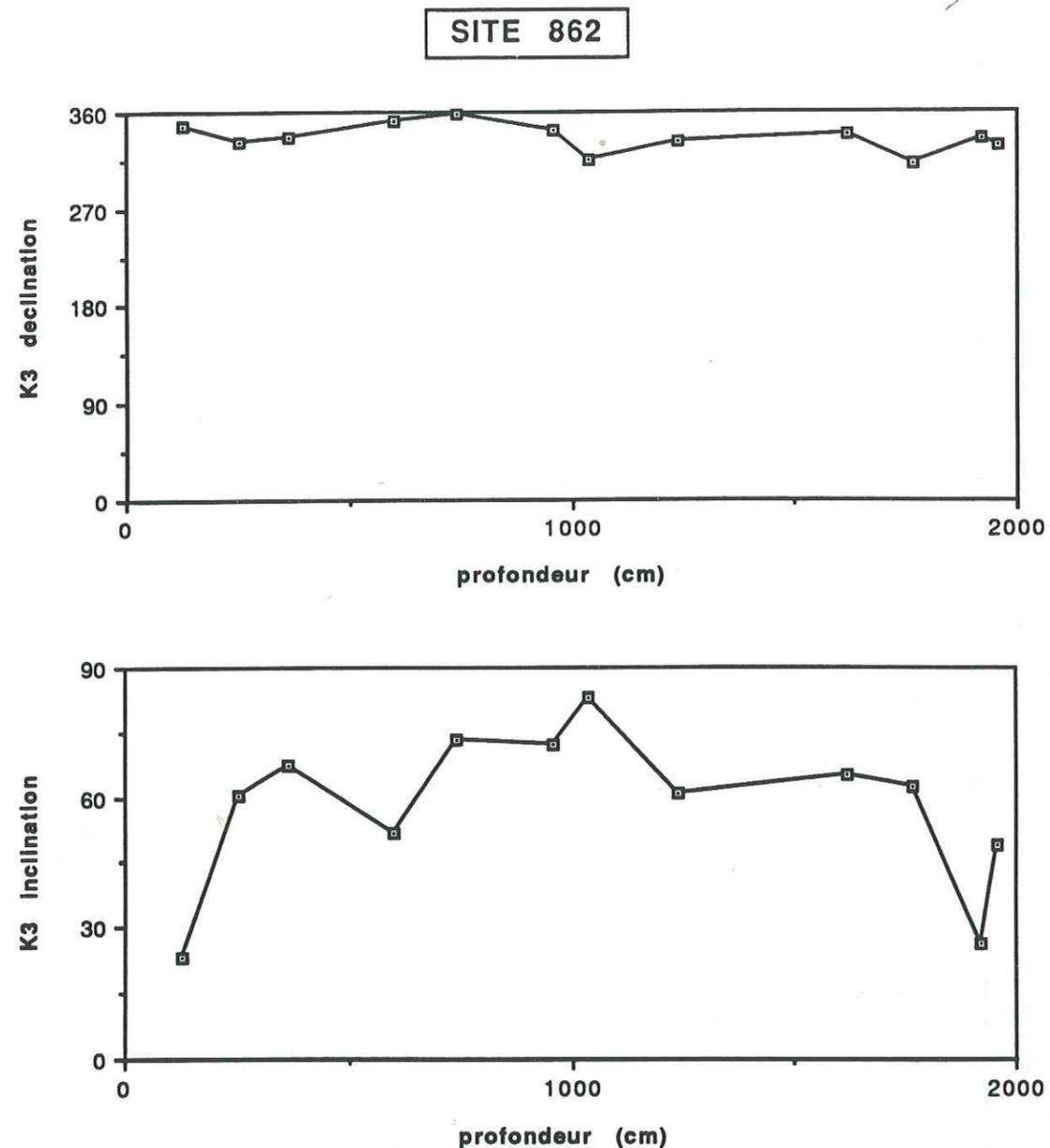


Figure III-34 : variation of K3 declination and inclination with depth for site 862.

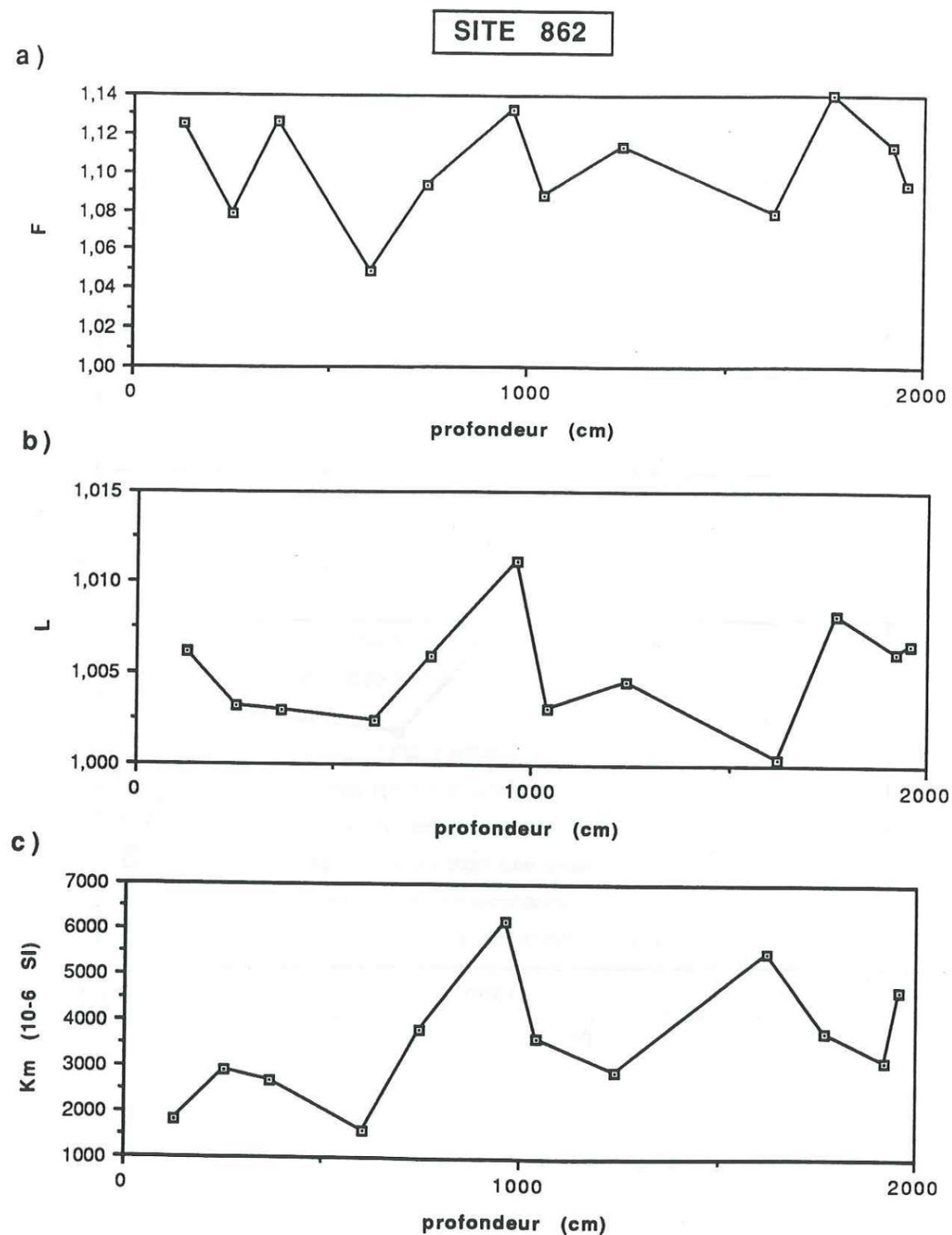


Figure III-35 : Evolutions with depth of the magnetic foliation parameter, F (a), magnetic lineation parameter, L (b), and bulk susceptibility (c) for site 862.

interpreted as a sedimentary fabric, the 60° NNW inclination of K3 axes could be explained by the dipping of the bedding into the slope of the sea floor (Which is approximately 30°).

SITE 863 :

The data have not been corrected for the drift of the drill string from vertical. At this site, the multishot data show drifts of about 5° for sections between 2800 and 4000 cm.

- Analysis of anisotropy directions

The data allow us to separate the section between two part (Figure III-27 and III-36):

- in the first 1000 cm (first part), the K1 axes are scattered in a plane close to horizontal and despite the pattern of K3 axis is patchy, the mean K3 is vertical. We can interpret the data as the result of a sedimentary fabric.

- below 1000 cm depth (second part), the K3 axis are well clustered in an E-W azimuth (mean $D_{K3}=280^\circ$) and exhibit a progressively shallowing inclination. Mean K3 direction correspond to the pole of an inclined plane where K1 axes are scattered. These directions can be interpreted as an E-W maximal shortening, and an increasing deformation with depth.

- Intensity and shape of the magnetic ellipsoid

Foliation planes are clearly preponderant in most of the samples from site 863. The shape of the susceptibility ellipsoid is predominantly oblate but varies with depth, with samples exhibiting triaxial or slightly prolate ellipsoid (Figure III-37). The high and increasing foliation parameters together with some relatively high lineation confirm the presence of increasing strain from the top to the bottom of the sequence.

As site 863 is located at the base of the trench slope, at the point where the ridge is being subducted, the magnetic fabric was supposed to reflect intensive deformation. Primary results from sedimentologic and structural geologic from on board study during the leg define two lithostratigraphic units in the first 5000 cm of sediment :

- a thin unit of Quaternary unlithified undeformed silty-clay to clayey silt (0-330 cm).

- a second unit of upper Pliocene sulfide/organic-rich silty clay (330-4660 cm). This unit is strongly deformed, with deformation bands and faults. The distribution and character of faults are heterogenous and complex, including reverse faults, normal faults, which are dominant and postdate the first one. However the

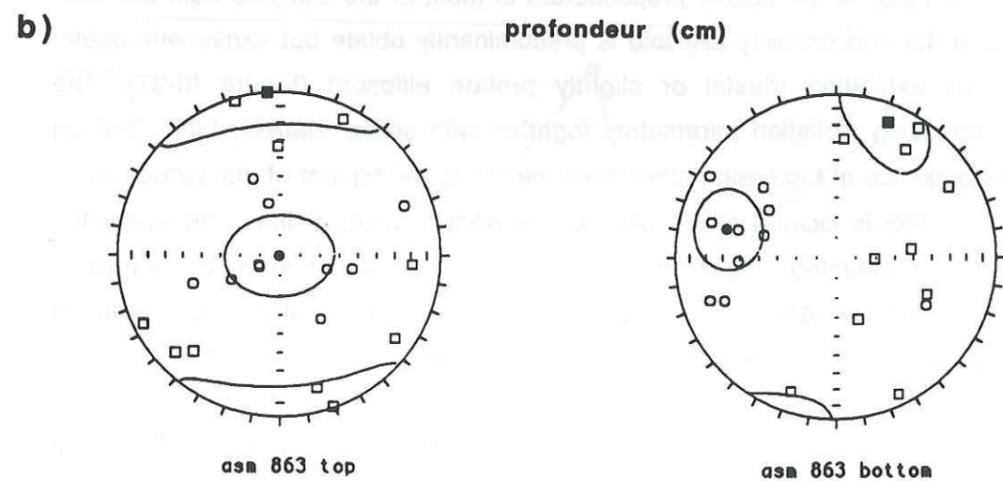
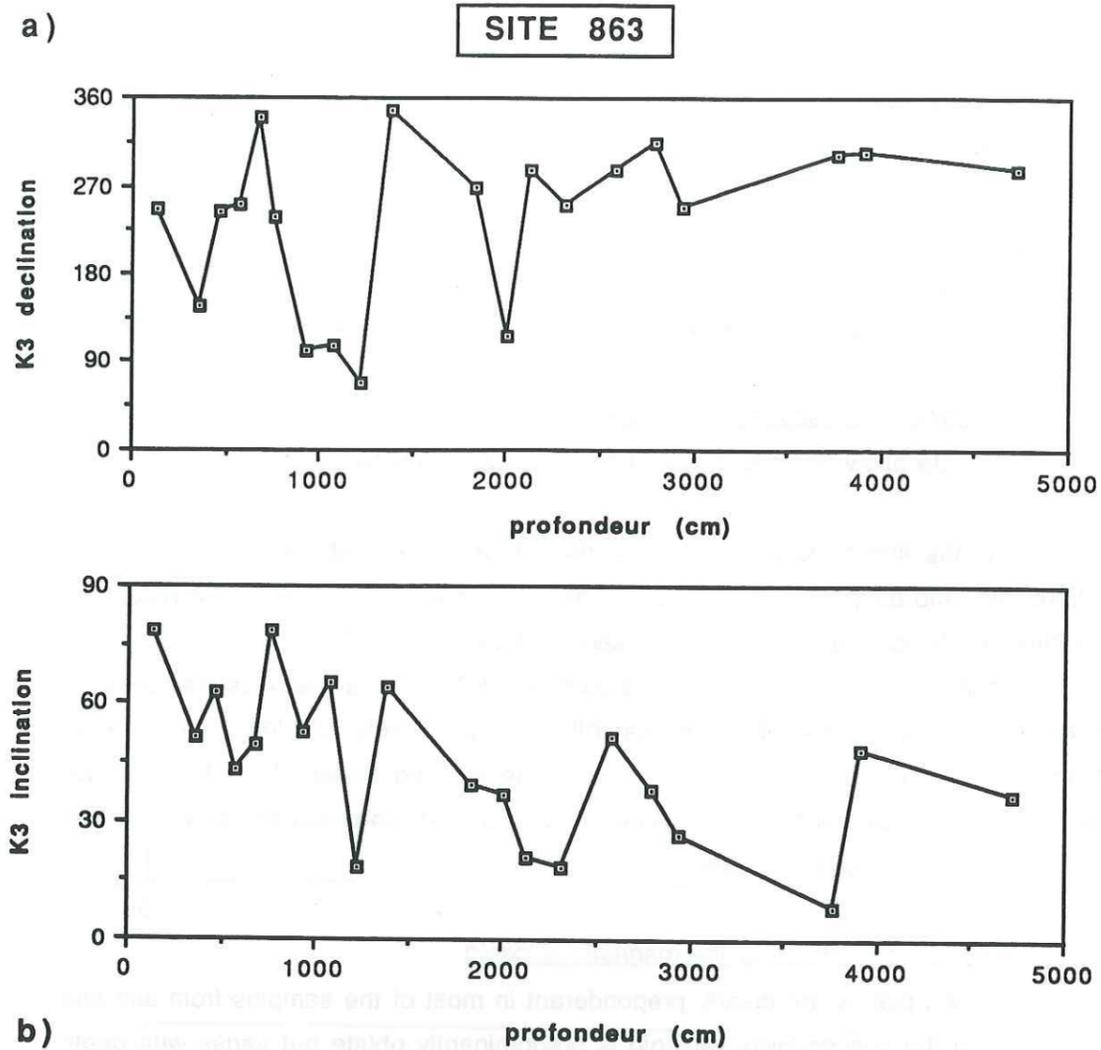


Figure III-36 : a) variation of K3 declination and inclination with depth for site 863.
 b) Stereograms of AMS principal directions at site 863 for the top (0-1377 cm) and the bottom of the section (1833-4720 cm).

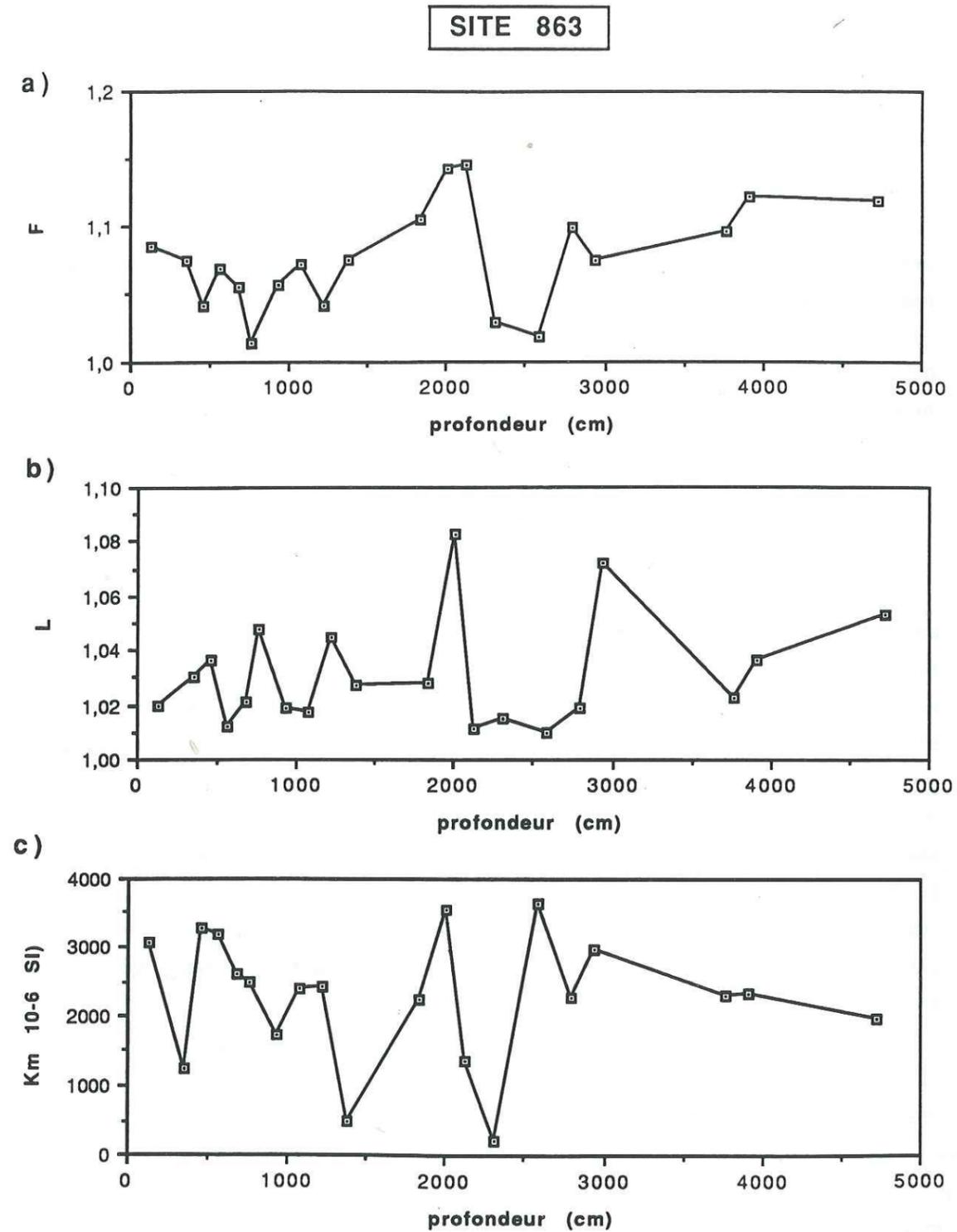


Figure III-37 : Evolutions with depth of the magnetic foliation parameter, F (a), magnetic lination parameter, L (b), and bulk susceptibility (c) for site 863.

samples were not taken where faults were visible and are supposed to reflect more homogeneous deformation.

The AMS results confirm the presence of a deformed sedimentary sequence below the first 300 cm of undeformed unit showing a depositional fabric. The direction of maximal shortening inferred from K3 azimuth is globally vertical at the top of the section (although K3 declinations are scattered), and is reoriented WNW-ESE below 1000 cm. It can be interpreted in this second unit as a maximum shortening direction, which is approximately perpendicular to the ridge and the trench trends, and must be related to the thrust and the plate convergence.

III-3-4-4 Discussion

This study is concerned with three tensors (magnetic susceptibility, strain and stress) which are more or less related to each other. Qualitative and semi quantitative correlation between strain and AMS have been established in several studies (see Rochette [1983, 1987b 1988a,c] and Borradaile [1988], Lowrie [1989], Jackson and Tauxe [1991] for recent reviews). The magnetic fabric is controlled by the strain tensor as soon as this one is strong enough to overprint and obliterate the primary depositional fabric of the sediment. This situation occurred in most of the drilled sites in the Chile triple junction area, below an upper undeformed part of variable depth. It has therefore been possible to infer the likely orientations of the principal strain axes. However, caution must be exercised in sites where only weak deformation is present before interpreting the data in terms of strain directions. The actual strain response may be combined with the depositional fabric, especially at low strains, and complicates the interpretation.

The relation between stress and strain is less straightforward. The principal axes of stress and strain are supposed to be parallel, but only in the case of irrotationally deformation.

Sites 859, 860 and 861, are localized on the downdip transect across the forearc basin and the underlying accretionary wedge, approximately perpendicular to the ridge axis and slightly oblique to the trench axis (Figure III-23b). These sites exhibit low values of NRM inclination compared to the expected -65° geocentric axial dipole inclination (I_{GAD}) in the upper part of the studied section (0-10 m, 5-18 m and 0-12 m for sites 859, 860 and 861 respectively). As the magnetic fabric is a typical primary sedimentary fabric in these zones i.e. planar and horizontal, the NRM data could reflect inclination shallowing related to the preferred orientation of the

maximum susceptibility axes of the remanence carrying grains within the horizontal plane. This preferred orientation, principally due to depositional effect in the shallow sediments is exemplified by the magnetic anisotropy of the magnetic particles (maximum susceptibility axes being generally coincident with the long axes of non spherical particles). Preferred orientation and resulting magnetic anisotropy of the sediment (different from magnetic anisotropy of the particles) can both be estimated by measurement of AMS.

In order to test this hypothesis of inclination error, we tried to establish a correlation between the degree of anisotropy and inclination anomalies ΔI ($\Delta I = |I_{GAD} - I_{NRM}|$), as successfully done by Jackson et al., [1991] for artificial sediments and Collombat et al. [1993] for natural sediments. We effectively found a correlation between $P(\text{AMS})$ and ΔI in the upper part of site 859 and 861, although this last one exhibit weak ΔI values (mean $\Delta I = 7.2^\circ$) (Figure III-38a). However, the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is influence more by larger multidomain than by single or pseudo-single domain of magnetic minerals, and moreover by the matrix minerals. In order to reflect the fabric of the NRM carrying particles, it is therefore preferable to measure the anisotropy of anhysteretic remanence (AAR) [McCabe et al., 1985; Jackson et al., 1991]. The estimation of an anhysteretic anisotropy parameter (H_a), defined by the ratio of horizontal and vertical ARM magnitude, was made using the method of Collombat et al., [1993]. We obtain a good correlation between this anisotropy parameter H_a and the inclination anomaly ΔI , which argues for the explanation of inclination shallowing in the upper part of the sediment in sites 859 and 861.

Site 860 exhibits very weak values of anisotropy (mean $P = 1.025$ between 500 and 1800 cm), and no correlation between ΔI and $P(\text{ASM})$. These results confirm the occurrence of inclination errors in sediments and suggest that caution must be exercised when interpreting the NRM inclinations in paleomagnetic studies.

A part of the deformation at each site should be related to downslope sliding and slumping in these relatively soft sediments. the principal driving force should gravity especially in the steep topography of the ridge axis-parallel accretionary wedge. However, the on board sampling was selective and too deformed zones, where bedding was not preserved at all, were not sampled. Thus, we can suppose that the strain directions inferred from the magnetic fabric of the three sites 859, 860, 861 are consistent through the transect from the ridge to the trench, with the direction of plate tectonic convergence.

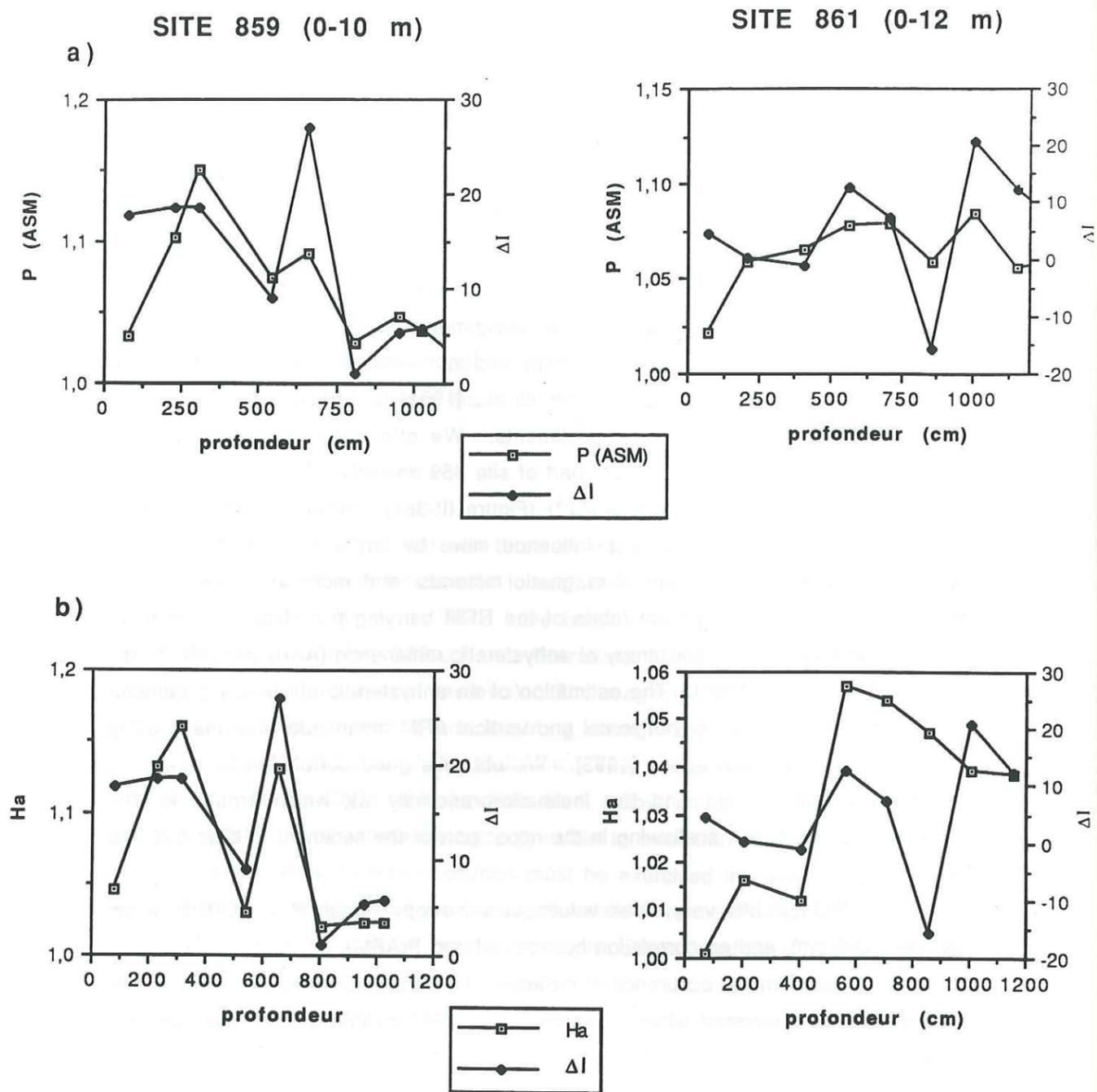


Figure III-38 : Correlation between Inclination error ΔI and the anisotropy parameter P(ASM) (a) and between ΔI and the anisotropy parameter Ha (anisotropy of ARM) (b) in the upper part of the drilled section for sites 859 and 861.

Below the upper part exhibiting primary sedimentary fabric (vertical K3 axes), K3 are reoriented and scattered in an approximately horizontal plane at site 859, and 860. For this last one, K3 are less scattered and exhibit a WNW-ESE azimuth. Site 861 exhibits a primary depositional fabric but some section exhibit again shallow and striking in a WNW azimuth K3 axes. The underlying basement at site 861 is already the South American continental basement and sediments have probably been more passively transported. Thus, this site has suffer less deformation, especially in the first 30 m.

The reorientation of K3 axes with depth for each site along the transect is related to the location of the site with respect to the ridge and the trench (Figure III-23).

- in the western edge of the forearc (site 859), below the first 1000 cm, the horizontal distribution of K3 axes, the vertical K1 directions and the somewhat high values of lineations can be interpreted as upward vertical flowing or stretching of the sediment in response to tightening and compression linked to the collision.

- further landward (site 860), the evolution of the sediment fabric with depth is similar as at site 859 but below the almost undeformed part, the K3 axes are more clustered and horizontal, and strike in a WNW-ESE azimuth. This direction is approximately perpendicular to the trench axis (which is oriented globally N-S) and can be interpreted as a direction of maximum shortening. Moreover, K1 axes are also more clustered close to the vertical and suggest a more intense stretching of the sediment in the vertical direction. The strain at this site can also be related to the plate convergence and the collision, and induce a vertical flowing, suggested by the vertical linear organisation of the material.

- at site 861, located in the forearc, on the middle trench slope of the South American continental margin, the studied sequence has been passively transported and is less deformed. The primary depositional fabric is globally well preserved.

- At site 862, the Taitao ridge may have been originated by transform fault deformation along the Taitao Fracture Zone and by "leaky transform" magmatism along the Taitao Fracture Zone. At this site, the geodynamical context is complex and the mechanism responsible for the structure, might as well be related to a tectonic translation of the sediment cover, possibly with rotation, due to the spreading of the underlying oceanic basement. The AMS results show a well defined flattening plane which pole is determined by mean K3 axis. This one exhibiting a NNW azimuth, and an approximately 60° inclination). The results can reflect a sedimentary fabric and a

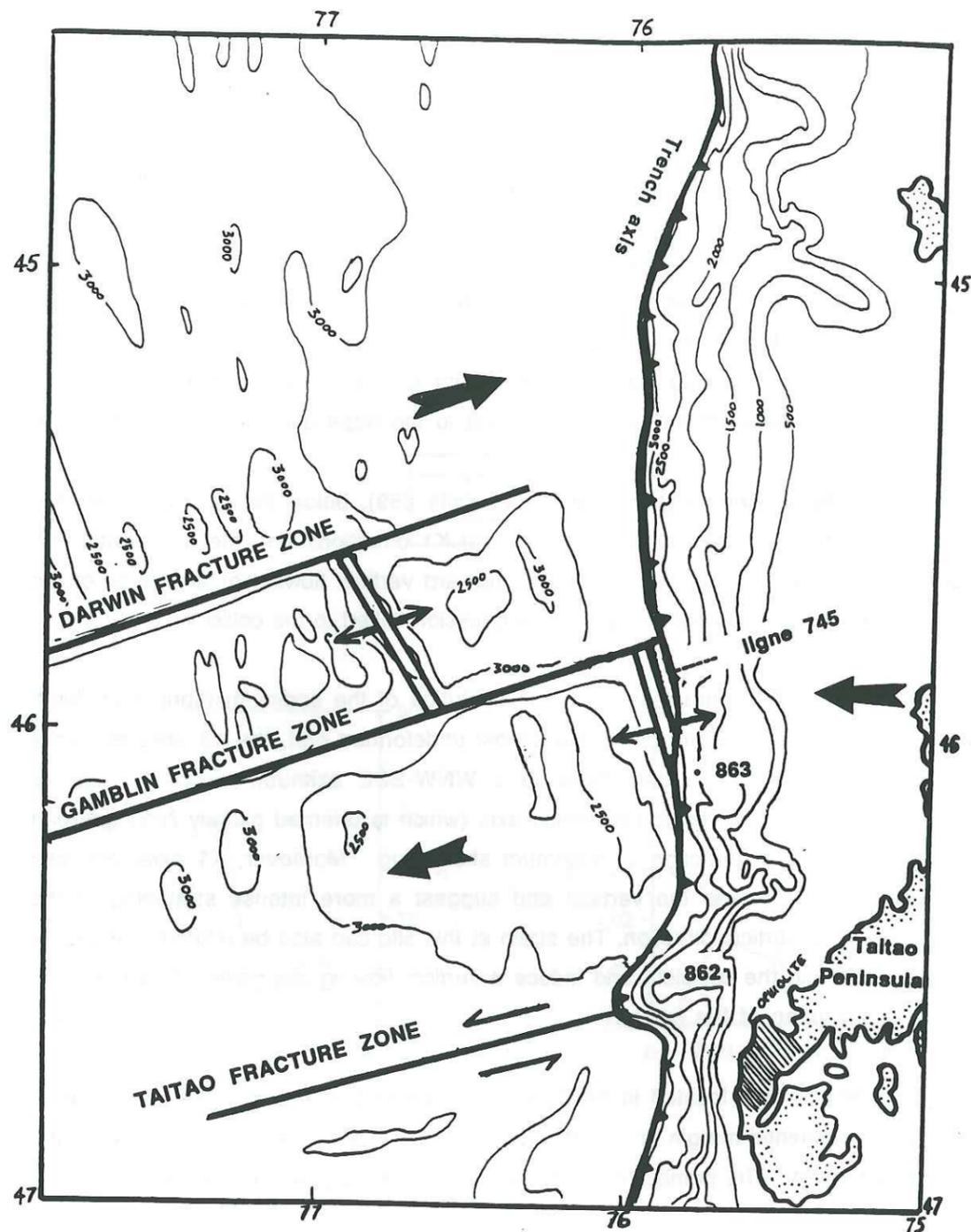


Figure III-39 : Location map showing the position of the trench axis, the ridge, the Taitao peninsula, the Taitao, Darwin and Gamblin fracture zones, opening directions of the ridge (small arrows) and directions of relative plates motion (big arrows).

dipping bedding to the SSE, into the slope, but are also consistent with the hypothesis of NNW-SSE compression due to the overthrust and rotation on the transform fault.

- At site 863, K3 axes are scattered around vertical at the top of the section and almost horizontal and striking in a WNW-ESE azimuth below 1000 cm. The directions of principal axis of magnetic susceptibility were interpreted as a global E-W maximum shortening. Direction of tightening or compression inferred from K3 directions in this lower part is globally perpendicular to the ridge and the trench axis, and can be interpreted as a consequence of the overthrust.

The magnetic fabric and the strain direction deduced from principal susceptibility axes are consistent, for each site with the regional geodynamical context, i.e. globally E-W convergence of the plates. Directions of maximum shortening are reported in a global synthetic map showing the location of the sites with respect to the trench, the ridge and the Chile coast (Figure III-39).

III -4 Conclusion générale sur les sédiments océaniques

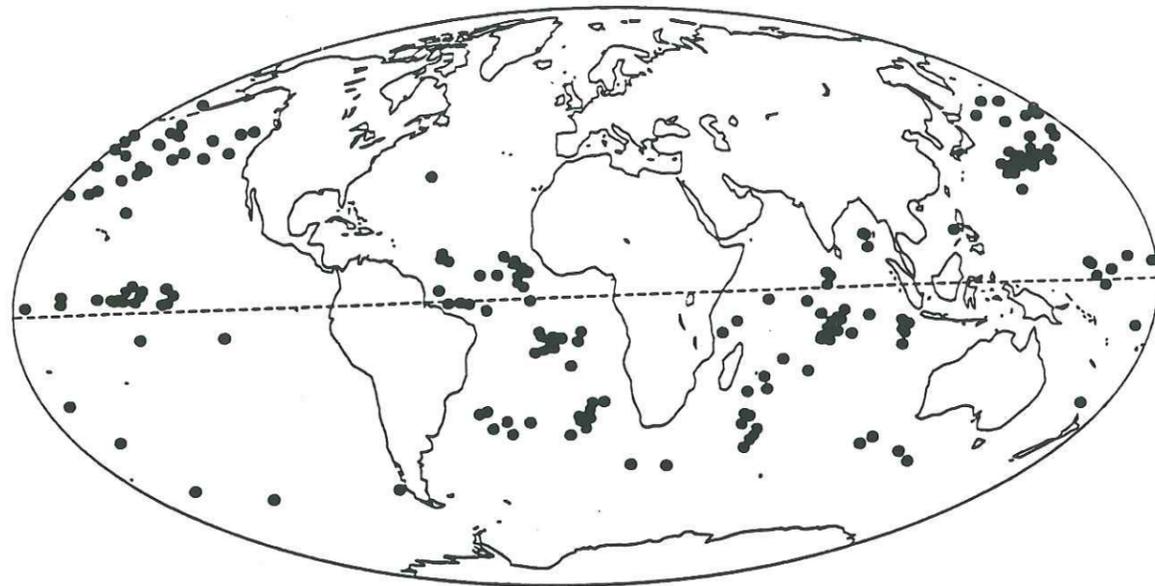
Les différentes carottes marines étudiées présentent une forte variabilité en ce qui concerne la relation entre l'anisotropie magnétique d'un sédiment, estimé par le paramètre H_a et l'anomalie d'inclinaison ΔI . Si l'on compare les résultats obtenus sur ces différents types de sédiments, les variations de la loi établie entre ΔI et H_a (relation {1}) semblent prioritairement dépendantes de la nature et de la taille des grains magnétiques présents.

- Les carottes RC provenant de "Hebble Rise" présentent une bonne corrélation entre H_a et ΔI mais la loi entre ces deux paramètres présente une certaine variabilité. Cette variabilité se traduit sur le facteur n de la relation proposée ($n=2, 3, 4$). La valeur de ce facteur est fortement corrélée à la taille des grains constituant la fraction magnétique.

- La carotte MD 84627 présente une erreur d'inclinaison moyenne significative ($\Delta I_{moyen}=12.9^\circ$) et un degré d'anisotropie H_a de 1.12 en moyenne. Toutefois on n'observe pas une corrélation réellement significative entre les variations des paramètres PASM et ΔI , et pas de corrélation du tout entre les variations de H_a et ΔI . Les données du rapport K_a/K révèlent la présence de grains relativement fins ($\leq 1\mu m$). Il est donc probable que les particules magnétiques aient subi des rotations et se soient réorientées selon la direction du champ, postérieurement au dépôt. L'ARPD résultante serait alors exempte d'erreurs d'inclinaison, en particulier lorsque la taille

a)

Plio-Pleistocene Piston Core Sites



b)

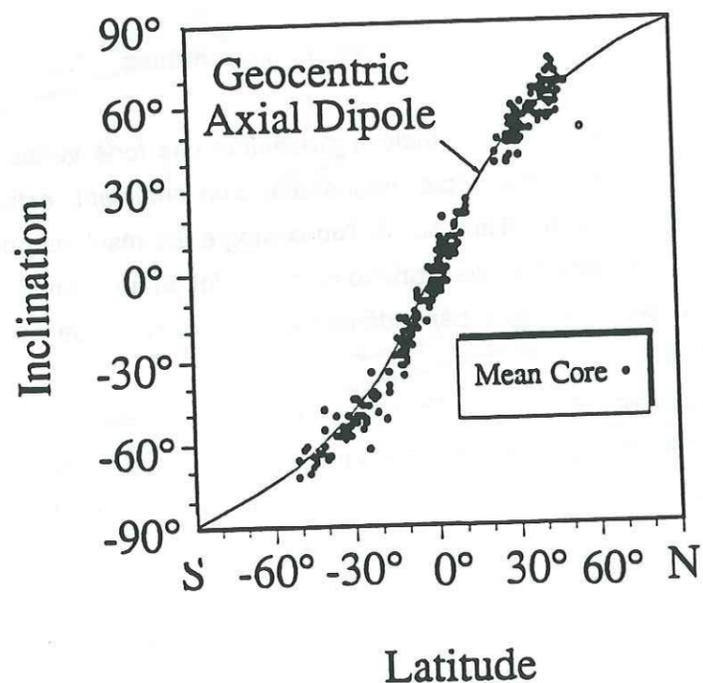


Figure III-40 : a) Localisation des 186 carottes à piston utilisées dans l'étude [Schneider et al., 1990]
 b) Inclinaisons moyennes des 186 carottes étudiées en fonction de la latitude. La courbe indique l'inclinaison du dipôle axial géocentré (DAG) [Schneider et al., 1990].

des grains magnétiques est inférieure à une valeur critique. Dans le cas de cette carotte, les variations de l'inclinaison de l'ARN sont principalement d'origine géomagnétiques, ce qui n'exclut pas une influence de la fabrique de dépôt, et de l'anisotropie magnétique, sur l'inclinaison, pour la fraction ferromagnétique la plus grossière. Si l'on considère uniquement les valeurs moyennes de ΔI et H_a , celles-ci sont à peu près en accord avec la relation {1}.

- La carotte RC 14120 révèle une forte erreur d'inclinaison ($\Delta I_{\text{moyen}}=28.5^\circ$) mais des paramètres H_a très faibles ($H_{a\text{moyen}}=1.02$). On n'observe pas de corrélation entre les valeurs de ΔI et celles de H_a , mais une légère relation qualitative entre les variations de ΔI et celle du degré d'ASM (PASM). Ces résultats, combinés à une absence de corrélation entre les paramètres H_a et PASM, et entre les paramètres K_a et K , prouvent que les fabriques d'ARA et d'ASM ne sont pas portées par les mêmes grains, et ne sont peut être pas coaxiales. Une explication possible des données est que l'ARA et l'ARN ne soit pas non plus portées par les mêmes grains. Les porteurs de l'ARA seraient des grains fins et de formes plutôt sphériques, d'où les faibles valeurs de l'anisotropie d'ARA tandis que l'ARN serait aussi portée par des grains plus grossiers et/ou plus allongés, à faible profondeur de blocage. Ceux-ci seraient donc plus sensibles à la fabrique de dépôt et à la compaction, ce qui expliquerait les fortes erreurs d'inclinaison de l'ARN.

- Un nombre important de carottes océaniques, ne figurant pas dans ce travail, et provenant de latitudes variables (environ de -45° à 45°), ont fait l'objet d'une étude magnétique sur la fiabilité de l'hypothèse du dipôle axial géocentré (DAG) [Schneider et Kent, 1990]. Les données d'inclinaison reflètent statistiquement le modèle théorique (Figure III-40) et l'on peut dire que les erreurs d'inclinaison sont globalement négligeables. Le point isolé, de latitude relativement élevée, et qui s'écarte sensiblement de la courbe théorique correspond à la carotte RC 14120 que nous avons étudié.

- Les carottes prélevées lors du Leg ODP 141 révèlent des erreurs d'inclinaison non négligeables dans deux sites dont les parties superficielles non déformées ont conservé leur fabrique sédimentaire primaire. Les erreurs d'inclinaison moyennes sont respectivement de 12.8° et 7.2° , et sont corrélées avec les variations du degré d'anisotropie PASM et du degré d'anisotropie d'ARA H_a sur les parties sélectionnées. Bien que l'anisotropie moyenne ne soit pas très forte (de l'ordre de 1.07 pour PASM et 1.07 et 1.03 pour les sites 859 et 861 respectivement, pour H_a), ces résultats confirment l'existence d'erreurs d'inclinaison de l'ARN induite par la fabrique planaire de dépôt du sédiment.

IV - ETUDES DES PROPRIETES MAGNETIQUES DE SEDIMENTS CONTINENTAUX

IV -1 Les argiles d'Eybens

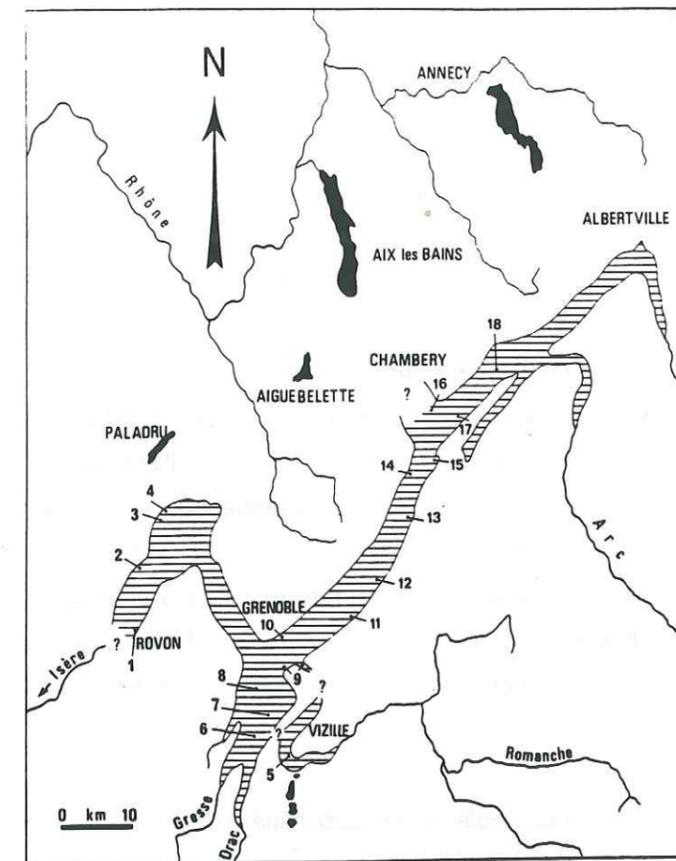
IV -1-1 Données sédimentologiques et paléomagnétiques.

Les argiles d'Eybens d'une épaisseur totale de plusieurs centaines de mètres sont d'origine lacustre, interglaciaire, et d'âge Riss-Würm. Ils ont fait l'objet d'un sondage I.N.Q.A en 1969 et d'une étude sédimentologique approfondie [Montjuvent et Uselle, 1973]. Le lac d'Eybens aurait noyé toute la région du Grésivaudan (Figure III-41), et se serait comblé en 50 000 ans environ, au rythme moyen de 0,5 cm/an. Le dépôt est constitué d'argilites calcaires très fines, présentant une structure varvée régulière (alternance de lits sombres et de lits clairs) avec superposition de microrhythmes et macrorhythmes. Ces derniers représenteraient la sédimentation annuelle. Les lits sombres sont plus riches en carbonates (25 à 30%) et en matière organique (0.6 à 1.4%), celle-ci étant responsable de la coloration. La granulométrie est constante, avec une moyenne inférieure à 2 µm entre 25 mètres de profondeur et la base du sondage.

Une étude paléomagnétique réalisée sur ces argiles [Biquand, 1982] a révélé des variations de grande ampleur de l'inclinaison de l'ARN sur la hauteur du sondage d'Eybens. En particulier, une section comprise entre 35 et 50 mètres de profondeur présente des inclinaisons très variables et anormalement faibles, incompatibles, d'après Biquand [1982], avec les données archéomagnétiques et les connaissances théoriques sur la variation séculaire. Nous avons donc testé sur ces argiles l'hypothèse de l'existence d'une erreur d'inclinaison ($\Delta I = I_{DAG} - I_{ARN}$) liée aux processus de dépôt, et éventuellement à la compaction, par une étude de l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique, selon la même méthode que dans le cas des carottes océaniques.

IV -1-2 Résultats des mesures magnétiques

Les carottes de la section comprise entre 35 et 55 mètres de profondeur ont été rééchantillonnées avec un pas d'un mètre, perpendiculairement au litage, qui est supposé correspondre à la paléohorizontale. Nous avons mesuré l'ARN brute, puis l'ARN après nettoyage de l'ARV par désaimantation en champ alternatif sur les 20 échantillons prélevés.



1. Saint-Gervais ; 2. Tullins ; 3. Vourey ; 4. Saint-Jacques-de-Moirans ; 5. Vizille ; 6. Reynure ; 7. Varcis ; 8. Beauvert ; 9. Eybens ; 10. La Tronche ; 11. Lancel ; 12. Brianoud ; 13. Le Cheylas ; 14. Barraux ; 15. Pontcharra ; 16. Francin ; 17. Sainte-Hélène ; 18. Coise.

Figure III-41 : L'hypothétique lac de l'Isère à l'époque du dépôt des argiles d'Eybens et les sites où ont été reconnues des argiles litées du même type [Monjuvent et Uselle, 1973].

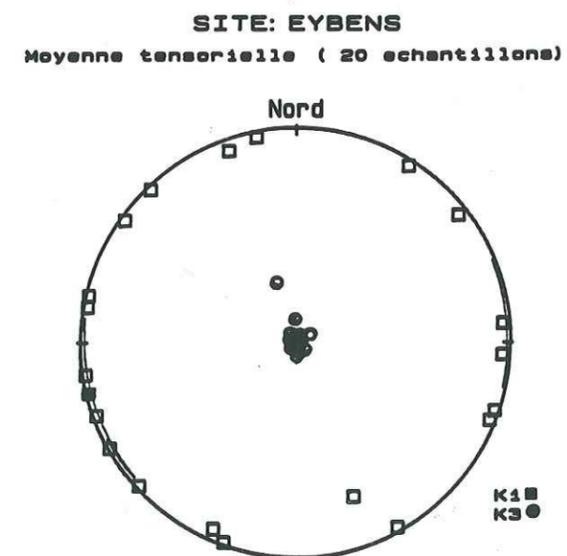


Figure III-42 : Stéréogramme des directions principales d'ASM des argiles d'Eybens pour la section étudiée du sondage (35-56 mètres)

Les mesures d'anisotropie de susceptibilité en champ faible (ASM), effectuées à l'aide du Kappabridge, révèlent une fabrique fortement planaire, avec des axes K_3 , représentant les pôles de la stratification, bien regroupés autour de la verticale (Figure III-42). Pour plus de précision nous avons corrigé les directions d'aimantation du pendage, grâce aux valeurs de l'angle θ (angle entre K_3 et la verticale), obtenues pour chaque échantillon à partir des données d'ASM. Cela revient à ramener la stratification à l'horizontale.

La figure III-43a montre les variations de l'inclinaison de l'ARN après désaimantation à 300 mT et correction de pendage. On s'aperçoit que l'inclinaison de l'aimantation n'est pas aussi faible que sur les données paléomagnétiques de Biquand [1982] (figure III-43b) à part deux valeurs inférieures à 40° , à 42 et 44 mètres. D'autre part, ses oscillations sont presque symétriques par rapport à la valeur attendue du champ géomagnétique calculée à partir de l'hypothèse du dipôle axial ($I_{DAG} = 63.6$ à cette latitude). Les variations de l'inclinaison ne correspondent donc pas nécessairement à des erreurs d'inclinaison.

Les mesures de l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique ont été effectuées selon le protocole expérimental décrit dans la première partie (§ II-3-2). Les paramètres d'anisotropie H_a obtenus présentent des valeurs élevées, (H_a moyen = 1.46) s'élevant jusqu'à 1.6.

La figure III-44 montre les variations de H_a et de ΔI avec la profondeur (graphe a) ainsi que celles de P_{ASM} et de ΔI (graphe b). Ces paramètres ne présentent aucune corrélation sur la hauteur totale, et sembleraient même anticorrélés pour H_a et ΔI . Les oscillations de l'inclinaison ne peuvent donc être interprétées comme résultant principalement d'un effet de l'anisotropie du sédiment. Elles reflètent probablement, compte tenu de leur symétrie par rapport à I_{DAG} , la variation séculaire du champ.

IV -1-3 Discussion

Les fortes valeurs d'anisotropie des argiles d'Eybens sont probablement dues, à l'origine, à la nature du dépôt, composé principalement d'argiles planaires, ayant subi une sédimentation calme et homogène. Mais elles ont pu être accentuées par la compaction, et même la surcompaction due à l'avancée des glaciers du Würm. Si tel est le cas, cette surpression ne semble pas avoir affecté l'inclinaison de l'ARN, d'où une absence de corrélation entre les paramètres d'anisotropie et les variations de l'inclinaison dans ces argilites.

La méthode de détection des erreurs d'inclinaison de l'ARN par l'ASA est inefficace dans ce cas d'étude, probablement parce que les variations de l'inclinaison ne

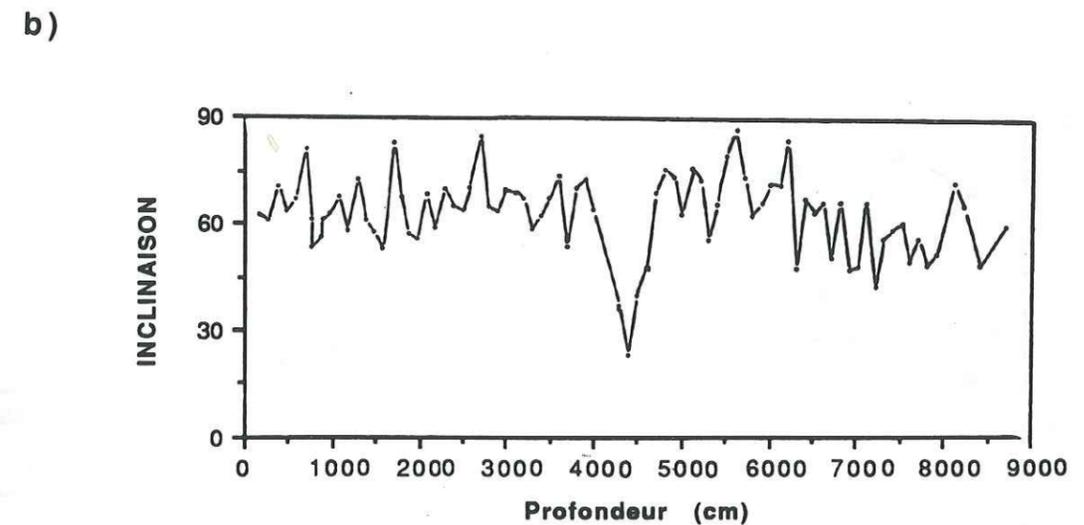
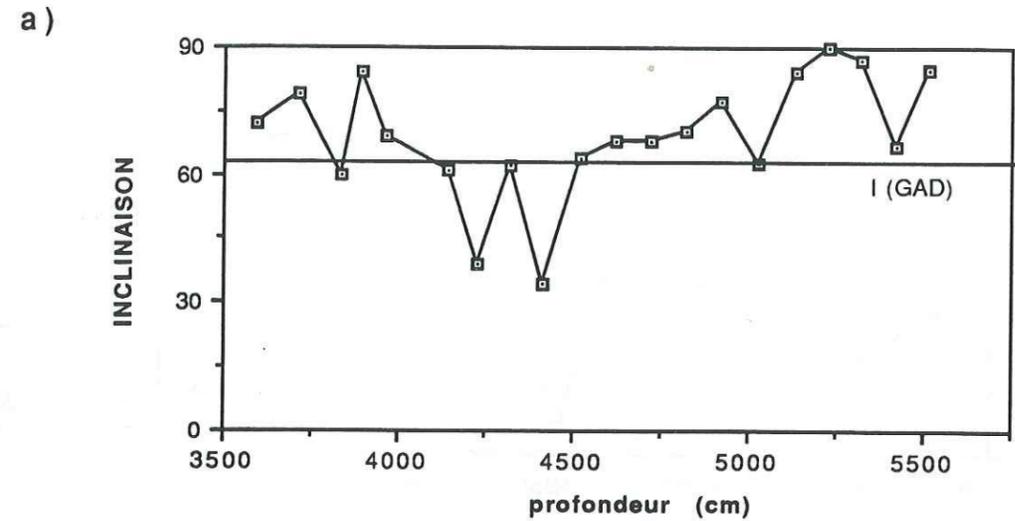


Figure III-43 : a) variations de l'inclinaison de l'ARN dans les argiles d'Eybens, le long de la section 35-56 mètres.
b) Données d'inclinaison de l'ARN dans les argiles d'Eybens [Biquand, 1982].

ARGILES D'EYBENS

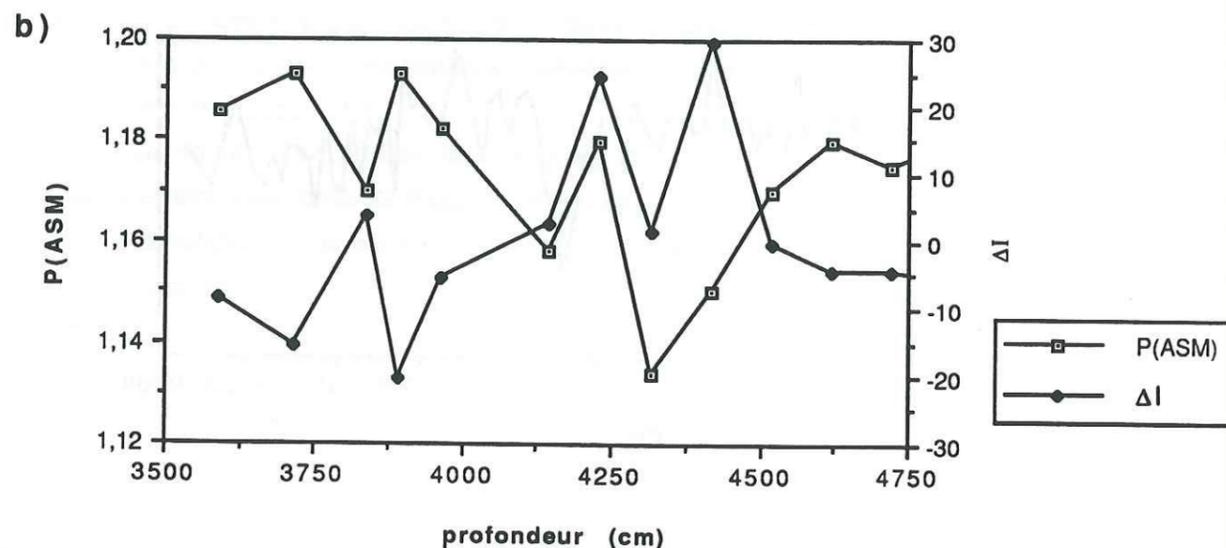
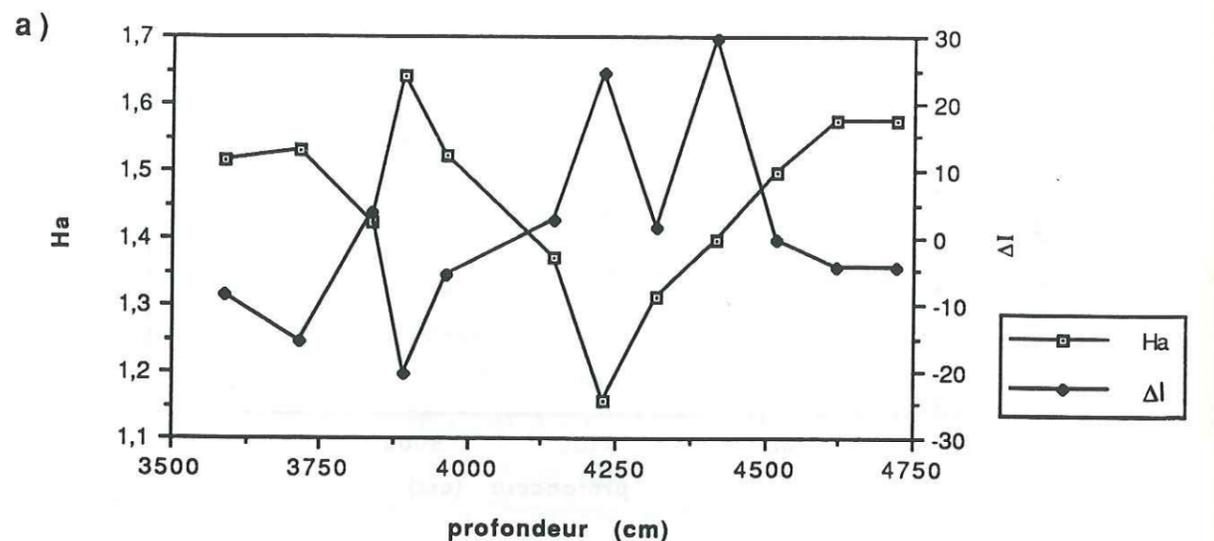


Figure III-44 : a) Variations conjuguées du paramètre d'anisotropie d'ARA (H_a) et de l'anomalie d'inclinaison ΔI pour les argiles d'Eybens.
 b) Variations conjuguées du paramètre d'anisotropie d'ASM (P_{ASM}) et de l'anomalie d'inclinaison ΔI pour les argiles d'Eybens.

correspondent pas à des erreurs d'inclinaison. D'autre part, il est paradoxal d'observer sur ces argiles un H_a moyen de 1.46 associé à une erreur d'inclinaison moyenne très faible (de l'ordre de 6°). Une explication simple serait que les grains porteurs de l'ARN soient différents des grains porteurs de l'ASA. On peut supposer que les grains porteurs de l'ARN sont les grains très fins, plus ou moins cubiques et non liés aux argiles. ils auront une profondeur de blocage importante, insensible à la fabrique de dépôt, et ne seront pas affectés par la compaction. Par contre, les grains porteurs de l'ASA seraient plus grossiers, allongés ou solidaires des argiles, et seraient ainsi très sensibles à la fabrique de dépôt et de compaction.

Les éventuelles surcompactions glaciaires postérieures au dépôt du sédiment ont probablement plus agité sur l'évolution de la fabrique de ces derniers et sur la fabrique d'ASM -dominée par l'OPF des argiles et/ou des ferromagnétiques à faible profondeur de blocage- que sur l'inclinaison de l'aimantation résultant de l'OPF statistique des grains fins ferromagnétiques. Dans le cas des Argiles d'Eybens, la charge lithostatique due à l'avancée des glaciers du Würm est certainement un facteur déterminant dans l'évolution de la fabrique du sédiment.

IV -2 Les sédiments de l'Isère

IV -2-1 Echantillonnage et données magnétiques

Nous avons échantillonné des sédiments déposés par une crue récente (Février 1990) de l'Isère. Le sédiment a été prélevé directement à l'aide de boîtes cubiques de 8 cm^3 , à un endroit où le dépôt s'était fait calmement et n'avait pas été perturbé par les turbulences du courant ; il s'agit d'une niche sous un pont, ayant recueilli un dépôt horizontal et régulier d'une épaisseur de l'ordre de 50 cm. Ce sédiment est constitué essentiellement de phyllosilicates planaires (visiblement à forte dominance de micas) et le litage horizontal était bien visible sur les échantillons, au moment du prélèvement. Le prélèvement n'a pas été effectué en fonction de la profondeur, à cause de la faible épaisseur du dépôt, et de son caractère extrêmement rapide.

IV -2-2 Anisotropie et erreur d'inclinaison de l'ARD

Les mesures de l'ARD sur les 12 échantillons prélevés ont révélé une différence de 30° entre l'inclinaison mesurée et l'inclinaison du champ magnétique mesuré avec une sonde flux-gate à l'endroit exact du prélèvement (cf Figure II-2a, deuxième partie). D'après le caractère très récent et très rapide de ce dépôt, on peut en déduire

qu'il s'agit typiquement d'une erreur d'inclinaison induite par le dépôt horizontal des particules à structure planaire constituant le sédiment.

Des mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique ont été effectuées à l'aide du Kappabridge sur les 12 échantillons. Ceux-ci possèdent un degré d'anisotropie P moyen de 1.15 et présentent une fabrique planaire horizontale très bien définie, avec des axes K3 fortement groupés autour de la verticale (cf Figure II-2b, deuxième partie). La linéation magnétique est faible (de l'ordre de 1.002) et indique la direction de l'écoulement de l'eau.

L'anisotropie de susceptibilité anhystérétique a été mesurée selon le protocole expérimental décrit dans la première partie (§ II-3-2). Les paramètres d'anisotropie H_a obtenus sont assez élevés, et présentent une moyenne de 1.37, ce qui est comparable aux valeurs obtenues sur les carottes RC de l'Atlantique Nord ("Hebble Rise")

Ces résultats confirment l'existence d'une relation entre l'OPF d'un sédiment, estimée par des mesures de son anisotropie magnétique, et l'erreur d'inclinaison de l'ARD de celui-ci. La faible épaisseur du dépôt de l'Isère et, de ce fait, l'échantillonnage horizontal ne nous permettent pas de caractériser cette relation comme nous l'avons fait pour les carottes précédentes. Toutefois, les ordres de grandeur de P_{ASM} moyen, H_a moyen et ΔI moyen sont en accord avec les résultats obtenus sur les carottes RC de l'Atlantique nord et on pourra obtenir par ces résultats, un point de corrélation dans le diagramme général présentant les erreurs d'inclinaison en fonction du degré d'anisotropie (cf § V, Figure III-53).

IV -3 Les Loess de la Bresse

L'étude paléomagnétique des Loess de la Bresse s'inscrit dans un programme d'étude des sédiments quaternaires de la Bresse, mené par le BRGM. L'anisotropie magnétique et la minéralogie magnétique ont aussi été étudiées. Les résultats obtenus ont fait l'objet d'un rapport interne dans lequel nous avons tenté de contraindre un âge magnétostratigraphique de la formation par l'étude des variations de l'aimantation caractéristique et de la susceptibilité magnétique avec la profondeur.

ETUDE PALEOMAGNETIQUE DES LOESS EN BRESSE : ELEMENTS DE DATATION.

IV -3-1 Introduction

Les loess quaternaires de Bresse constituent une formation adéquate pour l'étude de l'enregistrement par l'aimantation rémanente naturelle (ARN) des variations fines de la direction du champ magnétique terrestre.

Les enregistrements de ces variations en fonction de la profondeur permettent dans certains cas une datation relative ou absolue lorsqu'il est possible soit de recalculer les courbes de déclinaison et d'inclinaison sur les courbes de paléovariation séculaire obtenues dans des sédiments lacustres ou marins bien datés, soit de reconnaître des événements géomagnétiques singuliers et bien connus (inversions, excursions).

Les variations de la susceptibilité magnétique peuvent constituer un marqueur lithologique très sensible pour repérer des niveaux enrichis en particules ferromagnétiques, par exemple du fait de retombées volcaniques ou d'une pédogenèse. D'autre part, la susceptibilité magnétique montre souvent une périodicité corrélée aux cycles paléoclimatiques. Elle peut donc servir à définir la durée de dépôt. Enfin, l'anisotropie de la susceptibilité magnétique renseigne sur la structure du sédiment et permet d'appréhender les conditions de formation, ainsi que d'éventuelles contraintes tectoniques ou remaniements du matériau.

Nous avons étudié deux coupes de loess situées dans les carrières de Cailloux sur Fontaine et Le Buyat. 180 échantillons ont été prélevés pour cette étude.

IV-3-2 Echantillonnage

a) Coupe de Cailloux-sur-Fontaine

L'échantillonnage a été effectué dans une carrière située à proximité de la ligne TGV, au lieu-dit ravin des Vosges. Nous avons taillé pour cela sept marches dans les cinq mètres de loess situés au dessus du fluvioglaciaire, puis nous avons prélevé sur chaque marche quatre à six barrettes de 6,5 à 7 cm de haut, orientées au degré près. De même, le niveau stratigraphique a été relevé précisément. Nous avons donc au total 41 barrettes dans lesquelles pourront être découpés une centaine d'échantillons cubiques de 8 cm³. Les premiers 75 cm de la coupe n'ont pu être prélevés car trop affectés par la pédogenèse actuelle.

b) Coupe du Buyat

L'échantillonnage a été effectué dans la carrière de Genay dont l'accès a été aménagé par la taille d'un sentier.

Nous avons prélevé 56 carottes cylindriques orientées précisément à partir de la base du niveau de gravier repéré comme le niveau 0 jusqu'au sommet du niveau caillouteux inférieur. Les derniers mètres étant difficiles à carotter à cause de l'humidité, les cinq derniers échantillons proviennent de blocs prélevés à la scie et orientés comme les carottes.

La foreuse utilisée pour le carottage est constituée d'un moteur de tronçonneuse entraînant un foret diamanté. Le refroidissement et l'évacuation de la poussière et des débris se font grâce à un tuyau d'arrivée d'air sous pression relié à un compresseur portable. La carotte prélevée restant en général au fond du trou, on peut ainsi repérer son azimut et son inclinaison avant de la détacher.

Les 180 échantillons provenant des deux coupes du loess bressan ont été ensuite préparés au laboratoire afin de procéder aux mesures magnétiques d'aimantation et de susceptibilité. Les barrettes ainsi que les carottes ont été sciées après que le sédiment ait été fixé avec un verni.

Nous avons ensuite travaillé sur les 55 échantillons cylindriques de $10,8 \text{ cm}^3$ provenant des carottes de la coupe le Buyat et sur les 125 échantillons cubiques de 8 cm^3 sciés dans les barrettes de la coupe de Cailloux-sur-Fontaine. Tous ces échantillons une fois secs ont été pesés afin de normaliser à la masse les mesures d'intensité d'ARN et de susceptibilité. Les densités observées sont de l'ordre de 2.

IV-3-3 Mesures magnétiques

Les mesures magnétiques, effectuées au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble, comprennent les mesures de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) brutes puis après désaimantation partielle par champ alternatif, ainsi que les mesures de la susceptibilité et son anisotropie.

Traitement de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) :

La mesure de l'ARN brute effectuée grâce au Molspin permet d'obtenir les variations de l'inclinaison et de la déclinaison de l'ARN sur la hauteur totale de chaque coupe étudiée.

L'aimantation naturelle d'un échantillon pouvant être la somme de plusieurs aimantations d'origines différentes, pour séparer l'aimantation primaire (caractéristique du dépôt du sédiment) des aimantations secondaires nous devons

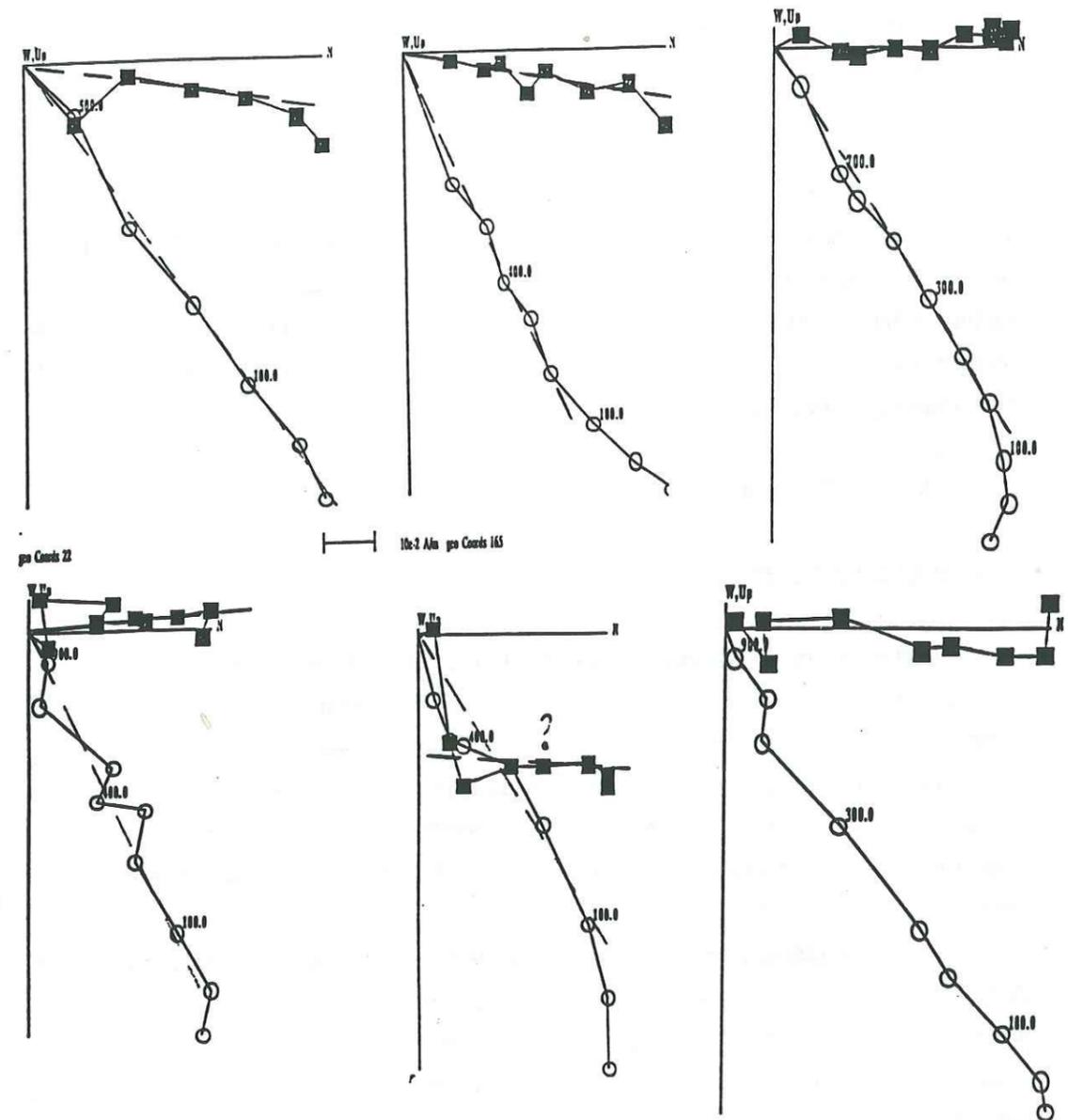


Figure III-45 : Diagrammes de Zijderveld sur les Loess de la Bresse: évolution du vecteur aimantation lors de la désaimantation par champ alternatif (jusqu'à 90 mT) de 4 échantillons pilotes de la coupe Buyat et 2 échantillons de la coupe Cailloux. Sur quelques diagrammes sont indiqués les segments de droites correspondant à la direction caractéristique.

détruire progressivement les diverses composantes de l'aimantation totale. Nous utiliserons la désaimantation par champ alternatif qui est assez efficace pour éliminer les aimantations secondaires, bien que la fin de la désaimantation soit parfois perturbée par l'apparition d'aimantations parasites.

La désaimantation complète par étapes de 0,5 à 10 mT de 20 échantillons pilotes nous a permis de déterminer la valeur optimale à laquelle il sera nécessaire de désaimanter l'ensemble des échantillons afin d'obtenir des directions stables. Le résultat de la désaimantation est représenté dans un diagramme de Zijderveld qui montre l'évolution dans le plan horizontal et dans le plan vertical NS des projections du vecteur ARN. On juge que les aimantations secondaires ont été éliminées lorsque le vecteur évolue sur une droite passant par l'origine au fur et à mesure de la désaimantation (Voir Figure III-45).

IV-3-4 Résultats

a) L'aimantation rémanente naturelle.

L'intensité de l'ARN brute varie de 1 à 10 10^{-6} A.m²/kg, soit largement au dessus du seuil de détection, et les directions apparaissent stables, avec un comportement au cours de la désaimantation similaire pour les deux coupes.

Les six diagrammes de Zijderveld présentés (Figure III-45) permettent de visualiser la désaimantation complète des échantillons pilotes. Nous obtenons des directions à peu près stables à partir de 10^{-15} mT. Par la suite tout les échantillons ont été désaimantés à 15 mT.

Les deux stéréogrammes de la figure III-46 représentent les directions d'ARN de la coupe Buyat : a) directions brutes, b) après nettoyage magnétique. Le groupement des points est assez bon. On obtient une déclinaison moyenne normale de $359,4^\circ$ et une inclinaison moyenne de $56,9^\circ$, soit très proche du champ dipolaire moyen : $D=0$, $I=63,1$.

Les variations des directions caractéristiques (après désaimantation à 15 mT) en fonction de la profondeur dans la coupe sont données sous forme de log d'inclinaison et de déclinaison (Figure III-47). La dispersion observée d'un échantillon à l'autre correspond aux incertitudes de mesures et d'orientation ainsi qu'à une éventuelle désaimantation incomplète des directions secondaires. Pour obtenir une image plus significative des variations du champ magnétique terrestre au cours du dépôt on effectuera un lissage modéré sur une fenêtre de 5 points (cf IV-3-5 Interprétation).

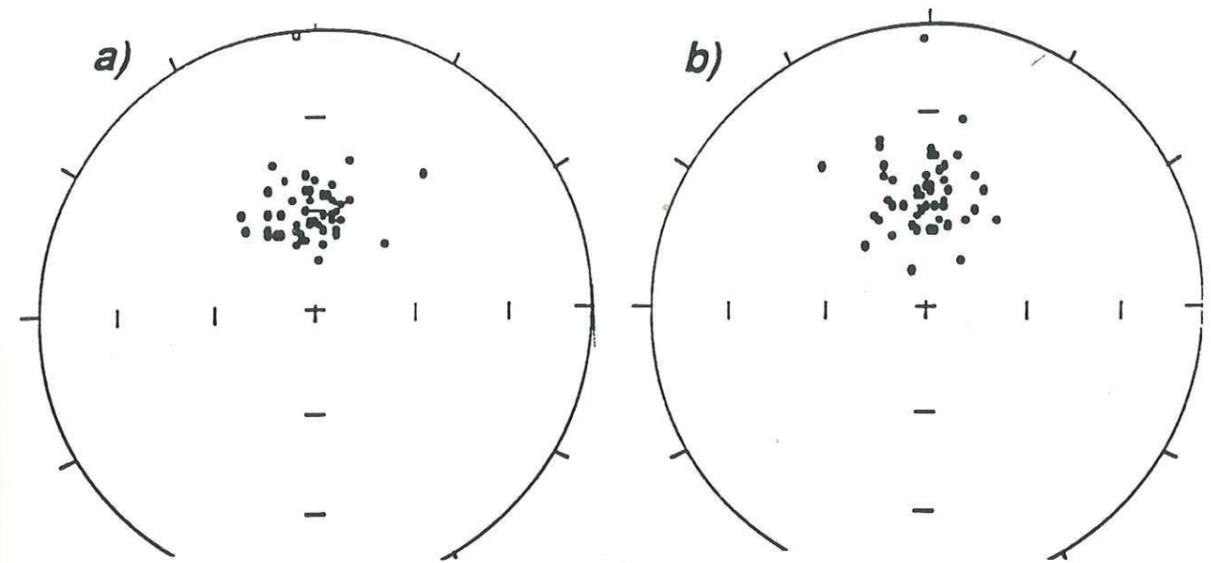


Figure III-46 : Stéréogrammes des directions d'ARN pour la coupe Buyat a) directions brutes, b) directions après désaimantation dans 15 mT.

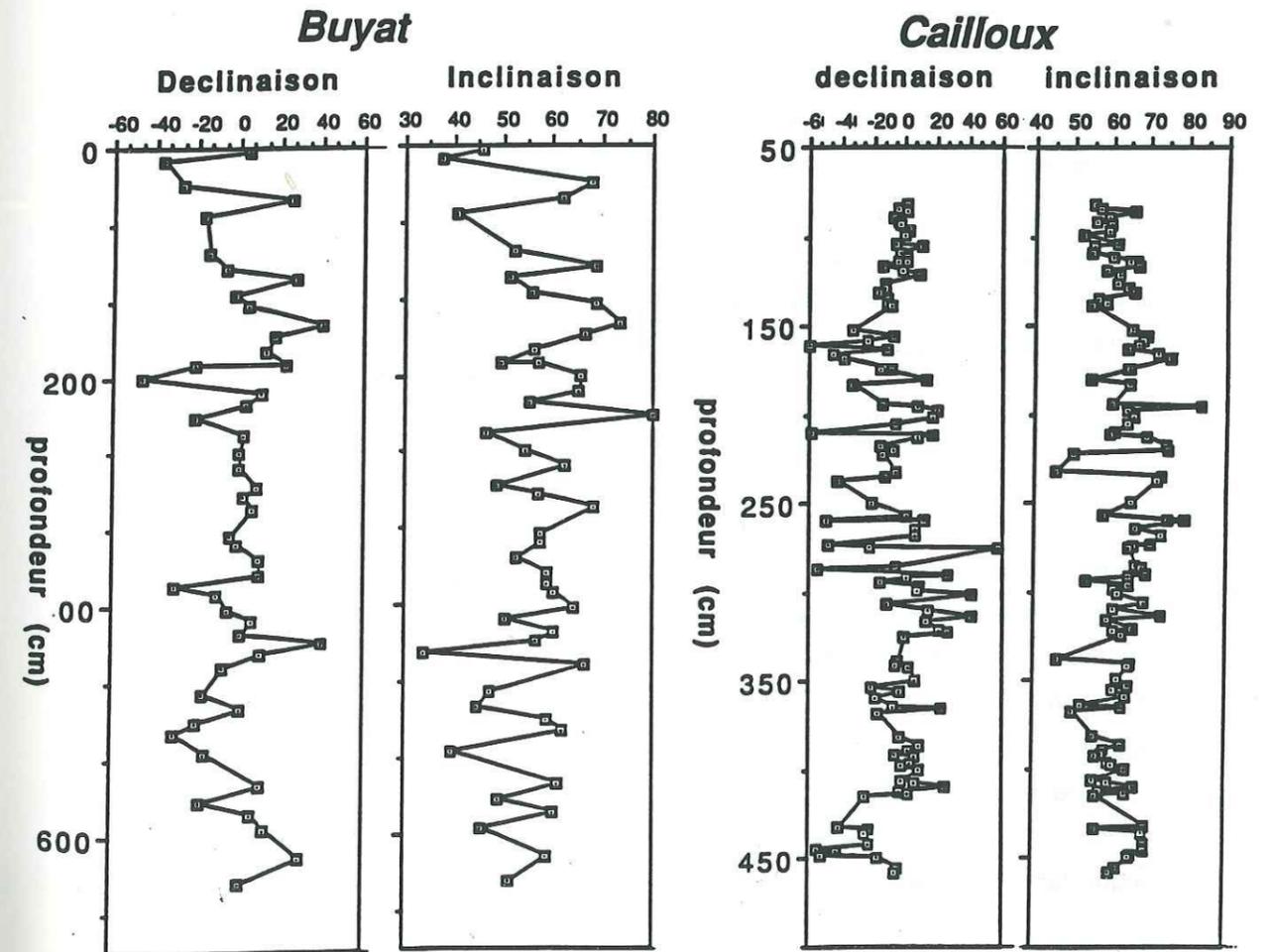


Figure III-47 : Déclinaison et inclinaison de l'ARN désaimantée à 15 mT en fonction de la profondeur pour les coupes Buyat et Cailloux.

b) La susceptibilité magnétique.

Les mesures de susceptibilité et d'anisotropie ont été effectuées sur la totalité des échantillons pour la coupe inférieure (le Buyat) et sur un échantillon sur trois, soit 41, pour la coupe supérieure (Cailloux). La susceptibilité moyenne (K_m) varie de 50 à 250 10^{-9} m^3/kg . Cette valeur assez forte ainsi que la valeur de l'ARN et son faible champ coercitif indiquent que la susceptibilité est due essentiellement à des oxydes de fer du type magnétite ou maghémite, qui, par analogie avec les études sur d'autres loess, sont soit d'origine détritique, soit d'origine pédogénétique [Liu, 1990]. Les variations verticales de K_m et de l'intensité de l'ARN sont tout à fait équivalentes (Figure III-48). On résonnera par la suite uniquement sur les variations de K_m , car, dans le détail, celles de l'intensité de l'ARN peuvent avoir des sources plus complexes.

Les variations lentes de K_m ont très probablement une origine paléoclimatique et seront discutées dans l'interprétation. On peut par contre faire des hypothèses sur l'origine de deux variations plus rapides :

- pour Buyat, on observe un pic de susceptibilité à environ 1,9 mètres (et un autre plus faible vers 5,7 mètres) qui indiquerait une augmentation brutale de l'apport en grains ferromagnétiques, correspondant par exemple à une retombée de cendres volcaniques. Cependant, d'autres hypothèses ne sont pas à écarter ;
- dans la coupe de Cailloux, l'augmentation importante de la susceptibilité vers le sommet de la coupe rappelle celle observée dans d'autres études en se rapprochant d'un sol ou d'un paléosol. Cette variation pourrait donc indiquer une néogenèse subactuelle de grains magnétiques au sommet du profil.

c) L'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Les résultats de la détermination du tenseur d'anisotropie sont représentés pour les deux coupes figure III-49. Ces stéréogrammes représentent les directions des axes K1 (carrés) et K3 (cercles), axes de susceptibilité maximale et minimale.

Dans le cas d'une fabrique magnétique normale, l'axe K1 correspond à la linéation magnétique et est proche de l'horizontale, l'axe K3 appelé pôle de foliation magnétique, est perpendiculaire au plan de foliation et souvent proche de la verticale.

Dans les deux cas, les axes K3 sont relativement bien groupés à la verticale avec des axes K1 dispersés, avec des rapports d'anisotropie moyen montrant une fabrique faible et planaire :

Buyat : $L = 1,004$; $F = 1,026$.

Cailloux : $L = 1,004$; $F = 1,009$.

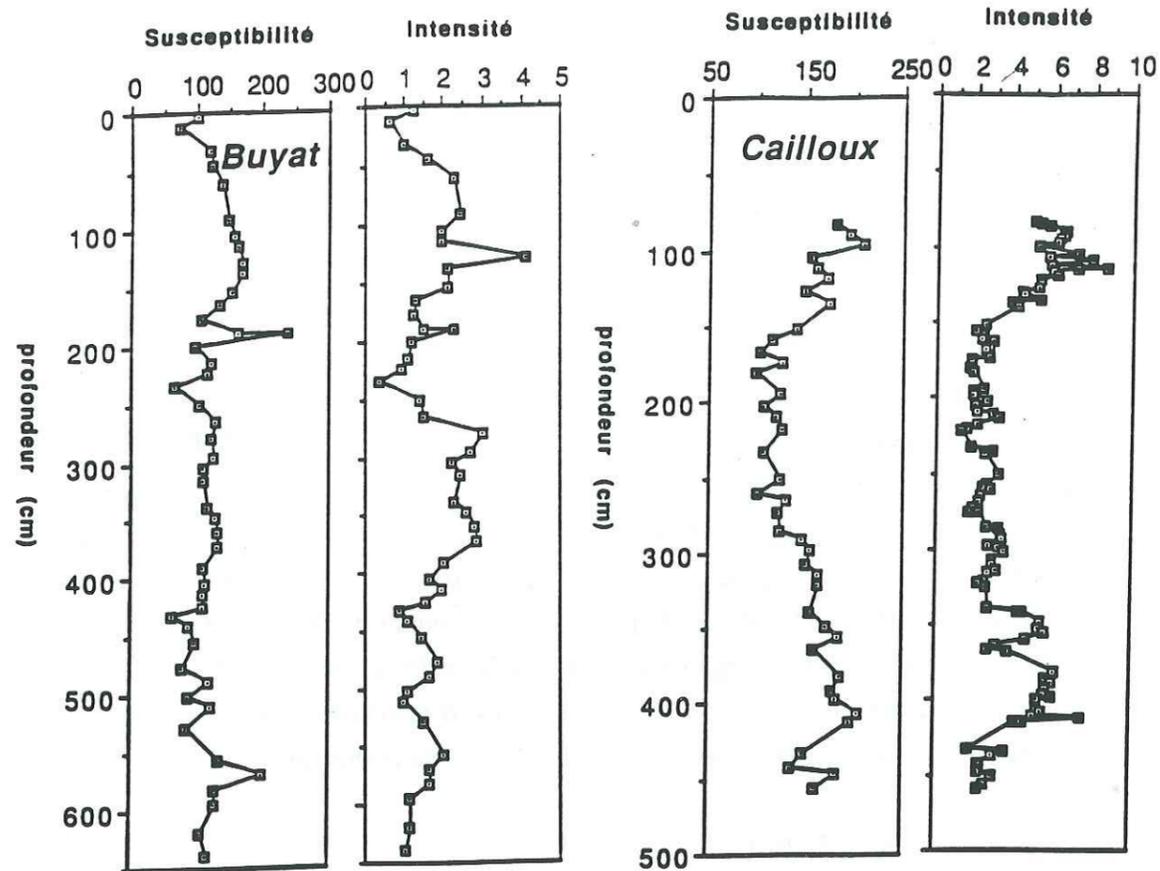


Figure III-48 : Susceptibilité moyenne et intensité de l'ARN (respectivement en 10^{-9} m^3/kg et 10^{-6} Am^2/kg) en fonction de la profondeur pour les coupes Buyat et Cailloux.

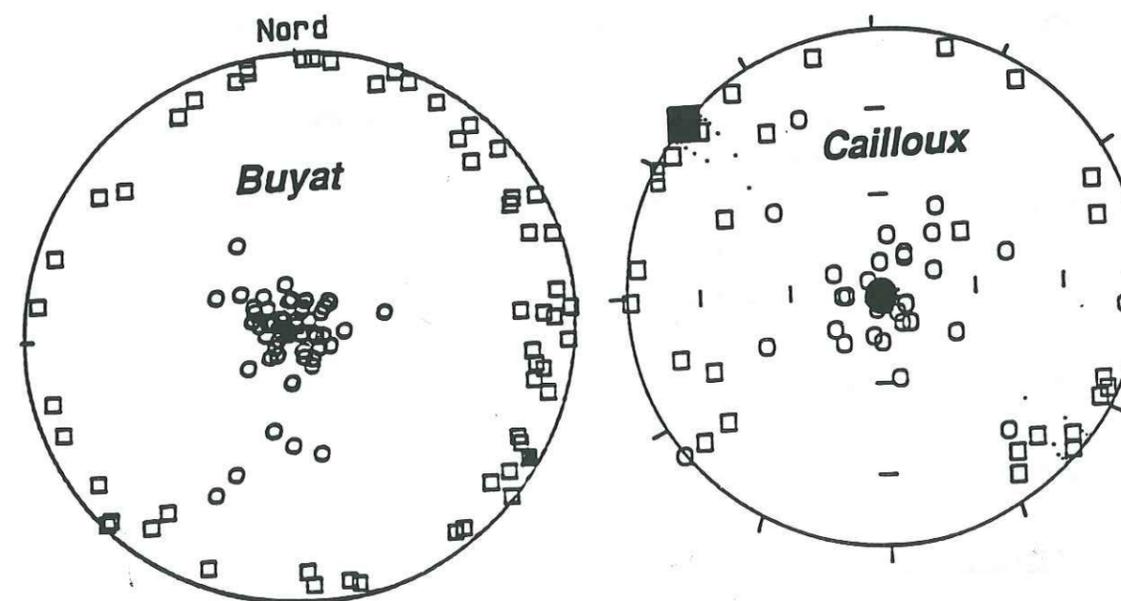


Figure III-49 : Stéréogrammes des directions d'anisotropie K1 (carrés) et K3 (cercles) des coupes de Buyat (tous les échantillons) et de Cailloux (sélection de 41 échantillons). Les directions moyennes apparaissent en noir.

Ceci démontre que ces loess ont conservé leur fabrique de dépôt éolien (un dépôt fluviatile donne $L > 1,03$) sans remaniement ni déformation ultérieure, garantissant ainsi la fiabilité de l'interprétation paléomagnétique [Liu, 1990].

Une autre conséquence peut être tirée de la différence des valeurs de F entre les deux coupes: la plus forte valeur observée sur Buyat confirme que cette coupe a été compactée par le passage d'un glacier alors que la coupe de Cailloux n'a pas subi cette compaction, suggérant ainsi un âge plus jeune pour cette coupe.

Pour ce qui est de l'orientation des directions moyennes, K3 n'est pas significativement différent de la verticale pour Cailloux, alors que pour Buyat une différence significative de 5 degrés apparaît, indiquant une foliation magnétique faiblement pentée vers l'Est. La paléopente estimée pendant vers l'Ouest, ceci suggère une imbrication liée à un sens général des apports venant de l'Est. Les directions de K1, très dispersées, montrent une moyenne NO-SE pour les coupes. Il pourrait s'agir de la direction dominante des apports. Ce genre d'application dans les loess reste cependant tout à fait hypothétique, par manque d'étude de référence.

IV-3-5 Interprétation chronologique et conclusion

a) Calage absolu

On peut procéder à un premier calage absolu en utilisant l'échelle magnétostratigraphique qui a été établie en associant à une polarité magnétique un âge absolu déterminé par des méthodes de datation isotopique ou stratigraphique.

Nos résultats montrant une polarité normale sur la hauteur totale des deux coupes, on peut simplement dire que l'âge du dépôt est inférieur à 730 000 ans, âge de la dernière inversion du champ magnétique terrestre. Ces périodes assez longues normales ou inverses de l'échelle magnétostratigraphique comportent des épisodes plus courts de polarité opposée et des événements pendant lesquels le champ magnétique s'inverse plus ou moins complètement mais pendant un temps très court (Figure III-50a). Ces événements sont difficiles à retrouver mais peuvent constituer des éléments de datation plus fins lorsque l'on étudie des formations quaternaires récentes. Dans notre cas, on n'observe pas d'événements semblables qui nous apporteraient une information plus précise sur l'âge de notre formation.

b) Calage relatif

A l'intérieur d'une période stable donnée, la direction du champ magnétique varie avec le temps de $\pm 20^\circ$ environ autour de la direction dipolaire ($D = 0, I = 63$

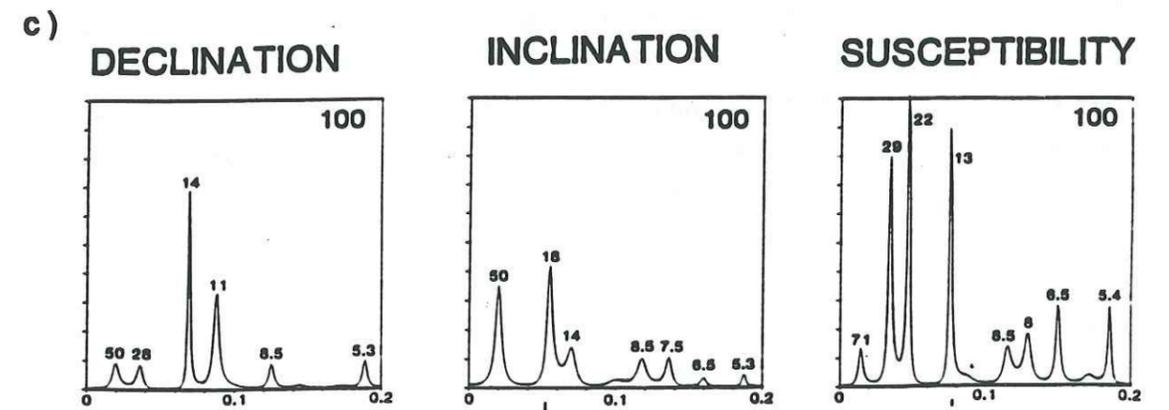
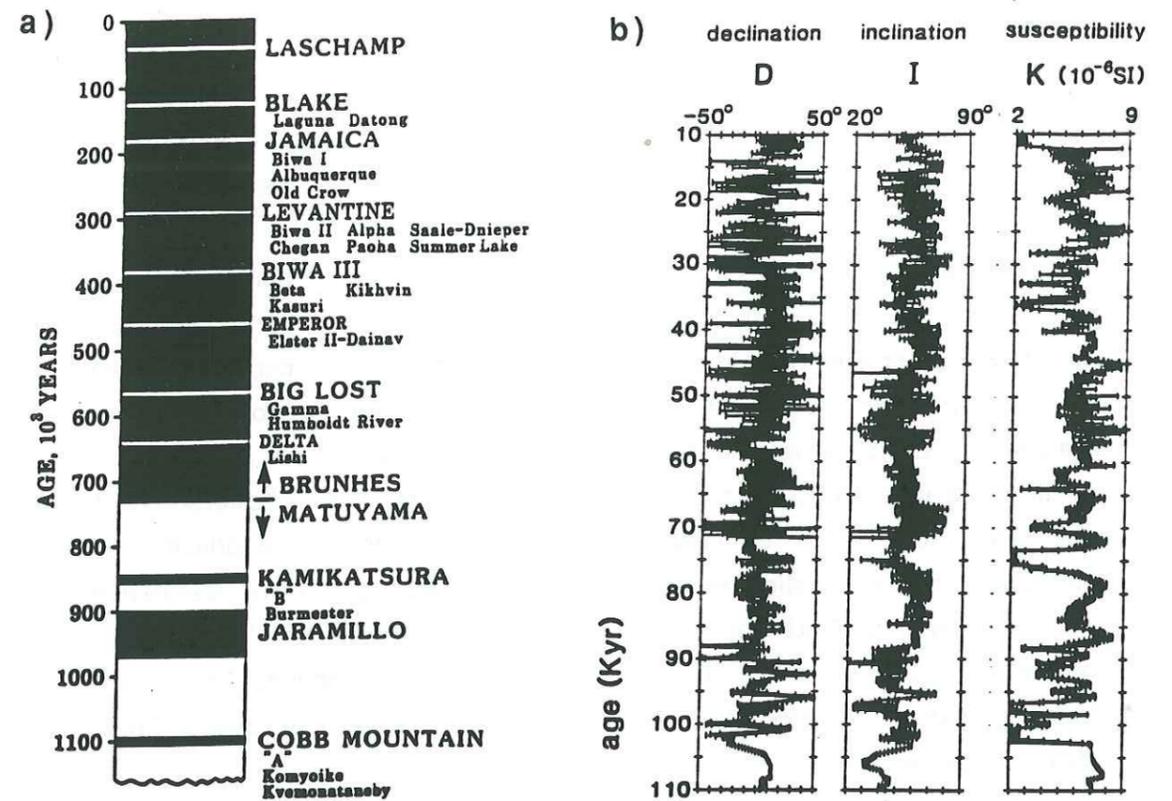


Figure III-50 : a) Echelle magnétostratigraphique de référence pour le dernier million d'années. L'échelle montre les diverses excursions et inversions reconnues (d'après Champion et al., [1988]).

b) Déclinaison, Inclinaison et susceptibilité moyenne (issus de la superposition de plusieurs carottes avec barres d'erreurs correspondantes) en fonction de l'âge pour le lac du Bouchet [Creer et al., 1990].

c) Analyse spectrale de l'enregistrement du lac du Bouchet. La période correspondant à chaque pic est indiquée en ka.

pour cette étude). Il s'agit de la variation séculaire correspondant aux composantes non dipolaires du champ. L'enregistrement paléomagnétique sur une série sédimentaire continue suffisamment longue dans le temps fournit des courbes de paléovariation séculaire que l'on peut essayer de corrélérer avec une courbe de référence régionale, telle celle du Lac du Bouchet pour la période 15-110 ka (Figure III-50b). Malheureusement, on ne dispose pas actuellement de référence fiable plus ancienne pour l'Europe de l'Ouest.

Quoi qu'il en soit, dans le cas de notre étude (Figure III-51, données lissées) le nombre de cycles enregistrés n'est pas suffisant pour espérer une corrélation directe fiable avec une courbe de référence : pour Buyat on a environ un cycle en inclinaison et deux en déclinaison, et pour Cailloux 1-2 en inclinaison et 3-4 en déclinaison. Si l'on utilise l'enregistrement du Bouchet pour déterminer les fréquences principales de périodicité dans la variation séculaire (Figure III-50c), on trouve les périodes dominantes vers 10-15 ka pour la déclinaison et 15-20 ka pour l'inclinaison. En supposant que les périodes dominantes étaient les mêmes au moment du dépôt du loess, on obtient des durées de dépôt de l'ordre de 20 ka et 40 ka pour les coupes de Buyat et Cailloux, respectivement.

Les périodicités observées dans la variation séculaire (D et I) sont symptomatiques de l'activité du noyau, tandis que celles qui déterminent l'évolution de la susceptibilité (Km) sont d'origine climatique. On dispose ainsi d'un moyen indépendant de tester les résultats précédents. Sur le Bouchet les périodes dominantes sont de 15 et 30 ka, tandis que des enregistrements beaucoup plus long (2-3 Ma) montrent sur le loess chinois des périodes dominantes vers 40 et 110 ka (Figure III-52a ; pour des enregistrements plus longs, cf. figure III-52b et Kukla et al. [1988]). En conclusion, on peut dire que si l'on se base sur la période à 40 ka on peut proposer une durée maximale de dépôt de 80 et 40 ka respectivement pour Buyat et Cailloux. En effet, on observait deux cycles de susceptibilité sur Buyat, et un seul sur Cailloux. Cela correspond à des taux de sédimentations de 0,08 et 0,1 mm/an pour Buyat et Cailloux respectivement.

La différence entre ces estimations et celles basées sur la variation séculaire est importante, ce qui donne bien une idée du caractère peu contraignant des corrélations proposées. Le dépôt de chaque coupe a de toutes façons duré moins longtemps qu'un cycle glaciaire.

Enfin, toujours par analogie avec le loess chinois (Figure III-52) on peut proposer une interprétation des courbes de susceptibilité en terme de paléoclimat : les zones à faible susceptibilité correspondraient à des climats plus froids.

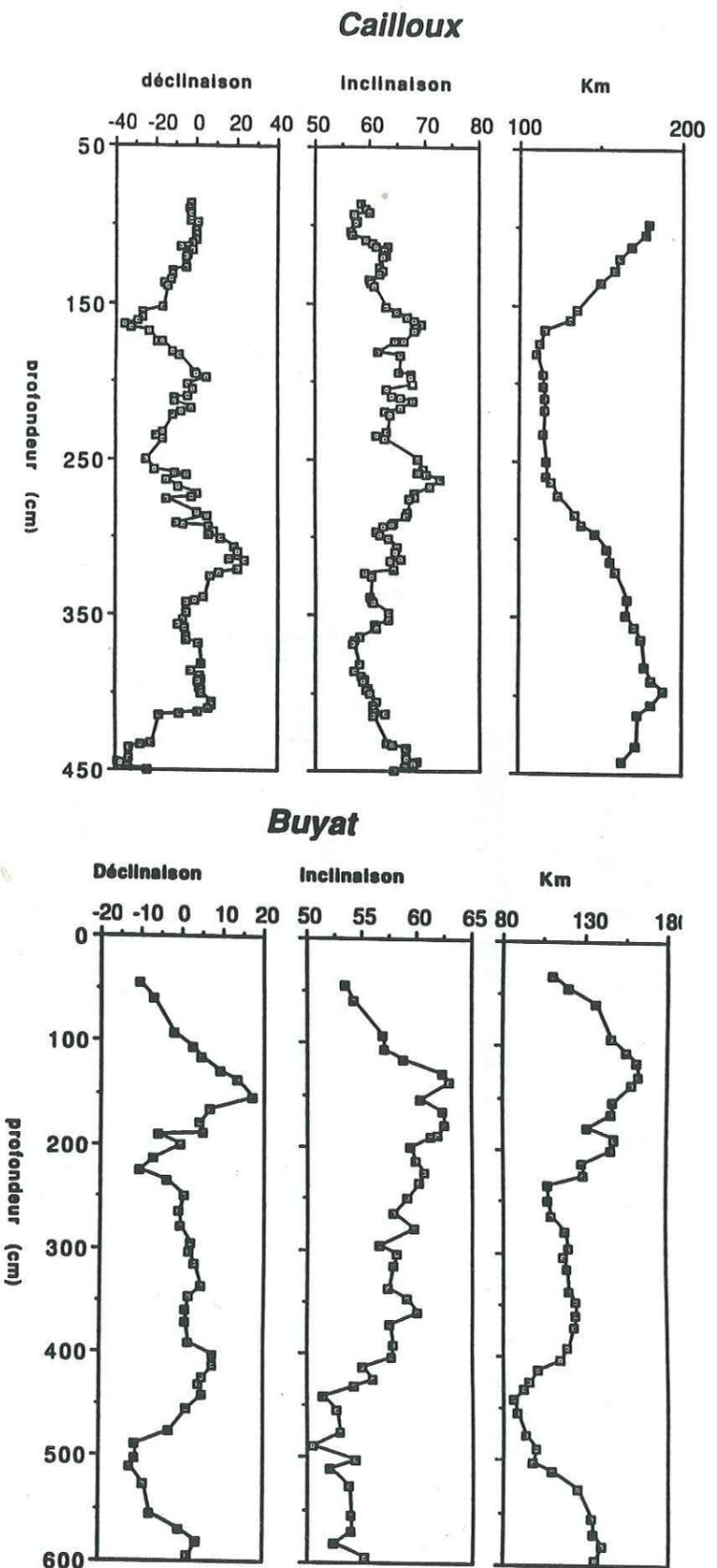


Figure III-51 : Déclinaison, Inclinaison (en degré) et susceptibilité moyenne (en $10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$) lissée (sur 5 points) en fonction de la profondeur pour les coupes Cailloux et Buyat.

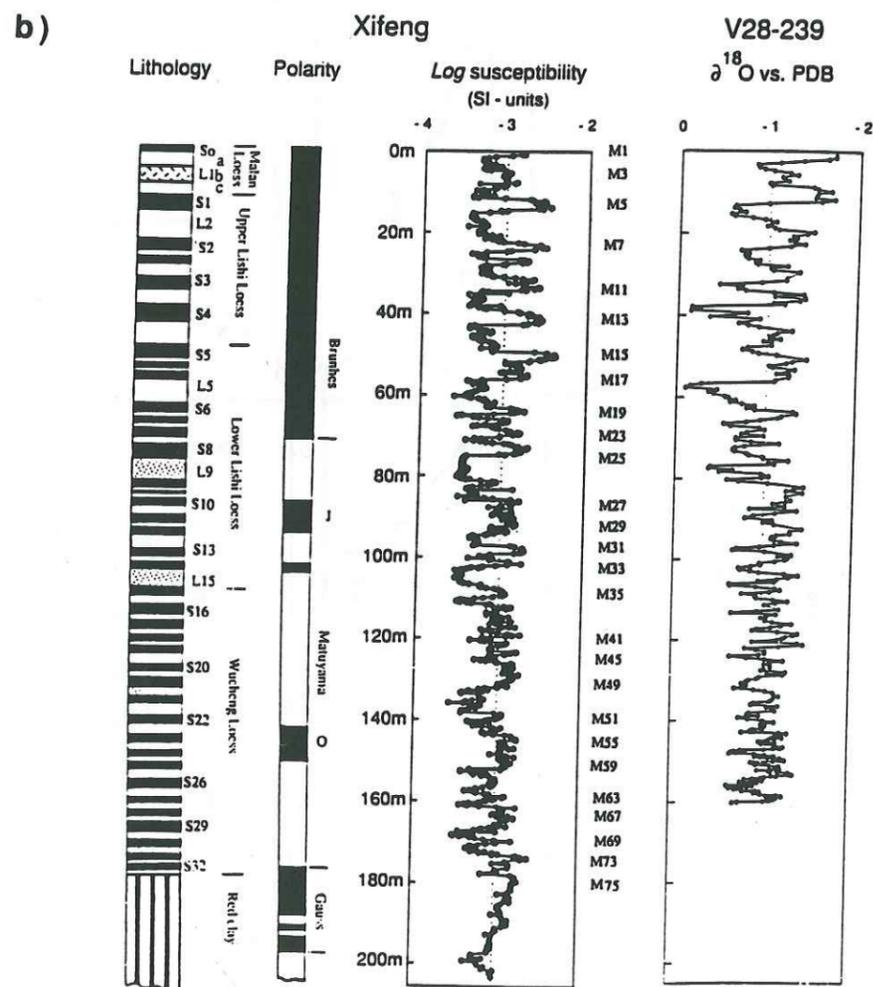
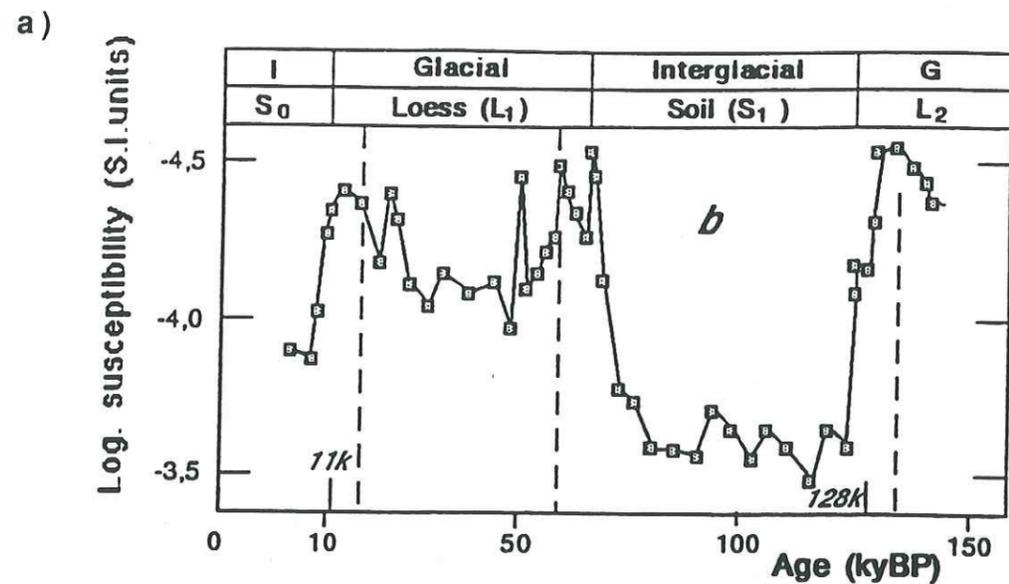


Figure III-52 : Susceptibilité magnétique dans le loess chinois : a) sur le dernier cycle glaciaire (d'après Petit et al., [1990]) b) depuis 3 Ma (d'après Liu et al., [1992]).

IV -4 Conclusion générale sur les sédiments continentaux

Les résultats des études magnétique sur les sédiments continentaux, en ce qui concerne la relation entre la fabrique magnétique d'un sédiment et son signal paléomagnétique, plus précisément entre l'anisotropie anhystérétique mesurée (paramètre H_a) et l'anomalie d'inclinaison de l'ARN, définie par la différence $|DAG - I_{ARN}|$, peuvent être résumés comme suit :

- les argiles d'Eybens présentent un degré d'anisotropie H_a élevé ($H_{a\text{moyen}}=1.46$) mais une anomalie d'inclinaison faible. L'absence de corrélation entre H_a et ΔI suggère d'une part que l'aimantation rémanente est post-détritique (ARPD), et d'autre part un découplage de l'ARA et de l'ARPD. L'ARPD serait portée par des grains fins et de formes plutôt isotropes, possédant une profondeur de blocage importante, ce qui implique des réorientations selon la direction du champ ainsi qu'une sensibilité moindre à la fabrique de dépôt et à la compaction. L'ARA serait par contre portée par des grains plus grossiers et/ou plus allongés, et présentant les caractéristiques inverses, dont une anisotropie plus élevée.

- le dépôt fluviatile de l'Isère, bien que similaire aux argiles d'Eybens, présente une forte erreur d'inclinaison ($\Delta I_{\text{moyen}}=1.37$), en accord avec les degrés d'anisotropie H_a élevés ($H_{a\text{moyen}}=1.37$) et confirme les résultats des § précédents sur la relation entre H_a et ΔI .

- les loess de la Bresse présentent une très faible anisotropie moyenne ($PASM_{\text{moyen}}=1.03$ et 1.013 pour les coupes Buyat et Cailloux respectivement). L'anomalie d'inclinaison de l'ARN est également faible avec une valeur moyenne de 6.1° pour la coupe de Buyat et de -0.1° pour la coupe de Cailloux. Nous n'avons pas testé la possibilité d'une relation entre ΔI et l'anisotropie magnétique sur ces sédiments mais on peut toutefois remarquer que la coupe de Buyat, qui présente une fabrique sédimentaire planaire et horizontale, bien définie par rapport à la coupe de Cailloux, présente une inclinaison presque systématiquement plus faible que l'inclinaison du DAG ($I_{DAG}=63^\circ$), et non des oscillations symétriques autour de cette valeur, comme cela est visible sur la coupe de Cailloux. De plus cette inclinaison tend à diminuer légèrement avec la profondeur, ce qui pourrait être un effet de la compaction. L'influence de la fabrique de dépôt et de la compaction n'est, dans ce cas, peut être pas négligeable sur l'enregistrement des directions de l'ARN par le sédiment et pourrait expliquer l'anomalie d'inclinaison moyenne de 6.1° .

Ces résultats confirment l'existence possible d'erreurs d'inclinaison dans les sédiments continentaux, résultant de processus similaires à ceux qui peuvent se produire dans les sédiments océaniques. Toutefois, la méthode de détection proposée est peut être moins appropriée dans le cas de sédiments continentaux, constitués plus

souvent de particules détritiques plus grossières que pour les sédiments océaniques profonds. Le spectre de l'ARA, concernant plutôt les grains ferromagnétiques fins risque de ne plus coïncider avec celui de l'ARD, et l'anisotropie d'ARA ne serait alors pas totalement représentative de la fabrique de la fraction magnétique porteuse de la rémanence.

V - DISCUSSION

V-1 Synthèse et perspectives

L'ensemble des études qui ont porté sur le problème des erreurs d'inclinaison nous ont prouvé, en premier lieu, la nécessité de prendre en compte l'existence possible d'erreurs d'inclinaison, c'est à dire d'un biais d'enregistrement lié à l'anisotropie, dans tout enregistrement paléomagnétique sédimentaire. Nous avons vu que l'utilisation de l'anisotropie d'ARA peut constituer une méthode adéquate pour détecter et éventuellement quantifier de telles erreurs. Lorsqu'il existe une corrélation entre les variations de l'anisotropie d'ARA et les anomalies d'inclinaison, celle-ci peut être quantifiée par la relation :

$$\tan(I_{\text{champ}}) = H a^n * \tan(I_{\text{ARN}}) \quad \{1\}.$$

Dans cette équation, $H a$ et I_{ARN} sont mesurables, mais n et I_{champ} sont tout deux inconnus. Dans un premier temps, on peut faire l'hypothèse $I_{\text{champ}} = I_{\text{DAG}}$ afin d'estimer n . Le paramètre n est alors déterminé à partir d'un ensemble de données, et on peut éventuellement recalculer I_{champ} pour chaque échantillon.

Afin de visualiser de façon plus claire le rapport entre anisotropie et erreur d'inclinaison, nous avons rassemblé tous nos résultats sur un diagramme représentant le degré d'anisotropie anhystérétique en fonction de l'erreur d'inclinaison, en y intégrant, de plus, les données provenant d'une étude de Kodama et Sun [1990] sur les rapports entre la fabrique magnétique et la compaction de sédiments artificiels (Figure III-53). Soulignons que les courbes (ou les points) ont été obtenus pour une valeur du champ magnétique I_{DAG} fixée et que l'erreur d'inclinaison susceptible de se produire dans les sédiments est fonction de l'inclinaison de ce champ géomagnétique (liée à la latitude du lieu considéré). Elle sera plus importante pour les latitudes moyennes, où l'inclinaison de l'ARN sera plus sensible à la déviation vers l'horizontale que pour les latitudes faibles où élevées pour lesquelles l'inclinaison du champ est respectivement déjà proche de l'horizontale ou proche de la verticale. Tous les sédiments étudiés proviennent de latitudes moyennes, comprises entre 32 et 56°N et 44 et 46°S

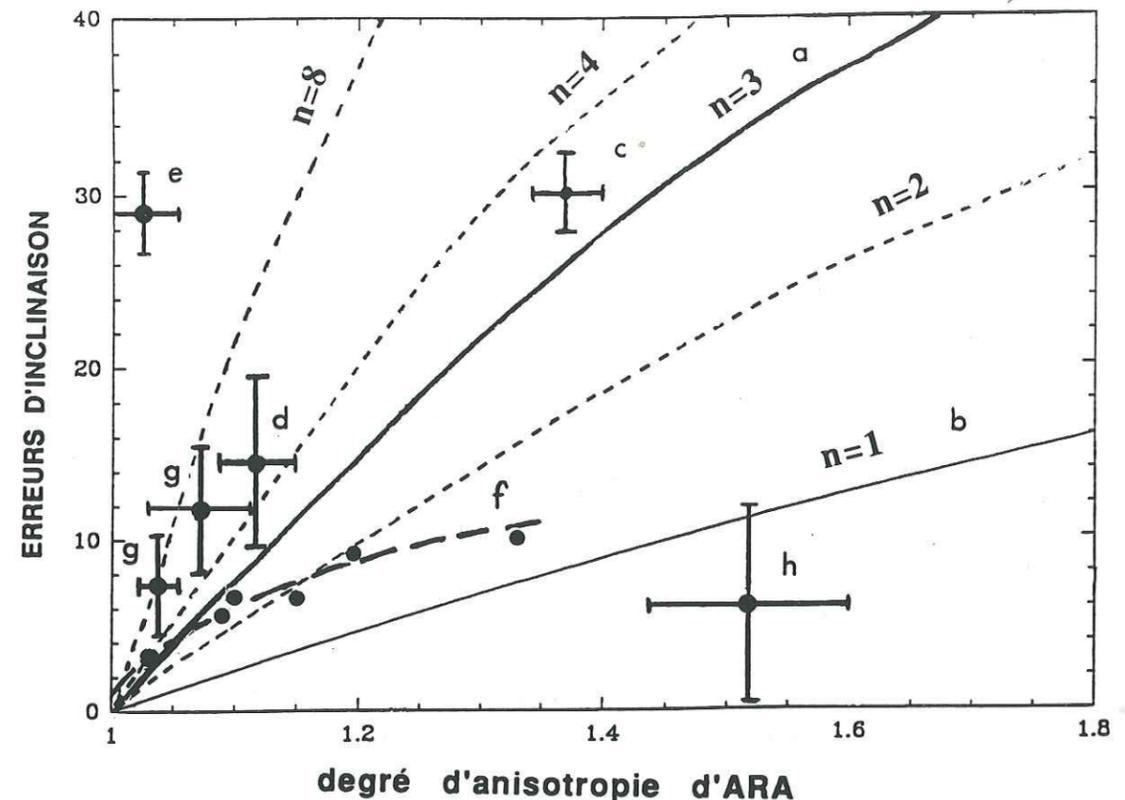


Figure III-53 : Relations entre les erreurs d'inclinaison et le degré d'anisotropie d'ARA pour les différents types de sédiments :

a : carottes de l'Atlantique Nord : RC 2202, RC 2214 et RC 2205.

b : sédiment artificiel constitué de roche siliceuse pulvérulente, de Kaolin et de particules de magnétite de tailles et de formes déterminées, données de Jackson et al., [1991].

c : sédiments de l'Isère (moyenne sur 12 échantillons)

d : carotte de la Méditerranée : MD 84627 (moyenne sur 21 échantillons).

e : carotte de la mer de Behring : RC 14120 (moyenne sur 19 échantillons).

f : sédiment artificiel composée d'une matrice argileuse (taille moyenne des particules de kaolin = 2.7 μm) et de 5% de particules de magnétite en aiguille de 0.45 μm . Les données proviennent d'une étude de Kodama et Sun, [1990].

g : sédiments provenant de la région du point triple du Chili (zones superficielles non déformées des sites 859 (g₁) et 861 (g₂)).

h : argiles d'Eybens (moyenne sur 20 échantillons)

(sédiments du point triple du Chili), ce qui correspond à des valeurs de I_{DAG} comprises entre 51 et 71°, ou de -65° pour le Chili. Les variations de la loi entre H_a et ΔI relatives à ces différences de I_{DAG} sont négligeables et la présentation des résultats obtenus sur un même diagramme est justifiée.

La variabilité des résultats obtenus sur les divers sédiments étudiés traduit donc le fait que la relation {1} n'est pas une loi générale. Dans cette relation, H_a est fonction de l'OPF des grains ferromagnétiques -OPF qui est à l'origine de l'EI- mais aussi de l'anisotropie intrinsèque de ces grains. La détermination du paramètre $H_{a(\text{intrinsèque})}$ permettrait de normaliser H_a et ainsi de s'affranchir de cette variable. D'autre part, il est possible que dans certains cas, l'ARN et l'ASA ne soit pas portées par les mêmes grains.

Nous avons vu que lorsqu'une corrélation entre H_a et ΔI a été mise en évidence, la relation entre I_{DAG} , l'ARN et H_a qui en dérive, bien qu'elle reste d'une forme similaire à {1} pouvait différer par la valeur du paramètre n , puissance de H_a .

Ce paramètre n reflète l'efficacité de l'anisotropie dans la création des EI. Il dépend :

- des conditions de dépôt, déterminantes dans l'acquisition de la fabrique magnétique, et qui contrôlent l'efficacité de l'OPF. Le rôle de celles-ci est toutefois difficile à estimer et elles restent une variable non mesurable.
- de la nature, de la taille des particules magnétiques. Les résultats obtenus ont montré la dépendance de n par rapport à la taille des grains magnétiques (voir § III-3-4 "Synthèse des résultats sur la carotte RC 2205"). Il est logique que la taille de ces grains influe sur l'efficacité de l'OPF et sur la déviation du vecteur aimantation, en particulier à cause des éventuelles réorientations de grains fins postérieurement au dépôt.
- de la forme des grains et de l'anisotropie intrinsèque. La forme des grains est en effet certainement un facteur déterminant de l'intensité de cette OPF. De plus, c'est cette forme qui détermine l'anisotropie intrinsèque des grains dans le cas de la magnétite. Le paramètre forme est par contre difficile à estimer par des mesures magnétiques classiques.

C'est dans l'optique d'estimer l'anisotropie maximale intrinsèque du sédiment ($H_{a(\text{intrinsèque})}$), qu'une méthode expérimentale de resédimentation sous champ a été mise au point au laboratoire de Géologie du Quaternaire de Marseille. Nous avons alors tenté de nous affranchir de ce facteur "forme des grains" par une normalisation de l'anisotropie mesurée (H_a) en fonction de l'anisotropie maximale.

V-2 Expérience de resédimentation sous champ.

Ces expériences ont été menées dans le but d'obtenir dans le nouveau sédiment, une orientation préférentielle maximale des particules ferromagnétiques selon la direction du champ appliqué. Celui-ci est en l'occurrence horizontal afin de minimiser la compétition entre les forces de gravité et les forces magnétiques sur l'alignement des grains ferromagnétiques, et assez fort pour induire un alignement optimal de ces particules selon la direction du champ. Des mesures de l'anisotropie d'ARA sur ces échantillons resédimentés nous donneront une estimation de l'anisotropie potentielle maximale, qui reflète l'anisotropie intrinsèque des particules. La normalisation du degré d'anisotropie H_a par cette anisotropie ($H_{a(\text{intrinsèque})}$) est un moyen de s'affranchir du facteur variabilité de la forme des grains. Cela nous permettra alors de mieux cerner l'origine des variations conjuguées de l'anisotropie et des erreurs d'inclinaison, d'affiner et éventuellement de généraliser la relation entre I_{DAG} , l'ARN et H_a .

V-2-1 Protocole expérimental

Les resédimentations expérimentales ont été effectuées sur 30 échantillons de sédiments secs provenant des carottes RC 2214 (17 échantillons), RC 2202 (3 échantillons), RC 2205 (7 échantillons), puis sur deux échantillons provenant respectivement de la carotte d'Eybens, et des prélèvements sur les rives de l'Isère. Le temps requis pour cette expérience est assez élevé (il faut compter entre 1h30 et 4h30 par échantillon), ce qui ne permet pas une réalisation systématique sur un grand nombre d'échantillons.

Nous avons réalisé les resédimentations selon le protocole suivant (Figure III-54):

- l'échantillon est broyé manuellement dans un mortier afin d'obtenir une poudre la plus homogène possible;
- la poudre est alors mélangée à un volume équivalent d'eau distillée additionnée de sel pour accentuer la floculation, puis elle est brassée à l'aide d'un agitateur mécanique pendant 20 minutes minimum, jusqu'à l'obtention d'une boue homogène;
- la boue obtenue est ensuite versée dans une boîte constituée d'un cube standard d'échantillon de paléomagnétisme, surélevé par un deuxième cube dont la base a été préalablement sciée. Cet empilement nous permet d'obtenir, après évacuation de l'eau et compaction, la boue resédimentée dans un seul cube standard, ce qui permettra d'effectuer les mesures directement. La base de la première boîte cubique a été percée de petits trous puis recouverte d'un papier filtre afin de permettre l'évacuation de

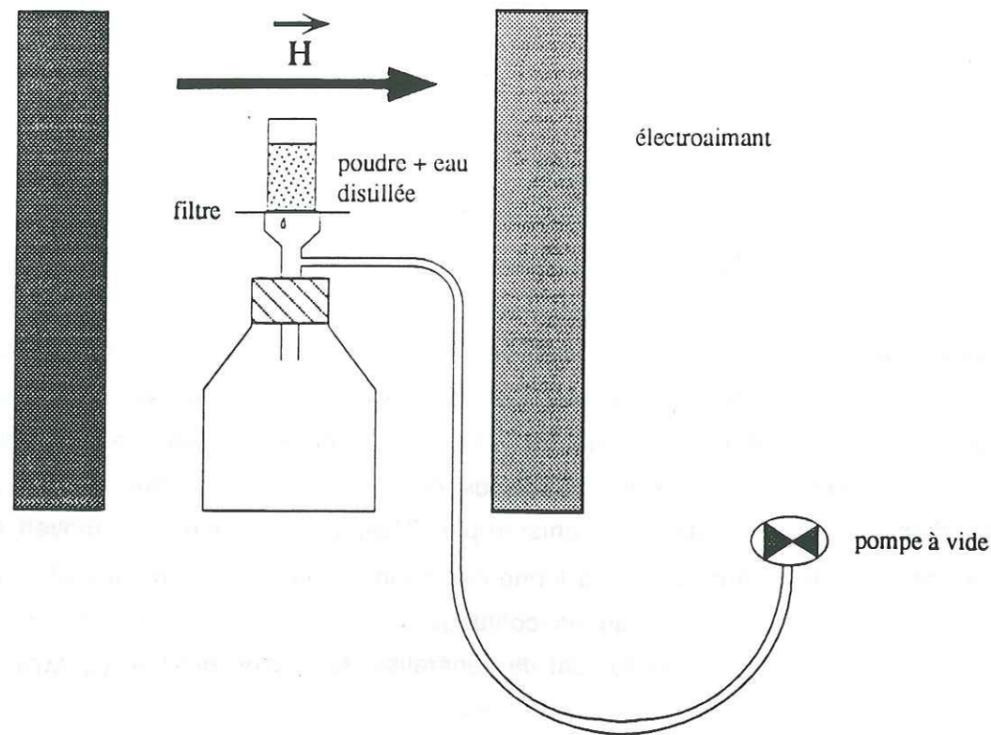


Figure III-54 : Schéma de l'appareillage utilisé pour la resédimentation sous champ.

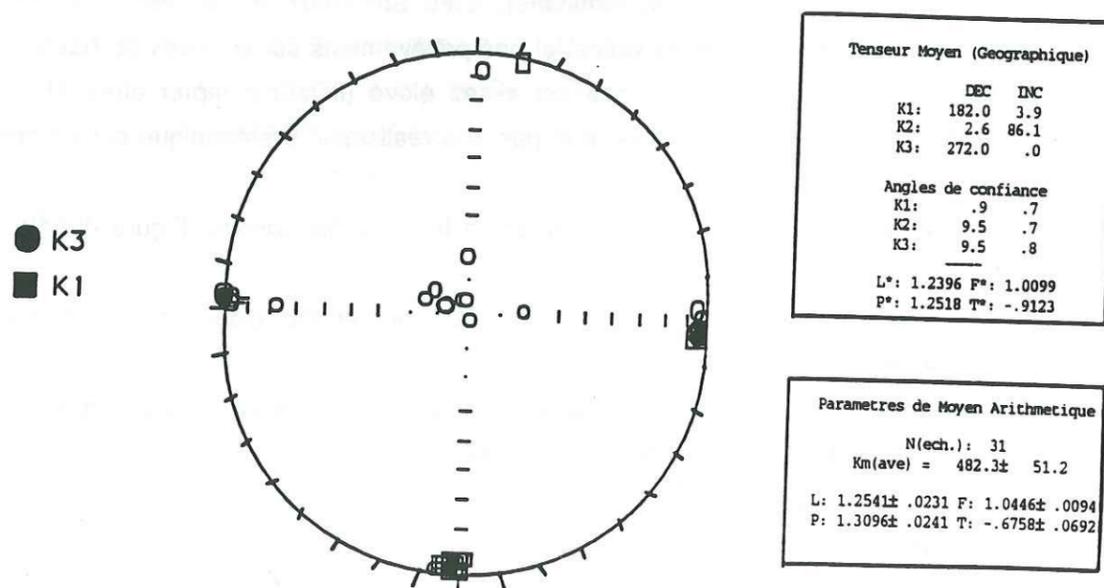


Figure III-55 : Steréogramme des directions principales d'ASM des échantillons artificiels resédimentés sous champ.

l'eau. La direction du champ est repérée sur le porte échantillon par une flèche.

L'échantillon ainsi obtenu est alors fixé sur un dispositif de pompe à vide branchée sur un robinet (Figure III-54). Le débit de l'eau permet de régler l'aspiration qui va accélérer le processus de sédimentation. L'étanchéité entre l'échantillon et le dispositif de pompe est assurée par de la graisse siliconée;

- l'ensemble est alors placé dans l'entrefer d'un électroaimant, dont le champ a été réglé à 0,88 Tesla pour les premiers essais (3 échantillons de la carotte RC 2202 et les 9 premiers échantillons de la carotte RC 2214) puis 1,33 Tesla par la suite. La pompe à vide est alors actionnée. Nous avons laissé chaque échantillon resédimer ainsi sous champ pendant 30 à 60 minutes, selon la vitesse de compaction. Les particules magnétiques s'alignent alors selon la direction du champ. L'échantillon de sédiment artificiel obtenu possède une forte ARI, dont il faudra s'affranchir, et une fabrique magnétique artificielle linéaire, qui ne dépendra plus que de l'anisotropie intrinsèque des particules magnétique, principalement liée à la forme de celles-ci. Ceci en supposant l'OPF parfaite, ce que l'on pourra vérifier en observant une saturation du taux d'anisotropie en fonction du champ appliqué.

- Lorsque l'échantillon est suffisamment compacté pour que la fabrique acquise ne soit pas détruite par l'annulation du champ et les déplacements, il est placé sous étuve, à l'intérieur d'une boîte en μ -métal afin d'éviter l'acquisition d'une ARV. Le temps de séchage dans l'étuve varie de 1/2 h à 3 h selon le type d'échantillon. Il doit être suffisant pour que le sédiment soit sec et consolidé et ne puisse être déformé par les rotations dans le tumbler lors des mesures, mais pas excessif à cause des risques de dessiccation et craquellements qui détruiraient aussi la fabrique du sédiment.

V-2-2 Mesures de l'anisotropie (ASM et ASA) et résultats

• Mesures de l'ASM

L'anisotropie de susceptibilité magnétique a été mesurée sur tous les échantillons afin en premier lieu de contrôler la fabrique qui, si il n'y a pas d'erreurs de manipulation, doit être linéaire, avec des axes K_1 horizontaux dirigés vers le nord (direction du champ dans le repère échantillon).

Les résultats montrent effectivement un très bon groupement des axes K_1 selon la direction du champ - nord, horizontal - les axes K_3 étant pour leur part plus souvent E-W que verticaux (Figure III-55). Cela peut traduire un effet de l'aspiration. Le degré d'anisotropie P_{ASM} est en moyenne de 1.32 pour les échantillons de RC 2214, de 1.25 pour ceux de RC 2202 et de 1.36 pour ceux de RC 2205. La fabrique est fortement linéaire sur la plupart des échantillons, bien que trois d'entre

eux (RC 2214 : 850, 655 et 547) présentent un paramètre de forme $-0.5 < T < 0$, traduisant une fabrique plutôt triaxiale.

• Mesures de l'ASA

L'acquisition de l'ARA a été faite selon le protocole décrit dans la première partie (§ II-3-2), et après désaimantation totale à 102.5 mT afin de détruire l'ARI présente dans les échantillons. Le résidu non négligeable d'ARI après cette désaimantation est mesuré également, afin d'être retranché ultérieurement à l'ARA. L'anisotropie d'ARA a alors été quantifiée sur les échantillons de sédiments artificiels par le rapport de l'ARA maximale sur l'ARA minimale (moyenne de l'ARA induite selon la direction EW, horizontale et perpendiculaire au champ appliqué, et de l'ARA induite selon la verticale):

$$Ha_{(intrinsic)} = (2 \cdot ARA_{NS}) / (ARA_{vert} + ARA_{EW})$$

• Résultats : Echantillons des carottes RC 2214 et RC 2202

Les résultats obtenus sur les 3 échantillons provenant de la carotte RC 2202 sont les suivants :

Echantillon	$Ha_{(intr.)}$	PASM _(intr.)	T	Ha	ΔI
411	1.118	1.216	-0.56	1.07	1.5
432	1.218	1.229	-0.92	1.03	-5.3
516	1.147	1.292	-0.65	1.21	19.9

La faiblesse des paramètres $Ha_{(intrinsic)}$ provient probablement, d'une part du fait que le champ utilisé (0.88 T) n'était pas assez fort pour induire une OPF maximale, et d'autre part d'éventuelles réorientations des particules magnétiques après le dépôt sous champ, en particulier pour l'échantillon 516, qui possède un degré d'anisotropie Ha sur le sédiment naturel supérieur au degré $Ha_{(intrinsic)}$. Les paramètres PASM mesurés sur les échantillons artificiels sont plus élevés, et relativement constants. Cela suggère que l'origine des variations de l'anisotropie n'est pas directement liée à des variations lithologiques, en particulier de la forme des grains. La normalisation des paramètres d'anisotropie Ha déterminés sur les échantillons naturels par leurs paramètres $Ha_{(intrinsic)}$ respectifs n'améliore pas la corrélation avec l'erreur d'inclinaison ΔI , mais le nombre d'échantillons est ici

insuffisant pour interpréter le rôle de l'anisotropie intrinsèque dans la création des erreurs d'inclinaison.

Dans le cas de la carotte RC 2214, les paramètres d'anisotropie obtenus sont plus faibles sur les 9 premiers échantillons, ayant acquis leur fabrique sous un champ de 0.88 T, que sur les échantillons suivants (situés en dessous de 700 cm). Cela prouve que l'OPF maximale n'est pas encore atteinte à 0.88 T, et sans doute pas complètement non plus à 1.33 T. Il faudra donc tenir compte de ces différences liées à l'utilisation de deux valeurs de champs distinctes dans la comparaison des degrés d'anisotropie $Ha_{(intrinsic)}$ entre eux et pour la normalisation de Ha par $Ha_{(intrinsic)}$.

Les variations des paramètres Ha et $Ha_{(intrinsic)}$ des échantillons naturels et resédimentés sont reportées sur la figure III-56. Sur le graphe b), les degrés $Ha_{(intrinsic)}$ des échantillons situés au dessus de 730 cm ont été multipliés par un facteur 1.12, correspondant au rapport [$Ha_{(intrinsic)}$ moyen sur l'intervalle 500-700 cm / $Ha_{(intrinsic)}$ moyen sur l'intervalle 700-950 cm], et ce afin de compenser la différence de champ utilisé pour l'acquisition de la fabrique. On s'aperçoit d'une part que ces deux paramètres sont moins différents en valeur absolue que ce que l'on aurait pu attendre, compte tenu de l'intensité (et de la direction) du champ appliqué par rapport à celles du champ magnétique terrestre, et d'autre part qu'ils présentent grossièrement des variations de même sens. Toutefois les variations de $Ha_{(intrinsic)}$ sont de moins grande amplitude que celles de Ha. Ces observations impliquent respectivement :

- que l'OPF des particules magnétiques est relativement efficace dans les conditions de sédimentation naturelle.
- qu'il est probable que les variations de l'intensité de cette OPF naturelle et de l'anisotropie soit, en partie seulement, liés à l'anisotropie intrinsèque des grains ferromagnétiques.

Les paramètres d'anisotropie Ha déterminés sur les sédiments naturels ont été normalisés par les nouveaux paramètres $Ha_{(intrinsic)}$, puis additionnés d'une constante égale à 0.3 afin d'obtenir des degrés d'anisotropie supérieurs à 1. Les variations de Ha normalisé et de l'erreur d'inclinaison ΔI en fonction de la profondeur montrent une très bonne corrélation de ces deux paramètres (Figure III-56c). Les variations de Ha normalisé sont toutefois de moins grande amplitude que celles de Ha. Ces résultats infirment l'idée d'une anisotropie induite principalement par l'anisotropie intrinsèque des particules présentes dans ce sédiment ; idée suggérée par le fait que les paramètres Ha et $Ha_{(intrinsic)}$ semblaient varier grossièrement de la même façon.

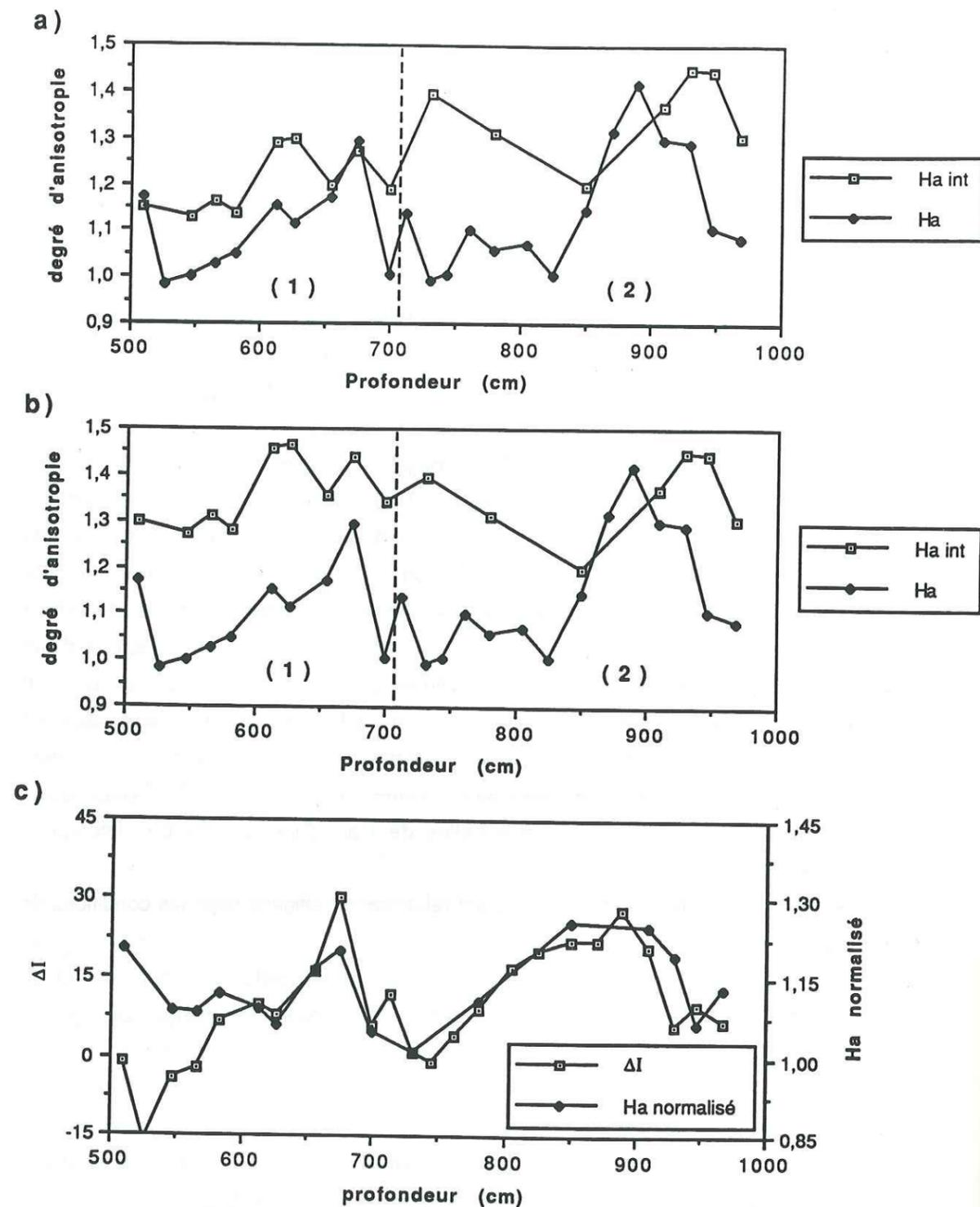


Figure III-56 : a), b) Variations conjuguées du paramètre d'anisotropie H_a et du paramètre d'anisotropie $H_{a_{int}}$ obtenu sur l'échantillon resédimenté sous champ. a) données brutes ; le champ utilisé est de 0.88T dans la zones (1) et de 1.3 T dans la zone (2), b) après réajustement des valeurs de $H_{a_{int}}$ dans la zone (1), afin de compenser la différence de champ utilisé. c) corrélation entre l'erreur d'inclinaison (ΔI) et le paramètre d'anisotropie normalisé en fonction de l'anisotropie intrinsèque ($H_{a_{normalisé}}$) pour la carotte RC 2214.

Il semble effectivement, si l'on compare les variations de H_a et ΔI (Figure 4 article § II-2) aux variations de H_a normalisé et ΔI (Figure III-56c), que l'anisotropie intrinsèque des particules ferromagnétiques, liée en partie à leur forme, ne fassent qu'accentuer l'amplitude des variations préexistantes de l'anisotropie, et renforcer une corrélation déjà présente entre les fluctuations de l'anisotropie et des erreurs d'inclinaison.

On peut donc conclure en disant que les deux origines possibles suggérées au § II-2-1-4 pour expliquer les variations de l'anisotropie et de l'erreur d'inclinaison sont présentes dans la carotte RC 2214, mais que le modèle (1), proposant l'hypothèse d'une fabrique originelle homogène qui ultérieurement aurait été partiellement détruite par la bioturbation est plus probable. Les variations de l'intensité de l'ASA et des erreurs d'inclinaison ne sont pas dues, pour leur plus grande part, aux variations de l'anisotropie intrinsèque des particules.

Toutefois cela n'implique pas nécessairement que les causes des variations de H_a et ΔI soient toutes étrangères à la lithologie du sédiment. Le paramètre taille des grains, par exemple, joue un rôle important dans la mesure ou il contrôle les réorientations des particules magnétiques selon la direction du champ géomagnétique, et ainsi la destruction de la fabrique sédimentaire primaire puis l'acquisition d'une ARPD exempte d'erreurs d'inclinaison. Nous avons vu au § II-4-4 l'importance de ce facteur dans la relation entre l'anisotropie et les erreurs d'inclinaison. Par ailleurs, les facteurs externes tels que la bioturbation, le taux de sédimentation, les conditions de température, d'oxygénation sur les fonds marins sont certainement des paramètres déterminant dans l'origine des variations de l'anisotropie et des erreurs d'inclinaison.

Echantillons de la carotte RC 2205

L'acquisition de la fabrique sur les 7 échantillons artificiels de la carotte RC 2205 s'est faite sous un champ de 1.33 T. Les paramètres $H_{a_{(intrinsèque)}}$ obtenus sont variables, contrairement aux degrés d'anisotropie $PASM_{(intrinsèque)}$ mesurés sur ces mêmes échantillons artificiels, et qui restent à peu près constant (Figure III-57a). Cela traduit une lithologie relativement homogène, mais probablement une variabilité de la forme des particules ferromagnétiques. La normalisation des paramètres H_a du sédiment naturel par $H_{a_{(intrinsèque)}}$ permet de s'affranchir de ce paramètre forme des grains.

La figure III-57b représente $\ln(H_a)$ et $\ln(H_{a_{normalisé}})$ des échantillons naturels sélectionnés pour l'expérience de resédimentation en fonction de $\ln(\text{tg } I_{DAG}/\text{tg } I_{DAG})$.

a)

échantillon	Ha	Ha (int.)	PASM (int.)	T	Ha normalisé	Ha normalisé et réajusté
502	1.177	1.510	1.334	-0.886	0.779	1.079
522	1.150	1.326	1.356	-0.799	0.867	1.167
537	0.965	1.389	1.330	-0.621	0.696	0.996
560	1.106	1.230	1.364	-0.807	0.899	1.199
826	1.452	1.15	1.384	-0.729	1.263	1.563
848	1.511	1.298	1.462	-0.755	1.164	1.464
863	1.474	1.213	1.293	-0.739	1.215	1.515

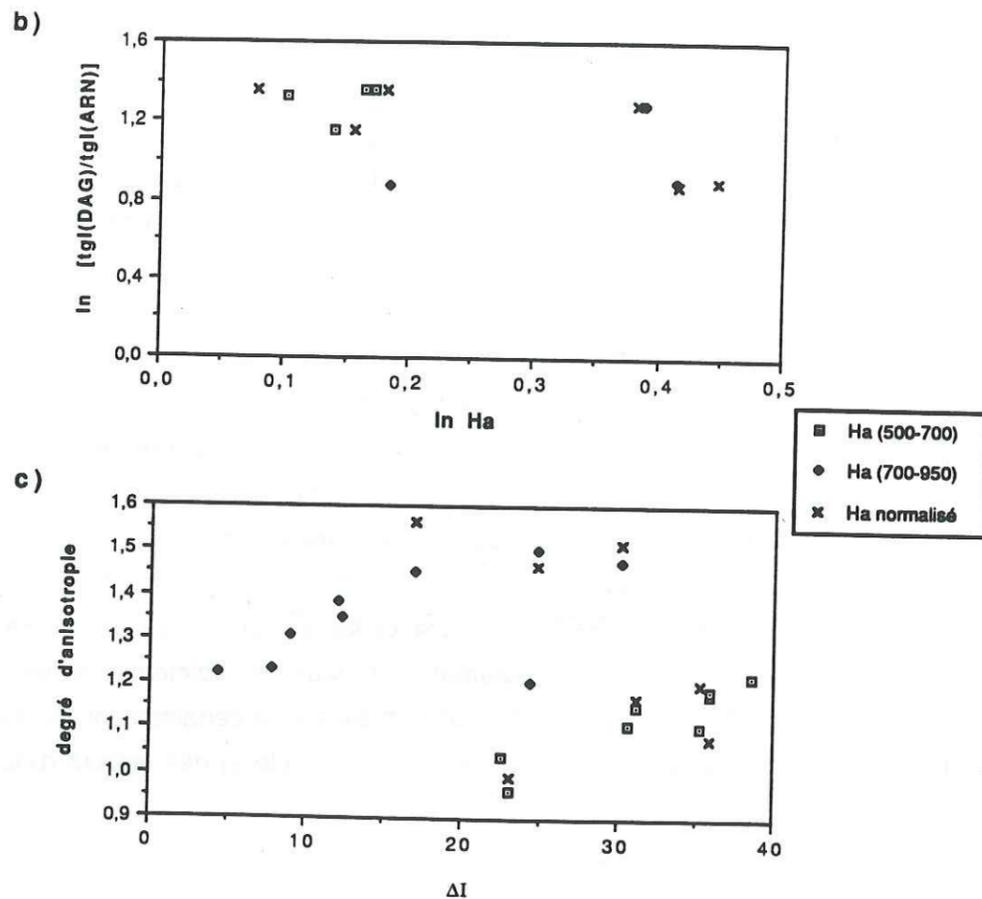


Figure III-57 : Comparaison des relations entre le paramètre Ha et l'erreur d'inclinaison avec les relations équivalentes entre le paramètre $H_{a\text{normalisé}}$ et l'erreur d'inclinaison sur la carotte RC 2205.

- a) Tableau des valeurs des paramètres H_a , $H_{a\text{int}}$, $PASM_{\text{int}}$, T , $H_{a\text{normalisé}}$, $H_{a\text{normalisé}}$ (et réajusté afin d'obtenir des valeurs ≥ 1).
- b) Relation entre $\ln(tg(DAG)/tg(ARN))$ et $\ln(H_a)$ ou $\ln(H_{a\text{normalisé}})$ (logarithmes népériens) pour les échantillons provenant des zones (1) (500-700 cm) et (2) (700-950 cm).
- c) Relation entre le degré d'anisotropie et l'erreur d'inclinaison ΔI pour les échantillons provenant des zones (1) (500-700 cm) et (2) (700-950 cm).

(ARN). La Figure III-57c représente les paramètres H_a de tous les échantillons naturels de RC 2205, ainsi que les paramètres $H_{a\text{normalisé}}$ des échantillons sélectionnés pour l'expérience, en fonction de ΔI . Les paramètres non normalisés des échantillons naturels des zones (1) et (2) sont différenciés sur les deux diagrammes. On constate d'après ces deux diagrammes que les nouveaux paramètres $H_{a\text{normalisé}}$ suivent globalement la même évolution que les paramètres H_a sur sédiment naturels, et que la relation entre H_a et ΔI semble conservée après cette normalisation.

Ces résultats nous permettent de soutenir l'hypothèse que, de même que pour la carotte RC 2214, l'intensité de l'ASA n'est pas directement liée à l'anisotropie intrinsèque des particules contenues dans le sédiment. Les variations de l'anisotropie du sédiment et des erreurs d'inclinaison de l'ARN sont, dans ce cas encore, probablement en grande partie le résultat de fluctuations des facteurs externes tels que la bioturbation, le taux de sédimentation etc...

Si l'on considère maintenant le rapport entre la fabrique magnétique du sédiment et son erreur d'inclinaison à une échelle plus globale, c'est à dire en moyennant ces paramètres sur les profondeurs correspondant aux zones (1) et (2) définies préalablement, on peut faire les remarques suivantes :

- Les paramètres $H_{a(\text{intrinsèque})}$ sont en moyenne plus forts pour les échantillons appartenant à la zone (1) que pour ceux de la zone (2), tandis que les degrés d'anisotropie H_a des échantillons naturels ont une évolution inverse entre les zones (1) et (2), ce qui peut sembler paradoxal.
- Les erreurs d'inclinaison sont également en moyenne plus de deux fois plus élevées dans la zone (1) que dans la zone (2), ce qui implique une variation de la relation entre l'anisotropie H_a et les erreurs d'inclinaison entre les zones (1) et (2) (rappelons que cette variation se traduit sur le facteur n et non sur la forme de la relation).

On peut expliquer ces observations par une augmentation de l'intensité de l'OPF dans le sédiment, indépendamment des variations de l'anisotropie intrinsèque moyenne entre ces deux zones. Les causes de cette augmentation de l'OPF avec la profondeur incluent probablement la compaction. On observe ainsi une augmentation globale de H_a et de $PASM$ moyens, liée à cette compaction, tandis que la diminution de l'EI moyenne est probablement liée à la lithologie (diminution de l'anisotropie intrinsèque moyenne des particules).

L'évolution de la fabrique et de l'erreur d'inclinaison entre les zones (1) et (2) peuvent être schématisés par la figure III-58 : les deux zones sont caractérisées par

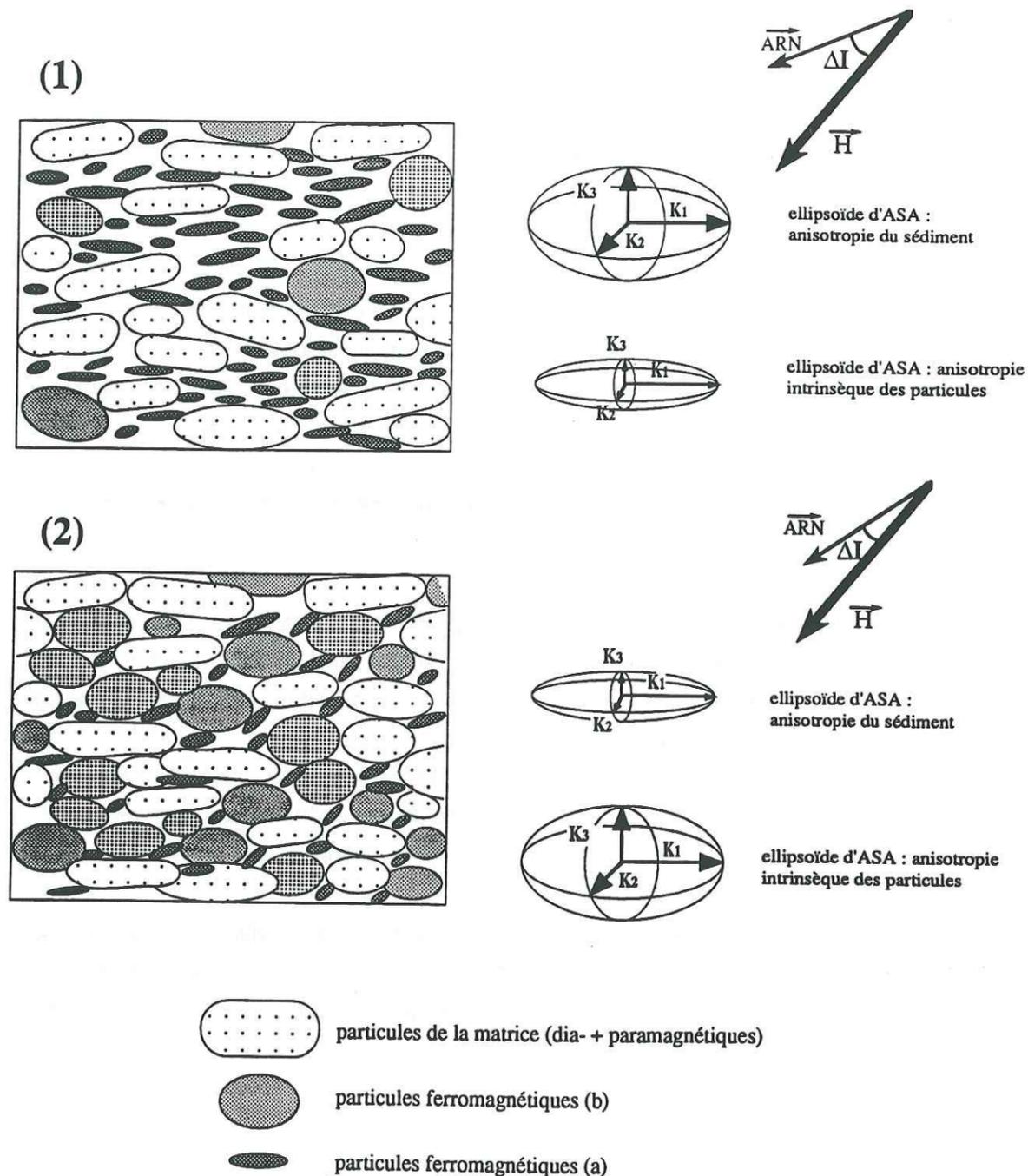


Figure III-58 : Modèle d'interprétation de l'évolution de la fabrique magnétique entre les zones (1) et (2) de la carotte RC 2205.

Les différences observées entre l'anisotropie globale du sédiment, l'anisotropie intrinsèque et les valeurs de ΔI serait liées à une différence, dans la fraction ferromagnétique de concentration relative en particules (a), petites et anisotropes et en particules (b), plus grossières et moins anisotropes.

une variation dans la fraction ferromagnétique de la teneur relative en particules (a), de petite taille (cf résultats du § II-4-3) et anisotropes, et en particules (b), moins anisotropes et de tailles plus élevées (cf résultats du § II-4-3). On peut alors supposer le modèle suivant :

- dans la zones (1), les particules (a), nombreuses se sont déposées préférentiellement selon la surface de dépôt, créant une anisotropie magnétique planaire et une forte erreur d'inclinaison. La présence des particules (b) moins nombreuses et orientées aléatoirement du fait de leur forme diminue l'anisotropie globale du sédiment mais pas nécessairement l'erreur d'inclinaison si l'on se réfère au modèle de Griffith et al. [1960] (cf partie II, § II-2-1).

- dans la zone (2), la fraction ferromagnétique est surtout constituée des particules (b) mais celles-ci possèdent alors une OPF plus intense et planaire du fait de la compaction. l'anisotropie magnétique du sédiment est donc assez forte. Par contre, les particules (a) plus petites, bien que moins nombreuses, ont pu subir des réorientations selon la direction du champ géomagnétique, diminuant ainsi l'erreur d'inclinaison globale.

Echantillons Eybens et Isère

Les paramètres d'anisotropie intrinsèque mesurées sur ces deux échantillons artificiels sont très élevés :

$H_{a(\text{intrinsèque})} = 2.30$ et $PASM_{(\text{intrinsèque})} = 1.3$ pour l'échantillon de l'Isère.

$H_{a(\text{intrinsèque})} = 2.79$ et $PASM_{(\text{intrinsèque})} = 1.22$ pour l'échantillon d'Eybens

Pour ces deux sédiments, cette forte anisotropie des particules est en accord avec les valeurs élevées de H_a pour Eybens et l'Isère. Toutefois, les paramètres $H_{a(\text{intrinsèque})}$ sont presque deux fois supérieurs aux degrés d'ASA des sédiments naturels (pour l'Isère $H_{a\text{moyen}} = 1.37$ et pour Eybens $H_{a\text{moyen}} = 1.46$). Contrairement aux sédiments de la carotte RC 2214, l'OPF est donc loin d'être maximale dans les conditions naturelles et l'anisotropie magnétique est en grande partie due à une anisotropie intrinsèque importante des particules.

En conclusion, on peut dire que, dans le cas des sédiment provenant de "Hebble Rise", l'anisotropie intrinsèque des particules ne joue pas un rôle déterminant dans les variations d'intensité de la fabrique, et la création des erreurs d'inclinaison. Celles-ci ne sont pas induites par des variations de la forme des particules ferromagnétiques. La pseudo périodicité que l'on peut observer dans la fabrique, et dans le signal paleomagnétique serait plutôt contrôlée par des variations de l'intensité de l'OPF

résultant de facteurs externes tels que le taux de sédimentation, la bioturbation, la compaction etc... Ces facteurs contrôlent en partie l'élaboration de la fabrique, puis les éventuelles réorganisations, réorientations de grains fins à l'intérieur du sédiment, ultérieurement au dépôt.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Fiabilité des enregistrements magnétiques sédimentaires : apports des méthodes d'anisotropie magnétique.

Les deuxième et troisième parties de ce mémoire illustrent les problèmes de fiabilité des enregistrements magnétiques constitués par les sédiments. L'acquisition de l'ARD et de l'ARPD dans les sédiments est régit par une somme de processus interactifs, pouvant introduire des biais dans la reconstitution du signal géomagnétique. Ceux-ci peuvent se traduire :

(1) par des erreurs sur les directions de l'ARD ou l'ARPD : l'inclinaison de l'aimantation est fréquemment plus proche de l'horizontale que celle du champ géomagnétique à la latitude considérée. Ces erreurs sont induites principalement par un dépôt préférentiellement horizontal des particules magnétiques et/ou par la compaction du sédiment à partir d'une certaine profondeur.

(2) par déphasage et atténuation du signal paléomagnétique par rapport au signal géomagnétique du fait du filtrage de celui-ci par les sédiments.

Ces phénomènes sont largement contrôlés par la forme (aplatie où allongée) et la taille des grains et interviennent de façon plus ou moins marquée selon les diverses populations de tailles et de formes de grains éventuellement présentes dans la fraction magnétique. Le développement d'erreurs d'inclinaison sera plus sensible dans le cas de grains plus gros et de formes plus anisotropes tandis que le déphasage et l'atténuation du signal géomagnétique, qui entraînent aussi des erreurs en direction, seront favorisés par des grains plus fins, à profondeurs de blocage plus importantes.

L'utilisation des enregistrements magnétiques sédimentaires, que ce soit dans le cadre d'études paléomagnétiques (reconstitutions de dérives tectoniques) ou dans le cadre d'études des variations fines du champ magnétique terrestre au cours du temps, nécessitent la mise en oeuvre de méthodes permettant de contrôler la fiabilité du signal paléomagnétique et de corriger les éventuelles erreurs directionnelles de l'ARN des sédiments.

Les processus pouvant induire des erreurs d'inclinaison affectent aussi parallèlement l'anisotropie magnétique du sédiment, par leur action sur l'OPF des particules magnétiques. Les mesures de l'anisotropie magnétique constituent donc une méthode privilégiée pour l'étude de ce problème important que constitue les erreurs d'inclinaison de l'ARN. En particulier, l'utilisation de l'anisotropie d'ARA nous a permis de détecter et dans une certaine mesure de corriger ces erreurs. Une

corrélation entre les variations du degré d'anisotropie d'ARA (Ha), déterminé grâce à une méthode expérimentale, et celles des anomalies d'inclinaison (IDAG-IARN) a été mise en évidence dans plusieurs types de sédiments. Ces résultats nous ont permis de proposer une relation empirique entre Ha et l'erreur d'inclinaison {1}, d'une forme similaire à celle de la relation théorique proposée par Jackson et al., [1991] :

$$\tan(I_{DAG}) = Ha^n \cdot \tan(I_{ARN}) \quad \{1\}$$

En testant la méthode sur différents types de sédiments, il s'est avéré que la relation {1} présentait une certaine variabilité se traduisant sur la valeur du paramètre n. Ces différences reflètent : (1) la variabilité des propriétés intrinsèques des particules (tailles, formes, natures et concentrations relatives des différentes particules), (2) les conditions extérieures ayant contribué à la constitution du dépôt (conditions climatiques, taux de sédimentation, bioturbation, intensité de la compaction,...) et influant sur l'OPF des particules et la fabrique magnétique du sédiment.

Des études de minéralogie magnétique ainsi que des manipulations expérimentales (resédimentation de poudres sous champ) ont été effectuées afin d'estimer la variabilité des propriétés intrinsèques des particules à travers les différents sédiments étudiés, et dans la perspective d'une généralisation de la relation {1}. Les résultats obtenus nous ont permis de mieux cerner le rôle de chacun de ces paramètres dans les processus d'acquisition de l'aimantation et leurs influences respectives sur la fiabilité de la reconstitution du signal géomagnétique. Toutefois, l'action de ces paramètres est variable suivant le type de sédiment, et en général largement influencée par les facteurs externes au sédiment lui-même. Il s'avère donc difficile de généraliser la relation {1} en une loi applicable à tous les enregistrements sédimentaire.

Il ressort de cette étude que l'application des méthodes proposées utilisant des mesures d'anisotropie magnétiques (ASM et ASA) permet de minimiser les problèmes d'erreurs et de distorsions des enregistrements magnétiques sédimentaires :

- d'une part les études de minéralogie magnétique (détermination de la taille, de l'anisotropie intrinsèque et de la nature des grains) peuvent permettre de sélectionner les objets d'étude : les milieux de dépôt stables, et dont la fraction magnétique est constituée de particules fines et homogènes sont les plus favorables à une bonne reconstitution du signal géomagnétique.
- d'autre part l'utilisation conjuguée de l'ASM et de l'ASA constitue un moyen de contrôler la fabrique du sédiment et de corriger les éventuelles erreurs d'inclinaison.

L'utilisation et le développement de cette méthode est à encourager dans l'avenir, une bonne connaissance des processus d'enregistrement du champ par l'ARN des sédiments ne pouvant passer que par la multiplication des cas d'étude.

Apport des études d'anisotropie dans la caractérisation de la déformation des roches sédimentaires

Les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique constituent une technique fréquemment utilisée et bien éprouvée en analyse structurale et dans l'étude de la déformation. Celle-ci est basée sur la relation largement démontrée entre la fabrique magnétique et la pétrofabrique et, bien que de façon moins directe, entre la fabrique magnétique et la déformation. Bien que ces relations ne soient pas linéaires, on peut déduire des directions des axes principaux d'ASM et de la nature de la fabrique (planaire, linéaire), les directions structurales. Il est alors possible de proposer des interprétations en ce qui concerne la déformation et dans une moindre mesure, les contraintes tectoniques ayant contribué à l'élaboration de cette fabrique.

L'application de l'ASM aux sédiments tectonisés de la région du point triple du Chili, prélevés lors du leg 141 du programme de forage ODP, a confirmé la validité et les avantages de la technique d'ASM, principalement la sensibilité des degrés d'anisotropie et la précision des directions. Les résultats de cette étude reflètent (1) les directions des axes principaux de la déformation et (2) des taux d'anisotropie bien corrélés à l'intensité de la déformation, estimée par ailleurs par l'analyse structurale des carottes [ODP Leg 141 Scientific Party, 1992a]. Malgré les faibles épaisseurs étudiées, une topographie plus ou moins escarpée et le caractère peu consolidé de ces sédiments, impliquant certainement des glissements et autres déformations locales et aléatoires liées à la gravité, les déformations du sédiment reflétées par la fabrique magnétique sont relativement cohérentes et uniformes. On observe principalement une réorientation progressive des axes principaux de susceptibilité avec la profondeur, aboutissant à une organisation linéaire verticale, pouvant refléter une expulsion verticale du sédiment. Ces déformations sont cohérentes avec le régime de contrainte régional, induit par la convergence globalement E-W des deux plaques et la collision entre la ride d'accrétion et la zone de subduction.

Perspectives

Ce travail a apporté une contribution à l'élaborations de critères de validité des enregistrements magnétiques sédimentaires. Toutefois la complexité des problèmes traités et la diversité des résultats montrent la nécessité de poursuivre les investigations. Un certain nombre de perspectives peuvent être envisagées à la suite de cette étude :

Un premier but est de mieux cerner les rôles respectifs de l'anisotropie et des facteurs externes au sédiment dans la création des erreurs d'inclinaison. Pour cela il serait utile d'appliquer la méthode proposée à un nombre plus important de carottes sédimentaires, en essayant de sélectionner des séquences à taux de sédimentation variables. En effet, les variations séculaires du champ magnétique terrestre étant symétriques par rapport aux directions du DAG, leurs amplitudes seront réduites dans les sédiments à très faible taux de dépôt, et enregistrées de façon plus fine dans les sédiments à fort taux de dépôt. Il serait alors possible d'évaluer les rapports entre la relation {1} proposée et le régime de sédimentation d'une séquence sédimentaire.

Par ailleurs, l'étude parallèle des propriétés intrinsèques d'un sédiment serait à poursuivre afin d'affiner la dépendance de la relation {1} vis à vis de ces variables:

- la méthode d'ARA partielle offre dans ce sens de grandes potentialités et mérite d'être développée. En particulier, elle permet de caractériser les sous-fabriques des différentes populations de grains de la fraction magnétique et ainsi de mieux cerner le comportement de ces différentes populations dans les processus d'acquisition de l'ARN.

- les expériences de resédimentation sous champ permettant d'évaluer l'anisotropie intrinsèque des particules magnétiques d'un sédiment et ainsi de s'affranchir de cette variable pourront également être poursuivies dans l'avenir.

BIBLIOGRAPHIE

- Anson G. L., and K. P. Kodama, Compaction-induced shallowing of the post-depositional remanent magnetisation in a synthetic sediment, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 88, 673-692, 1987.
- Arason P., and S. Levi, Inclination shallowing recorded in some deep sea sediments, (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 67, 916, 1986.
- Arason P., and S. Levi, Compaction and inclination shallowing in deep sea sediments from the Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, 95, 4501-4510, 1990.
- Arason P., and S. Levi, Models of inclination shallowing during sediment compaction, *J. Geophys. Res.*, 95, 4481-4500, 1990.
- Aubourg C., Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquée aux roches sédimentaires peu déformées, *Thèse, Université de Grenoble*, 187 p., 1990.
- Bailly M. E., and D. J. Dunlop, Alternating field characteristic of pseudosingle-domain (2-14 mm) and multidomain magnetite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63, 335-352, 1983.
- Ballet O., Fe²⁺ dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer, *Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble*, 120 p., 1979.
- Banerjee S., J. King, and J. Marvin, A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333-336, 1981.
- Banerjee S., and F. Stacey, The high-field torque-meter method of measuring magnetic anisotropy of rocks, In *Methods in paleomagnetism*, D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn (eds.), *Elsevier Publ. Co., Amsterdam*, 470-476, 1967.
- Barton C. E., and M. W. McElhinny, Detrital remanent magnetization in five slowly redeposited long cores of sediment, *Geophys. Res. Lett.*, 6, 229-232, 1979.
- Bathal R. S., Magnetic anisotropy in rocks, *Earth. Sci. Rev.*, 7, 227-253, 1971.
- Berner R. A., Sedimentary pyrite formation: an update, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 605-615, 1982.
- Biquand D., Infidélité paléomagnétique observée dans une formation lacustre varvée quaternaire dite "argiles d'Eybens" (Grenoble, France), *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1196-1217, 1982.
- Bloemendal J., J. W. King, F. R. Hall, and S.-J. Doh, Rock magnetism of late neogene and pleistocene deep-sea sediments : Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology, *J. Geophys. Res.*, 97, 4361-4375, 1992.
- Blow R. A., and N. Hamilton, Paleomagnetic evidence from DSDP cores of northward drift of India, *Nature*, 257, 570-572, 1975.
- Blow R. A., and N. Hamilton, Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine-grained sediments, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 13-23, 1978.
- Borradaile G., Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain, *Tectonophysics*, 138, 327-329, 1987.
- Borradaile G., Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, *Tectonophysics*, 156, 1-20, 1988.
- Cande S. C., E. M. Herron, and B. R. Hall, The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 63-74, 1982.
- Cande S. C., and R. B. Leslie, Late Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 63-74, 1986.
- Cande S. C., R. B. Leslie, J. C. Parra, and M. Hobart, Interaction between the Chile ridge and Chile trench: Geophysical and geothermal evidence, *J. Geophys. Res.*, 92, 495-520, 1987.
- Celaya M. A., and B. M. Clement, Inclination shallowing in deep sea sediments from the north Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 52-55, 1988.
- Chamberlain C. K., Trace fossils in DSDP cores of the Pacific, *J. Paleontol.*, 49, 1074-1096, 1975.
- Chase C. G., Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 355-368, 1978.

- Clegg J. A., M. Almond, and P. H. S. Stubbs, The remanent magnetism of some sedimentary rocks in Britain, *Philos. Mag.*, 45, 583-598, 1954.
- Coey J. M. D., A. Moukarika, and O. Ballet, Magnetic order in silicate minerals, *J. Appl. Phys.*, 53, 8320-8325, 1982.
- Collinson D. W., Depositional remanent magnetization in sediments, *J. Geophys. Res.*, 70, 4663-4668, 1965.
- Collombat H., Fidélité de l'enregistrement du champ magnétique par les sédiments océaniques profonds, *Rapport de D. E. A., Université de Grenoble*, 36 p., 1990.
- Collombat H., P. Rochette, and D.V. Kent, Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of magnetic remanence, *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 103-111, 1993.
- Cox A., and R. R. Doell, Measurements of high-coercivity anisotropy, In *Methods in Paleomagnetism*, D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn (eds.), Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 477-482, 1967.
- Creer K. M., Geomagnetic variations for the interval 7,000-25,000 yr B.P. as recorded in a core of sediment from station 1474 of the Black Sea cruise of Atlantis II, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 34-42, 1974.
- Creer K.M., N. Thouveny, and I. Blunk, Climatic and geomagnetic influences on the Lac du Bouchet paleomagnetic SV record through the last 110 000 years, *Phys. Earth Planet. Int.*, 64, 314-341, 1990.
- Crimes T. P., and M. A. Oldershaw, Paleocurrent determinations by magnetic fabric measurement on the cambrian rocks of St. Tudwal's peninsula, North Wales, *Geol. J.*, 5, 217-232, 1967.
- Curie R. G., and B. D. Bornhold, The magnetic susceptibility of continental-shelf sediments, west coast Vancouver Island, Canada, *Marine Geology*, 51, 195-27, 1983.
- Daly L., L'anisotropie magnétique des roches et sa mesure par un inductomètre à translation, *Ann. Géophys.*, 23, 619-627, 1967a
- Daly L., Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies superposées : leur séparation, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, 1377-1380, 1967b.
- Daly L., Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées, *Thèse d'état, Université de Paris IV*, 340 p., 1970.
- Daly L., and H. Zinsser, Etude comparative des anisotropie de susceptibilités et d'aimantations rémanentes isothermes. Conséquences pour l'analyse microstructurale et le paléomagnétisme, *Ann. Géophys.*, 29, 189-200, 1973.
- Day R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-266, 1977.
- Deamer G. A., and K. P. Kodama, Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4511-4530, 1990.
- Dell, An occurrence of greigite in Lake Superior sediments, *Am. Mineralogist*, 57, 1303-1304, 1972.
- DeLong S. E., and P. J. Fox, Geological consequences of ridge subduction, In *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins*, Maurice Ewing Series, v. 1, M. Talwani and W. C. Pitman III (eds.), *Am. Geophys. Union, Washington D. C.*, 221-228, 1977.
- DeLong S. E., P. J. Fox, and F. W. McDowell, Subduction of the Kula ridge at the aleutian trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 83-95, 1978.
- DeLong S. E., W. M. Schwarz, and R. N. Anderson, Thermal effects of ridge subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 239-246, 1979.
- Dunlop D. J. and G.F. West, An experimental evaluation of single domain theory, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 7, 709-757, 1969.
- Dunlop D. J., J.A. Hanes, and K.L. Buchan, Indices of multidomain magnetic behavior in basic igneous rock: Alternating field demagnetization, hysteresis, and oxide petrology, *J. Geophys. Res.*, 78, 1387-1394, 1973.
- Dunlop D. J., The rock magnetism of fines particles, *Earth. Planet. Int.*, 26, 1-26, 1981.
- Dunlop D. J., Hysteresis properties of magnetite and their dependance on particle size : A test of pseudo-single domain remanence models, *J. Geophys. Res.*, 91, 9569-9584, 1986a.
- Dunlop D. J., Coercive forces and coercivity of submicron magnetites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 288-295, 1986b.
- Edwards J., Partial anhysteretic remanent magnetization produced rotating samples and comparison with RRM, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 619-637, 1984.
- Elwood B. B., and M. T. Ledbetter, Paleocurrent indicators in deep-sea sediment, *Science*, 203, 1335-1337, 1979.
- Everitt C. F. W., Thermoremanent magnetization I : Experiments on single-domain grains, *Philos. Mag.*, 6, 713-726, 1961.
- Fernandez A., Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques, *Thèse d'état, Université de Clermont-Ferrand*, 283 p., 1984.
- Feynman, Electromagnetism, tomes 1 et 2, *Inter éditions, Paris*, 1979.
- Forsythe R. D., and E. Nelson, Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the golfo de Penas-Taito Basin, southern Chile, *Tectonics*, 4, 477-495, 1985.
- Freer R., and W. O'Reilly, The diffusion of Fe²⁺ ions in spinels with relevance to the process of maghemitization, *Mineral. Mag.*, 43, 889-899, 1980.
- Fuller M., Magnetic anisotropy and paleomagnetism, *J. Geophys. Res.*, 68, 293-309, 1963.
- Gamond J. F., Direction de déplacement et linéation : Cas de la couverture sédimentaire Dauphinoise orientale, *Bull. Soc. Géol. France*, 22, 439-446, 1980.
- Graham J. W., Rock magnetism and the earth's magnetic field during Paleozoic time, *J. Geophys. Res.*, 59, 215-22, 1954.
- Graham J. W., Significance of magnetic anisotropy in appalchian sedimentary rocks, in *The earth beneath the continents*, J. S. T. Steinhart, and T. J. Smith (eds), *Geophys. Monogr.*, 10, 627-648, 1966.
- Graham S., Remanent magnetization of modern tidal flat sediments from San Fransisco Bay, Calif., *Geology*, 2, 223-226, 1974.
- Granar L., Magnetic measurements on swedish varved sediments, *Arkiv Geofys.*, 3, 1-40, 1958.
- Griffiths D. H., R. F. King, A. I. Rees, and A. E. Wright, Remanent magnetism of some recent varved sediment, *Proc. R. Soc.*, A256, 359-383, 1960.
- Hall F. R., and K. P. Kodama, The effects of consolidometer tests on the ARM of a wet sediment, (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 64, 219, 1983.
- Hamano Y., An experiment on the post-depositional remanent magnetization in artificial and natural sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 221-232, 1980.
- Hamilton N., Susceptibility anisotropy measurements on some silurian siltstones, *Nature*, 197, 170-171, 1963.
- Hamilton N., Laboratory redeposition studies - an appraisal of apparatus and technique, In *Methods in Paleomagnetism*, D. W. Collinson, K. M. Creer, and S. K. Runcorn (eds.), Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 596-603, 1967.
- Hamilton N., and A. F. Rees, The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation, In *Paleogeophysics*, S. K. Runcorn (ed.), Academic Press, New York, 445-464, 1970.
- Hamilton N., and A. F. Rees, The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, Central California, *Geol. Rdsch.*, 60, 1103-1124, 1971.
- Hamilton N., W. H. Owens, and A.F. Rees, Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand, *J. Geol.*, 76, 465-472, 1968.
- Hammond S. R., D. Epp, and F. Theyer, Neogene relative motion between the Pacific plate, the mantle, and the earth's spin axis, *Nature*, 278, 309-312, 1979.
- Harrison C. G. A., Paleomagnetism of deep-sea sediments, *J. Geophys. Res.*, 71, 3033-3043, 1966.

- Hartstra R. L., A comparative study of the ARM and Isr of some magnetites of MD and PSD grain size, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 71, 497-518, 1982a.
- Hartstra R. L., Grain size dependence of initial susceptibility and saturation magnetisation related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 71, 477-495, 1982b.
- Hedley I. G., Chemical remanent magnetization of the FeOOH, Fe₂O₃ system, *Phys. Earth Planet. Int.*, 1, 103-121, 1968.
- Henry B., and L. Daly, Séparations d'anisotropie magnétiques composantes en vue d'applications à l'étude quantitative de la déformation des roches, *C. R. Acad. Sc., Paris*, série II, 153, 1983.
- Henshaw P. C., and R. T. Merrill, Characteristics of drying remanent magnetization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 315-320, 1979.
- Herron E. M., S. C. Cande, and B. R. Hall, An active spreading center collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile margin triple junction, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 154, 683-701, 1981.
- Hill R., Chalk solution structures in cores from deep-sea drilling project leg 94, *Initial Rep., Deep Sea Drill. Proj.*, 94, part 2, 1129-1139, 1986.
- Hilton J., Greigite and magnetic properties of sediments, *Limnol. Oceanogr.*, 35, 509-520, 1990.
- Hounslow M. W., Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks, *J. Geol. Soc. London*, 142, 995-1006, 1985.
- Hrouda F., Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores: a mathematical model study and its fabric implications, *J. Struct. Geol.*, 2, 459-462, 1980.
- Hrouda F., Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surveys*, 5, 37-82, 1982.
- Hrouda F., Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates, *Tectonophysics*, 142, 323-327, 1987.
- Hrouda F., and F. Janák, A study of the hematite fabric of some red sediments on the basis of their magnetic susceptibility anisotropy, *Sediment. Geol.*, 6, 187-199, 1971.
- Hrouda F., F. Janák, L. Reijl, and J. Weiss, The use of magnetic susceptibility anisotropy for estimating the ferromagnetic mineral fabrics of metamorphic rocks, *Geol. Rdsch.*, 60, 1124-1142, 1971.
- Hyodo M., Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogeneous sediments, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36, 45-62, 1984.
- Irving E., Evidence for paleomagnetic inclination error in sediment, *Nature*, 213, 483-484, 1967.
- Irving E., and A. Major, Post depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment, *Sedimentology*, 3, 135-143, 1964.
- Ising E., On the magnetic properties of varved clay, *Arkiv Astron. Fysik*, 29A, 1-37, 1942.
- Jackson M., Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, *Pure Appl. Geophys.*, 136, 1-28, 1991.
- Jackson M., S. Banerjee, J. Marvin, R. Lu, and W. Gruber, Detrital remanence, inclination errors and anhysteretic remanence anisotropy: quantitative model and experimental results, *Geophys. J. Int.*, 104, 95-103, 1991.
- Jackson M., W. Gruber, J. Marvin and S. Banerjee, Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain-size dependence, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 440-443, 1988.
- Jackson M., D. Sprowl, and B. Ellwood, Anisotropies of partial anhysteretic remanence and susceptibility in compacted black shales: grain size- and composition-dependent magnetic fabric, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1063-1066, 1989.
- Jackson M., and L. Tauxe, Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabric, *Rev. Geophys.*, 29, supplement, 371-376, 1991.
- Jelinek V., The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application, *Geofyzyka, Brno*, 1977.

- Jelinek V., Statistical processing of anisotropy of magnetics susceptibility measured on group of specimen, *Studia Geoph. et Geod.*, 22, 50-62, 1978.
- Johnson E. A., T. Murphy, and O. W. Torreson, Pre-history of the earth's magnetic field, *Ter. Magn. Atmos. Elec.*, 53, 349-372, 1948.
- Karlin R., Magnetic mineral diagenesis in sediments and sedimentary rocks and its effects on the paleomagnetic record, (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 71, 862, 1990.
- Karlin R., and S. Levi, Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments, *J. Geophys. Res.*, 90, 373-392, 1985.
- Karlin R., M. Lyle, and G. R. Heath, Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments, *Nature*, 326, 490-493, 1987.
- Keen M. J., The magnetization of sediment cores from the eastern basin of the North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, 10, 607-622, 1963.
- Kent D. V., Post-depositional remanence in deep-sea sediments, *Nature*, 246, 32-34, 1973.
- Kent D. V., and W. Lowrie, On the magnetic susceptibility anisotropy of deep-sea sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 1-12, 1975.
- Kent D. V., and D. Spariosu, Magnetostratigraphy of Caribbean site 502 hydraulic piston cores, *Initial Rep., Deep Sea Drill. Proj.*, 68, 419-434, 1982.
- Khramov A. N., Orientational magnetization of finely dispersed sediments, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 13-23, 1968.
- King R. F., The remanent magnetism of artificially deposited sediments, *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 7, 115-134, 1955.
- King J., S. K. Banerjee, J. Marvin, and Ö. Özdemir, A comparison of different magnetic methods for determining relative grain-size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419, 1982.
- King R. F., and A. I. Rees, Detrital magnetism in sediments: An examination of some theoretical models, *J. Geophys. Res.*, 71, 561-571, 1966.
- Kodama K. P., Acquisition of DRM/PDRM: where we stand now., (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 69, 1159, 1988.
- Kodama K. P., and W. W. Sun, SEM and magnetic fabric study of a compacting sediment, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 795-798, 1990.
- Kropáček V., and M. Krs, Magnetism and ferromagnetism of natural minerals of the spinel group, *Studia Geoph. Geod.*, 12, 385-397, 1968.
- Lamarche G., and P. Rochette, Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of Alpinian slates, *Tectonophysics*, 139, 285-293, 1987a.
- Lamarche G., and P. Rochette, La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises): origine et application quantitative, *Geodynamica Acta*, 1, 103-112, 1987b.
- Levi S., and S. Banerjee, On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 219-226, 1976.
- Levi S., and R.T. Merrill, A comparison of ARM and TRM in magnetite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 171-184, 1976.
- Levi S., and S. Banerjee, On the origin of inclination shallowing in redeposited sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4383-4389, 1990.
- Levi S., and R. Karlin, A sixty thousand year paleomagnetic record from gulf of California sediments: Secular variation, late quaternary, excursion and geomagnetic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 219-233, 1989.
- Lowrie W., Magnetic analysis of rock fabric, In *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, D. E. James and D. Van Nostrand Reinhold (eds), Princeton, N. J., 698-706, 1989.
- Lowrie W., and F. Heller, Magnetic properties of marine limestones, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 171-192, 1982.
- Lowrie W., and R. Kligfield, Effect of progressive deformation on the remanent magnetization of redbeds, (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62, 273, 1981.

- Lu R., S. K. Banerjee, and J. Marvin, The effects of clay mineralogy and the electrical conductivity of water on the acquisition of DRM in sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4531-4538, 1990.
- Liu Xiu-ming, Anisotropy of magnetic susceptibility and origin of the chinese loess and its significance to the quaternary research, *Sc. in China*, 33, No.2., 1990.
- MacDonald W. D., and B. B. Ellwood, Anisotropy of magnetic susceptibility: Sedimentological, igneous, and structural-tectonic applications, *Rev. Geophys.*, 25, 905-909, 1987.
- Mann S., N. H. C. Sparks, R. B. Frankel, D. A. Bazylinski, and H. W. Jannasch, Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe_3S_4) and iron pyrite (FeS_2) in a magnetotactic bacterium, *Nature*, 343, 258-261, 1990.
- Marvin S., W. Gruber, P. Kelso, and S. K. Banerjee, pARM: A rock magnetism method for recognition of mixed grain size magnetic materials, (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 67, 927, 1986.
- Melloni, Aimantation des laves du Vésuve, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 37, 229 et 966, 1853.
- McCabe C., M. Jackson and B. Ellwood, Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 333-336, 1985.
- McElhinny M. W., Paleomagnetism and plate tectonics, *Cambridge Earth Sciences series, Cambridge University Press, New York*, 1973.
- McNish A. E., and E. A. Johnson, Magnetization of unmetamorphosed varves and marine sediments, *J. Terr. Mag.*, 43, 401-407, 1938.
- Monjuvent G., and J.-P. Uselle, Interprétation des "argiles" d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A. 1969, *Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire*, 35, 103-128, 1973.
- Mooney H. M., and R. Bleifuss, Magnetic susceptibility measurements in Minnesota. Part II: Analysis of field results, *Geophysics*, XVIII, 383-93, 1953.
- Morgan G. E., Paleomagnetic results from DSDP site 398, *Initial Rep., Deep Sea Drill. Proj.*, 47, 599-611, 1979.
- Moskowitz B. M., and S. K. Banerjee, A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomaghemite and some oceanic basalts, *J. Geophys. Res.*, 86, 11869-11882, 1981.
- Nagata T., Rock magnetism, *Maruzen, Tokyo*, 1961.
- Nagata T., K. Kobayashi and M. D. Fuller, Identification of magnetite and hematite in rocks by magnetic observations at low temperature, *J. Geophys. Res.*, 69, 2111-2120, 1964.
- Néel L., Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux Terres Cuites, *Ann. Geophys.*, 5, 99-136, 1949.
- ODP Leg 141 Scientific Party, Proceedings of the ocean drilling program: Initial reports, ODP Leg 141, 1992a.
- ODP Leg 141 Scientific Party, Geology and tectonics of the Chile triple junction, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 73, 404-405 and 410, 1992b.
- Opdyke N. D., Paleomagnetism of deep-sea cores, *Rev. Geophys.*, 10, 213-249, 1972.
- Opdyke N. D., and K. W. Henry, A test of the dipole hypothesis, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 6, 139-151, 1969.
- O'Reilly W., Rock and mineral magnetism, *Blackie and Son Ltd., Bishopbriggs, Glasgow*, 220 p., 1984.
- Otofuji Y., and S. Sasajima, A magnetization process of sediments: laboratory experiments on post-depositional remanent magnetization, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 66, 241-259, 1981.
- Owens W. H., Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks, *Tectonophysics*, 24, 115-131, 1974.
- Papamarinopoulos S., P. W. Readman, Y. Maniatis, and A. Simopoulos, Magnetic characterization and Mössbauer spectroscopy of magnetic concentrates from greek lakes sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 173-181, 1982.
- Pechersky D. M., Anisotropy of remanent magnetization - An important indicator of the thermodynamic regime of the formation of rocks (in russian), In *Nastoyashchee i proskloyem magnitnogo polya Zemli*, Moscow, 143-147, 1965.
- Petersen N., T. Von Dobeneck, and H. Vali, Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean, *Nature*, 320, 611-615, 1986.
- Potter D. K., and A. Stephenson, Single domain particles in rocks and magnetic fabric analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1097-1100, 1988.
- Prévoit M., Magnétisme et minéralogie magnétique de roches géogènes et quaternaires, contribution au paléomagnétisme et à la géologie du Velay. *Thèse Doc. Etat en Sciences Physiques, Université P. et M. Curie*, 443 pages, 1975.
- Prince R. A., G. R. Heath, and M. Komintz, Paleostudies of North Pacific sediment cores: Startigraphy, sedimentation rates, and the origin of magnetic instability, *Geol. Soc. Am. Bull., Part II*, 91, 1789-1835, 1980.
- Priyatkin A. A., and B. N. Pisakin, Anisotropy of isothermal remanent magnetization as indicator of the fabric inhomogeneity of a rock (in russian), In *Mekhanika Lithosferi*, Moscow, 18-21, 1974.
- Puranen R., Magnetic susceptibility and its anisotropy in the study of glacial transport in northern Finland, In *Prospecting in areas of glaciated terrain*, L. K. Lawrence (ed.), 111-19 *London Institution of Mining and Metallurgy*, 1977.
- Rees A. I., The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 5, 235-251, 1961.
- Rees A. I., The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric, *Sedimentology*, 4, 257-271, 1965.
- Rees A. I., The effects of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands, *J. Geol.*, 74, 856-867, 1966.
- Rees A. I., The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains, *J. Geol.*, 76, 457-465, 1968.
- Rees A. I., The magnetic fabric of a sedimentary rock deposited on a slope, *J. Sediment. Petrol.*, 307-309, 1971.
- Rees A. I., and W. A. Woodwall, The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 121-130, 1975.
- Rees A. I., U. Von Rad, and F. P. Shepard, Magnetic fabric of sediments from the La Jolla submarine canyon and fan, California, *Marine Geol.*, 6, 145-178, 1968.
- Rochette P., Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Etude du Dogger de la zone dauphinoise, *Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble*, 195 p., 1983a.
- Rochette P., Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of magnetic isograds, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 446-456, 1987a.
- Rochette P., Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020, 1987b.
- Rochette P., Relations entre déformations et métamorphisme alpins dans les schistes noirs helvétiques: l'apport de la fabrique magnétique, *Geodynamica Acta*, 2, 17-24, 1988a.
- Rochette P., Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 229-237, 1988b.
- Rochette P., La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques: origines et applications, *Thèse d'Etat, Université de Grenoble*, 195 p., 1988c.
- Rochette P., G. Fillion, P. Mollard, and R. Vergne, Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 557-558, 1983.
- Rochette P., M. Jackson, and C. Aubourg, Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, 30, 209-226, 1992.
- Rochette P., and P. Vialon, Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control, *J. Struct. Geol.*, 6, 33-38, 1984.

- Rochette P., and G. Fillion, Identification of multicomponent anisotropy in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer, *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 379-386, 1988.
- Rochette P., and G. Fillion, Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite: paleomagnetic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 851-854, 1989.
- Sanders H. L., and R. R. Hessler, Ecology of the deep-sea benthos, *Science*, 163, 1419-1424, 1969.
- Schneider D. A., and D. V. Kent, The time-averaged paleomagnetic field, *Rev. Geophys.*, 28, 71-96, 1990.
- Shcherbakov V. P., and V. V. Shcherbakova, On the physics of post-depositional remanent magnetization, *Phys. Earth Planet. Int.*, 46, 64-70, 1987.
- Sholpo L. E., The utilization of rock magnetism for solving geological problems (in russian), Leningrad, 1977.
- Shor A. N., D. V. Kent, and R. D. Flood, Contourite or turbidite?: Magnetic fabric of fine-grained Quaternary sediment, Nova Scotia continental rise, In Fine-grained sediments: Deep water processes and facies, D. A. V. Stow and D. J. W. Piper (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ., Blackwell Scientific Publ.*, 257-273, 1984.
- Smith G. M., and S. K. Banerjee, The dependence of weak field susceptibility on applied magnetic field, *Phys. Earth Planet. Int.*, 46, 71-76, 1987.
- Snowball S., and R. Thompson, The occurrence of greigite in sediments from Loch Lomond, *J. Quat. Sci.*, 3, 121-125, 1988.
- Stacey F. D., On the role of the Brownian motion in the control of detrital remanent magnetization of sediments, *Pure Appl. Geophys.*, 98, 139-145, 1972.
- Stacey F. D., and S. K. Banerjee, The Physical principles of rock magnetism, *Elsevier Publ. Co., Amsterdam-New York*, 195 p., 1974.
- Stephenson A., S. Sadikum and D. K. Potter, A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 185-200, 1986.
- Stolz J. F., S.-B. R. Chang, and J. L. Kirschvink, Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments, *Nature*, 321, 849-851, 1986.
- Tarling D. H., Palaeomagnetism, Principles and applications in geology, geophysics and archaeology, *Chapman and Hall Ltd, London, New York*, 379 p., 1983.
- Tauxe L., and D. V. Kent, Properties of a detrital remanence carried by hematite from a study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 543-561, 1984.
- Tauxe L., P. Tucker, N. P. Petersen, and J. L. La Brecque, Magnetostratigraphy of leg 73 basalts, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 73, 609-621, 1984.
- Tauxe L., and J.P. Valet, Relative paleointensity of the Earth's magnetic field from marine sedimentary records: a global perspective, *Phys. Earth planet. Inter.*, 56, 59-68, 1989.
- Thompson R., and K. Kelts, Holocene sediments and magnetic stratigraphy from lakes Zug and Zurich, Switzerland, *Sedimentology*, 21, 577-596, 1974.
- Thouveny N., Variations of the relative paleointensity of the geomagnetic field in western Europe in the interval 25-10 kyr BP as deduced from analyses of lake sediments, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 123-142, 1987.
- Thouveny N., Variations du champ magnétique terrestre dans le dernier cycle climatique (0-120 000 ans BP), *Mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Université Aix Marseille*, 192 p., 1990.
- Thouveny N., K. M. Creer, and I. Blunk, Extension of the Lac du Bouchet paleomagnetic record over the last 120,000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, 140-161, 1990.
- Tric E., Les instabilités du champ magnétique terrestre au cours du quaternaire : inversions, événements et fluctuation de l'intensité, *Thèse, Université de Paris-Sud*, 221p., 1990.
- Tric E., C. Laj, J.P. Valet, Tucholka P., Paterne M., and Guichard F., The Blake geomagnetic event: Transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance, *Phys. Earth Planet. Int.*, 102, 1-13, 1991.

- Tucker P., Selective post-depositional realignment in a synthetic sediment, *Phys. Earth Planet. Int.*, 20, 11-14, 1979.
- Uyeda S., M. D. Fuller., J. C. Belshe, and R. W. Girdler, Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals, *J. Geophys. Res.*, 68, 279-291, 1963.
- Van den Ende C., On the origin of anisotropy of magnetic susceptibility in permian red beds from the western part of the Dome de Barrot (S. France), In Progress in Geodynamics, G. J. Borradaile et al. (eds), *North-Holland Publ. Co.*, 176-189, 1975.
- Verosub K. L., R. A. Ensley, and J. S. Ulrick, The role of water content in the magnetization of sediments, *Geophys. Res. Lett.*, 6, 226-228, 1979.
- Westphal M., Paléomagnétisme et magnétisme des roches, *Doin Edition*, 1987.
- Worm H.-U., and H. Markert, Magnetic hysteresis properties of fine particle titanomagnetites precipitated in a silicate matrix, *Phys. Earth Planet. Int.*, 46, 84-93, 1987.
- Zijderveld J. D. A., Alternative field demagnetization of rocks: analyses of results, in Methods in Paleomagnetism, Collinson D. W., K. M. Creer, and S. K. Runcorn (eds.), *Elsevier Publ. Co., New York*, 254-286, 1967.

ANNEXE 1

Tableau indiquant les unités des différentes grandeurs magnétiques dans le système S.I. utilisé dans cette thèse ainsi que dans le système cgs.

		SI		c g s
B	Induction magnétique	1 Tesla	↔	10^4 Gauss
H	Champ magnétique	1 A/m	↔	$4\pi 10^{-3}$ Oe
M	Aimantation	1 A/m	↔	10^{-3} uem/cm ³
m	Moment magnétique	1 Am ²	↔	10^3 uem
K	Susceptibilité	1 SI	↔	$(1/4\pi)$ uem Oe ⁻¹ cm ⁻³
χ	Susceptibilité spécifique	1 m ³ /kg	↔	$10^3(1/4\pi)$ uem Oe ⁻¹ g ⁻¹

ANNEXE 2

APPENDIX :

The mean value of ARM Induced along the two perpendicular directions of the horizontal plane was taken to be the average of the ARM Induced along the maximum and intermediate susceptibility axes K_1 and K_2 so that the expression of H_a , which was

$$H_a = \frac{ARM_{NS} + ARM_{EW}}{2 ARM_V}$$

was approximated by

$$H_a = \frac{ARM_1 + ARM_2}{2 ARM_3}$$

If we consider any pair of perpendicular radii, N-S and E-W, on an ellipse whose principal axes are ARM_1 and ARM_2 , with θ being the angle between r_1 and ARM_1 , we have :

$$X = ARM_{NS} + ARM_{EW} = \frac{ARM_1 ARM_2}{\sqrt{ARM_1^2 \sin^2 \theta + ARM_2^2 \cos^2 \theta}} + \frac{ARM_1 ARM_2}{\sqrt{ARM_1^2 \cos^2 \theta + ARM_2^2 \sin^2 \theta}}$$

$$\frac{d(X)}{d(\theta)} = A \sin 2\theta \left[(ARM_1 \sin^2 \theta + ARM_2 \cos^2 \theta)^{3/2} - (ARM_1 \cos^2 \theta + ARM_2 \sin^2 \theta)^{3/2} \right]$$

$\frac{d(X)}{d(\theta)} = 0$ for: $\sin 2\theta = 0$, so for $\theta = 0$ or $\theta = \pi/2$, which gives a maximum value for $ARM_1 + ARM_2$

or for: $ARM_1^2 (\sin^2 \theta - \cos^2 \theta) = ARM_2^2 (\sin^2 \theta - \cos^2 \theta)$

so for $\sin^2 \theta = \cos^2 \theta$, i.e. $\theta = \pi/4$, if $ARM_1 \neq ARM_2$

Hence the minimum of X is :

$$\frac{2\sqrt{2} ARM_1 ARM_2}{\sqrt{ARM_1^2 + ARM_2^2}}$$

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

So we have :
$$\frac{2\sqrt{2} \text{ARM}_1 \text{ARM}_2}{\sqrt{\text{ARM}_1^2 + \text{ARM}_2^2}} \leq X \leq \text{ARM}_1 + \text{ARM}_2$$

When $\text{ARM}_1 = \text{ARM}_2 (1+\epsilon)$, the minimum value for X is very close to $\text{ARM}_1 + \text{ARM}_2$:

$$2\text{ARM}_2 \frac{1+\epsilon}{\sqrt{1+\epsilon/\text{ARM}_2}} \leq X \leq 2\text{ARM}_2 (1+\epsilon/2)$$

In our case, ϵ is 1.2% on average. Therefore, for the values $\text{ARM}_1 = 1.01$ and $\text{ARM}_2 = 1$, we have $2.00997 \leq X \leq 2.01$, the maximum error is $< 2.10^{-5}$. Hence, we can say that the approximation $\text{ARM}_{NS} + \text{ARM}_{EW} = \text{ARM}_1 + \text{ARM}_2$ is reasonable as well as the first approximation concerning H_a .

On the other hand, the ARM anisotropy ratio H_a was estimated from the ratio of ARM induced in the horizontal plane to that induced in the vertical direction. Therefore, the K_3 axis was linked to the vertical core axis. This leads to an error in H_a values that can be corrected using an expression for a new ARM anisotropy ratio $H'a$, which is a function of H_a and angle α between the core axis and K_3 .

The expression of estimated H_a was :

$$H_a = \frac{\text{ARM}_H}{\text{ARM}_V} \quad \text{and} \quad H'a = \frac{\text{ARM}_1}{\text{ARM}_3}$$

Assuming K_3 and ARM_3 are parallel, $\text{ARM}_1 = \text{ARM}_2$ and that the magnitude ellipsoid is tilted along the N-S direction, the components of the inducing field directions in the AAR ellipsoid reference as a function of angle α are :

$$H_V \begin{bmatrix} 0 \\ \sin \alpha \\ \cos \alpha \end{bmatrix} \quad H_{NS} \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad H_{EW} \begin{bmatrix} 0 \\ \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{bmatrix}$$

$$\text{as } \vec{\text{ARM}} = \begin{bmatrix} \text{ARM}_1 & 0 & 0 \\ 0 & \text{ARM}_1 & 0 \\ 0 & 0 & \text{ARM}_3 \end{bmatrix} \cdot \vec{H}$$

and ARM_H is the average of ARM_{NS} and ARM_{EW} , so we have :

$$\text{ARM}_V = \begin{bmatrix} 0 \\ \text{ARM}_1 \sin \alpha \\ \text{ARM}_3 \cos \alpha \end{bmatrix} \quad \text{and} \quad \text{ARM}_H = \begin{bmatrix} \text{ARM}_1/2 \\ \text{ARM}_1 \cos \alpha/2 \\ \text{ARM}_3 \sin \alpha/2 \end{bmatrix}$$

$$H_a = \frac{\text{ARM}_H}{\text{ARM}_V} = \frac{1}{2} \frac{\sqrt{\text{ARM}_1^2 + \text{ARM}_1^2 \cos^2 \alpha + \text{ARM}_3^2 \sin^2 \alpha}}{\sqrt{\text{ARM}_1^2 \sin^2 \alpha + \text{ARM}_3^2 \cos^2 \alpha}}$$

As in our approximation $H'a = \text{ARM}_1 / \text{ARM}_3$, this leads to the expression for $H'a$ as a function of H_a and the angle θ :

$$H'a = H_a \sqrt{\frac{1 - \frac{\tan^2 \alpha}{2 H_a}}{1 - \tan^2 \alpha (H_a^2 - 1/2)}}$$

EOS Article
Draft #1, January 10, 1992

ODP Leg 141 Investigates the Geology and Tectonics
of the
Chile Triple Junction

ODP Leg 141 Scientific Party*

*Stephen D. Lewis (Co-Chief Scientist), Branch of Pacific Marine Geology, U.S. Geological Survey, M.S. 999, 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025, U.S.A.; Jan H. Behrmann (Co-Chief Scientist), Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Universität Giessen, Senckenbergstrasse 3, D-6300 Giessen, Federal Republic of Germany; Robert Musgrave (Staff Scientist), Ocean Drilling Program, Texas A&M University Research Park, 1000 Discovery Drive, College Station, Texas 77845-9547, U.S.A.; Nathan Bangs, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York 10964 (As of 15 February 1992, Institute for Geophysics, 8701 Mopac Boulevard, Austin, Texas 78759), U.S.A.; Per Bodén, Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, 106-91 Stockholm, Sweden; Kevin Brown, School of Earth Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Birmingham, B15 2TT United Kingdom; Hélène Collombat, LGIT-IRIGM, B. P. 53X, 38041 Grenoble Cedex, France; Alexei N. Didenko, Institute of Physics of the Earth, Academy of Science, USSR, st. Bolshaya Gruzinskaya 10, Moscow 123810, USSR; Borys M. Didyk, Empresa Nacional del Petróleo, Refinería de Petróleos de Concón S.A., Casilla 242 Concon, Chile; Philip N. Froelich, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York 10964, U.S.A.; Xenia Golovchenko, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York 10964, U.S.A.; Randy Forsythe, Department of Geography & Earth Sciences, University of North Carolina/Charlotte, Charlotte, North Carolina 29223, U.S.A.; Victor Kurnosov, Geological Institute, U.S.S.R. Academy of Sciences, Pyzhevsky Per., 7, Moscow 109017, U.S.S.R.; Nancy Lindaley-Griffin, Department of Geology, 214 Bessey Hall, University of Nebraska, Lincoln, Nebraska 68588-0340, U.S.A.; Kathleen Marsaglia, Dept. of Geological Sciences, University of Texas at El Paso, El Paso, Texas 79968-0555, U.S.A.; Soichi Oozawa, Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Aoba, Sendai, 980, Japan; David Prior, Department of Earth Sciences, Liverpool University, Liverpool L69 3BX, United Kingdom; Dale Sawyer, Department of Geology and Geophysics, Rice University, P.O. Box 1892, Houston, Texas 77251, U.S.A.; David Scholl, U.S. Geological Survey, M.S. 999, 345 Middlefield Road, Menlo Park, California 94025, U.S.A.; Dorothee Spiegler, GEOMAR, Wischhofstrasse 1-3, D-2300 Kiel 1, Federal Republic of Germany; Kari Strand, Department of Geology, University of Oulu, Linnanmaa 90570 Finland; Kozi Takahashi, Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts 02543, U.S.A.; Marta Torres, GEOMAR, Wischhofstrasse 1-3, D-2300 Kiel 1, Federal Republic of Germany; Marta Vega-Faundez, Departamento Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile; Hernán Vergara, Departamento de Oceanografía, Servicio Hidrográfico de la Armada, Casilla 324, Valparaíso, Chile; Amane Waseda, JAPEx Research Center, 1-2-1 Hamada, Chiba 260, Japan.

Leg 141 of the Ocean Drilling Program occupied five sites off the coast of Southern Chile near 46° S. latitude from November 11, 1991 to January 13, 1992 (Figure 1). The Chile Rise spreading ridge, one segment of the globe-circling mid-ocean ridge system, is being subducted beneath the Peru/Chile trench convergent margin in this region. Three lithospheric plates are involved: the Antarctic plate and the Nazca plate are moving away from each other across the Chile Ridge extensional plate boundary, and the continental South America plate is overriding both along the Peru/Chile trench convergent plate margin. The Chile margin triple junction exists where the three plate meet.

Based on geological relationships observed on land and interpreted in the context of plate motion reconstructions, the subduction of an active mid-ocean ridge is likely to leave distinctive structural and stratigraphic signatures in the overriding plate, including: 1) rapid uplift and subsidence of the arc and forearc (de Long and Fox, 1977; de Long et al. 1978; 1979), 2) high levels of regional metamorphism and elevated thermal gradients, 3) a hiatus in arc magmatism, 4) anomalous near-trench and forearc magmatism (Marshak and Karig, 1977), and 5) localized subsidence and extensional deformation of the forearc in the region of the collision (Herron et al., 1981; Barker, 1982). Also, intense alteration, diagenesis, and perhaps mineralization of forearc materials can be expected, driven by the hot fluids venting from the subducting spreading ridge.

Leg 141 drilling objectives included determining the ages and lithologies of the deforming rocks in the triple junction region, ascertaining the history of vertical motion of the forearc during ridge subduction, and determining whether or not removal of forearc material through processes involving subduction erosion are important factors in the tectonic development of the ridge-trench collision. In addition to these primary objectives, two other secondary objectives were part of the scientific program: First, a bathymetric ridge that extends seaward from the South American margin, the Taitao Ridge (Figure 1), was sampled to determine if the ridge represents igneous oceanic crust in the process of being accreted to the overriding plate. Second, an intensive geochemical program to study the properties of frozen methane gas hydrates that occur in the near-surface sediments of the triple junction region was undertaken. Leg 141 was the first ODP leg to specifically drill into and through the bottom-simulating reflectors (BSRs) observed on seismic reflection profiles that mark the base of gas hydrate stability.

Three drillsites form a downdip transect across the forearc about 40 kilometers north of the triple junction (Figure 1). Site 859 was drilled about 4 kilometers landward of the toe of the trench slope, with Site 860 and Site 861 5 kilometers and 12 kilometers further landward, respectively.

After penetrating a thin Pleistocene-aged slope sediment sequence, Hole 859B encountered deformed and accreted sediments of Late Pliocene age (Figure 2). Sourced from both the Andean volcanic arc and South

American continental basement, glacial rock flour makes up a large fraction of the accreted sediment. Despite unusually low porosities at Site 859, 48% at the seafloor, decreasing to an average of only 15% at 470 meters below seafloor (mbsf), downhole temperature measurements provide strong evidence for extremely vigorous fluid circulation in the accretionary wedge. The upper 50 meters of Site 859 is characterized by a linear geothermal gradient of 200°C/km. Below 50 mbsf temperatures vary wildly, with a zone of downward-decreasing temperatures between 130 mbsf and 220 mbsf. An in situ temperature of 43°C was recorded at a depth of 240 mbsf, suggesting that a narrow zone containing very hot fluids was intersected by the borehole. The bottom-hole temperature is 50°C, indicating an average gradient at Site 859 of about 100°C/km. The absence of a linear or smoothly-varying geothermal gradient at Site 859 indicates that conductive cooling is not of great importance relative to convective cooling, and the pattern of hot fluid flow in the accretionary wedge is both vigorous and complex.

Site 860 is located on the seaward flank of a forearc sedimentary basin (Figure 1). Drilling penetrated the forearc basin sedimentary sequence and terminated in accretionary wedge rocks that floor the seaward side of the basin. The upper Pliocene to lower Pliocene age of the accretionary wedge at Site 860 is the same as at Site 859, indicating a period of rapid subduction accretion during the Pliocene. Both hemipelagic and turbidite sediments fill the forearc basin. Paleo-water depth estimates from benthic foraminifer analysis shows that Site 860 has been steadily uplifted during the Pliocene, from lower bathyal to abyssal water depths at the bottom of the drilled section to outer shelf/upper bathyal conditions near the top of the drilled section. The sediment of the forearc basin is deformed by slumping near the seafloor, and by a sequence of thrust faults defined by biostratigraphic repetitions between 240 mbsf and 420 mbsf. Penetrative deformation resulting in stratal disruption and textures indicative of broken formation characterizes the accretionary wedge at depths below 420 mbsf. The thrust faults at Site 860 must be flats or very shallow ramps to produce both the stratal repetitions and simultaneously maintain the shallow bedding dips observed in the cores.

Site 861 is located on the landward side of the forearc basin, and is hypothesized, on the basis of seismic reflection profile interpretations, to be

underlain by continental crust (Figure 1). Although little deformation within the sediment section was anticipated prior to drilling, the undeformed forearc basin strata is underlain by the same intensely deformed lower Pliocene broken formation drilled further seaward.

Hemipelagic sediments, interspersed with turbidite units, are present at Site 861. A more proximal depositional environment than either Site 859 or Site 860 is indicated by coarse clastic units, including gravel layers and intraformational conglomerates. The broken formation reflects fine-grained hemipelagic deposition with some distal turbidite units. Deposition appears to have been continuous, with the exception of a possible hiatus between about 50 mbsf and 70 mbsf, dated between 1.05 Ma and about 1.9 Ma.

The sediment at Site 861 is of glacial-marine origin with a mixed provenance of volcanic arc derived and crystalline basement derived materials. Sediments were probably first deposited as gravitationally unstable deposits on or near the shelf edge, and then displaced oceanward as massive debris flows and grain flows. The proximal expression of this depositional environment is essentially one of conglomerate, sand, and silt. The distal expression is fine-grained turbidites and laminated silts and clays.

Paleobathymetry estimates inferred from benthic foraminifers at Site 861 suggest that the upper Pliocene and Pleistocene sediments were deposited in the upper to middle bathyal water depths, shallower than about 2000 m. Below 140 mbsf to total depth (TD), deposition took place in middle bathyal to abyssal water depths. Thus, an important phase of uplift is recorded by the upper Pliocene sediment section. This uplift probably occurred within the time bracket of 1.9-2.7 Ma.

The Darwin #1 well, a commercial petroleum exploration well drilled on the continental shelf approximately 75 km north of the Site 859/860/861 transect, shows a strong pattern of uplift and shallowing paleo-water depths since the middle Miocene. The late Miocene-Recent uplift at the Darwin #1 well and the likely Pliocene-Recent uplift at Site 860 and Site 861 on the slope may indicate a period of subduction accretion and uplift of regional extent along the margin. The late Miocene was a period of very rapid plate convergence along the Peru-Chile trench, with subduction rates

as high as 130 mm/yr (Chase, 1978; Cande et al., 1987). Rapid frontal accretion is implied by the lack of detectable age gradients between the broken formation at Site 859, Site 860, and Site 861. This rapid accretion and regional tectonic uplift of the forearc may be a consequence of rapid late Miocene-Pliocene plate convergence and subduction. Drilling along this transect suggests that if subduction erosion is an important result of ridge subduction, such subduction erosion is not yet taking place only 35 km north of the triple junction.

No frozen gas hydrates were recovered on Leg 141. However, at Site 859 there is strong evidence for the presence of gas hydrates in the sediment in situ from interstitial and in situ water samples and downhole logging measurements. First, there are sharp and distinct salinity and chloride minima between 27 mbsf and 70 mbsf, interpreted to result from the dissociation of gas hydrates during core recovery. If the difference between background and minimum chloride values observed reflect decomposition of gas hydrate in a sediment of 50% porosity, then about 25% of the in situ pore space is filled by solid gas hydrate.

Unlike Site 859, the subbottom depth range with potentially stable gas hydrate at Site 861 does not show any anomaly of interstitial water and in situ water chemistry that can be related to hydrate dissociation. The downhole temperature gradient suggests that methane hydrate should be stable to a depth of 265 mbsf. Hydrates are probably not present in the subsurface at Site 861, and the bottom simulating reflector (BSR) which was identified at 200 mbsf is the result of another phenomenon. An observed increase in the degree of diagenesis near 208 mbsf may produce the reflector observed in the seismic section.

Interstitial fluid analysis shows that the downhole sodium and chloride concentrations are higher than those of sea water, and show a steady downhole increase to values as high as 115-120% of seawater. The linear temperature gradient observed at Site 861 makes it unlikely that large amounts of fluid are transported through the section laterally. Hence, the variations in interstitial fluid compositions may represent vertical diffusion gradients on a scale larger than the depth of the borehole. If true, then a source of high salinity brine must exist at depth to explain the observed downhole increases in Na and Cl. There is no evidence onshore to

suggest that an evaporite or shabka source of hypersaline brines may be present at depth in southern Chile, as inferred for the region of the Peru continental margin drilled by ODP Leg 112 further north (Suess, von Huene et al., 1988). However, metamorphic or magmatic rocks and their associated hydrothermal systems (e.g. Roedder, 1972) are another likely source of hypersaline fluids. If the observed linear downhole decreases in Mg and K are diffusion profiles and linearly extrapolated below the drilled interval, then concentrations of Mg and K reach zero at about 1000 mbsf at Site 861. This suggests that there may be a sink for Mg and K at this depth. One possible crystalline basement reaction involving Mg and K uptake at the low temperatures suggested by the temperature gradient is the sericitization of plagioclase feldspar and the chloritization of biotite. Together with quartz, these two minerals are the major constituents of the nearby continental basement (e.g. Miller, 1970a, 1970b). Hence, Site 861 is likely to be underlain by continental basement.

The Taitao Ridge, a prominent bathymetric ridge that extends seaward from the South American continental margin approximately 25 km south of the present location of the Chile margin triple junction (Figure 3; location in Figure 1), was drilled at Site 862. Because of the close proximity of the Taitao Ridge to the Taitao ophiolite, exposed 20 kilometers to the east on land, and marine geophysical data that suggests that the ridge is of oceanic affinity, it was hypothesized to be of oceanic origin, perhaps in the process of accretion to the Chile trench forearc, eventually to represent an ophiolite assemblage emplaced in the Chile Trench forearc.

Drilling confirmed that the Taitao Ridge is underlain by mafic igneous material, but the apparent youthful age of the Taitao Ridge, less than approximately 2 my, and the recovery of likely rhyolitic materials from the ridge, indicate that its origin and tectonic evolution are more complex than originally hypothesized.

The apparent Pliocene age of the Taitao Ridge is significantly younger than the 3-4 my age of the Taitao ophiolite on land. Hence, it is unlikely that the Taitao Ridge represents an offshore extension of the ophiolite onshore. In addition, the Taitao Ridge is probably at least 0.5 my younger than the age of the oceanic crust at its off-axis distance from the spreading ridge, as predicted by marine magnetic anomalies further north.

This implies that the Taitao Ridge may be the result of off-ridge volcanism, perhaps related to "leaky transform" extension along the Taitao fracture zone immediately prior to subduction. Alternatively, the extensional structures recovered at Site 862 may suggest a possible on-axis volcanic origin for the Taitao Ridge. Either model for the origin of the Taitao Ridge is consistent with the ridge presently being attached to either the Antarctic Plate or the South American Plate.

Site 863 is located at the base of the trench slope of the Chile Trench at the point where the Chile Ridge is being subducted. The purpose of drilling at Site 862 was to determine the lithologies and depositional environments of the sediment sequences at the base of the trench slope that have been modified by hydrothermal circulation and near-trench volcanism, and to identify the structural fabrics and deformation caused by rift subduction. Extremely vigorous hydrothermal effects were anticipated at Site 863 because the rift axis has been subducted roughly 3 km beneath the base of the trench slope here. Fluids and heat emanating from the spreading ridge were expected to have produced extensive mineralization and elevated thermal gradients in the overlying sediment. While evidence of fluid flow, cementation, and mineralization were recognized in the sediment section drilled at Site 863, the temperature gradient was not as steep as anticipated. The temperature gradient at Site 863 was similar to that of Site 859, despite being much closer to the spreading ridge.

The entire sediment section drilled at Site 863, 743 meters, is of Quaternary and upper Pliocene age, and is dominated by sandstone and bioturbated siltstone, with sandy silty claystone. Bedding in units beneath the thin slope cover sequence is steep to vertical, with intervals of broken formation that mark fault zones.

Deformation is dominated by reverse faults, with offsets larger than the scale of the core. Normal faults can often be seen cross-cutting reverse faults, indicating that normal faulting post-dates reverse faulting in the shallow part of Site 863. One well-developed flower structure, with fault strands showing both reverse and normal offsets, was found at Site 863. These faults cannot be restored by a two-dimensional reconstruction in the plane of the core face; their restoration requires an oblique strike-slip component of motion. Only the most robust foraminifera forms are

preserved, but they are often completely replaced by silica during diagenesis. Benthic foraminifera not likely to have been reworked indicate a lower bathyal depositional environment. The thick sandstone section drilled at Site 863 was deposited in a distal turbidite (outer submarine fan) environment in the Chile Trench, and was subsequently accreted to the base of the trench slope.

Magnetic orientation of near-surface piston cores allows structures to be oriented in geographic coordinates: Both bedding and faults strike NW-SE in these cores, at a large angle to both local topographic slopes and to the plate convergence direction. This orientation may reflect right-lateral strike-slip faulting in the forearc, extending to within 5 km of the base of the trench slope. The Liquine-Ofqui fault on land is an active right-lateral strike-slip fault that parallels the trench about 160 km inshore (Leslie, 1986). The entire forearc may represent a broad shear zone that takes up trench-parallel plate motion. The strike-slip component of plate motion in this region is about 20 mm/yr (Chase, 1978). Such a rate distributed over the 160 km-wide forearc implies strain rates of about 10^{-14} s^{-1} , similar to that of other orogenic zones.

The sequence of deformational events observed at Site 863 supports the hypothesis that the ridge-trench collision produces subduction erosion of the forearc within the collision zone. Large normal faults, thought to accommodate subsidence in response to the subduction of material near the plate interface, are likely to be the large-scale manifestation of the same process recognized in the Site 863 cores. Early-stage deformation at Site 863 was primarily compressive, with reverse/thrust faulting dominant. This deformation is related to frontal accretion. Uplift and tilting of the sedimentary strata was probably a result of the subduction of the steep topography of the ridge itself. The latest phase of deformation recognized in the cores, high-angle normal faulting, reflects the subsidence of the forearc immediately following ridge subduction.

Geochemical analysis of Site 863 samples indicates, as did Site 859, Site 860, and Site 861 results, that a substantial amount of fluid, including hydrocarbon gas, is migrating upward from deep within the subduction zone to the shallow structural levels.

The thermal anomaly expected at Site 863, and the accompanying hydrothermal circulation and mineralization, were not observed. Although deformation was intense, with near-vertical bedding drilled for roughly 600 m, the strong thermal effects expected of ridge subduction were not detected. This is more unusual in comparison to Site 859, which is roughly 30 km north of the triple junction. Site 859 has a similar overall geothermal gradient to that of Site 863, roughly $100^\circ\text{C}/\text{km}$ at Site 859 compared to $80^\circ\text{C}/\text{km}$ to $100^\circ\text{C}/\text{km}$, but Site 859 exhibited evidence of much higher levels of hot fluid flow.

The deformation sequence at Site 859 indicates that subduction erosion has not yet begun. The lack of Quaternary sediment involved in thrusting at Site 859, however, may mean that subduction accretion has ceased, and this segment of the margin is in transition from accretion to erosion. Site 863 sediments are undergoing normal faulting as the latest phase of their deformational history. This strongly indicates that subduction erosion is taking place at Site 863. Thus, the transition from subduction accretion to subduction erosion along the Chile Trench in this region occurs over a distance along strike of about 30 km, and over time periods of about 3 Ma.

ODP drilling at the Chile Triple Junction has produced a vast array of downhole geological, geophysical, and geochemical data that document the extremely complex and rapidly-changing deformational and hydrothermal processes related to ridge subduction. Some fundamental observations from Leg 141 drilling include: 1) The transition from subduction accretion to subduction erosion occurs over a distance of 30 km along strike near the triple junction. 2) Temperature anomalies in the lower trench slope are much larger over 2 Ma oceanic crust than over the ridge axis itself. 3) Near-trench volcanism accompanies ridge subduction here. 4) Hydrocarbon gases migrate into the forearc from great depths within the subduction zone, but frozen gas hydrates in the sediment do not serve as seals for hydrocarbon traps.

References

- Barker, P. F., The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest - trench interactions, *J. Geol. Soc.*, v. 139, p. 787-802, 1982.
- Cande, S. C., R. B. Leslie, J.C. Parra, and M. Hobart, Interaction between the Chile Ridge and Chile Trench: Geophysical and Geothermal evidence, *J. Geophys. Res.*, v. 92, No. B 1, p. 495-520, 1987.
- Chase, C. G., Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world, *Earth Plan. Sci. Letters*, v. 37, p. 355-368, 1978.
- DeLong, S. E., and P. J. Fox, Geological consequences of ridge subduction, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-arc Basins*, Maurice Ewing Series, v. 1, M. Talwani and W. C. Pitman III, eds., p. 221-228, AGU, Washington, D. C., 1977.
- DeLong, S. E., P. J. Fox, and F. W. McDowell, Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian Trench, *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, p. 83-95, 1978.
- DeLong, S. E., W. M. Schwarz, and R. N. Anderson, Thermal effects of ridge subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 44, p. 239-246, 1979.
- Dickinson, W. R., and W. S. Snyder, Geometry of triple junctions related to San Andreas transform, *Jour. Geophys. Res.*, v. 84, p. 561-572, 1979.
- Herron, E. M., S. C. Cande, and B. R. Hall, An active spreading center collides with a subduction zone: a geophysical survey of the Chile margin triple junction, *Mem. Geol. Soc. Am.*, v. 154, p. 683-701, 1981.
- Leslie, R.B, 1986, Tectonics of the Southern Chile Trench and the Chile Margin Triple Junction, unpublished Ph.D. thesis, Columbia University, New York, 246 p.
- Marshak, R. S., and D. E. Karig, Triple junctions as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc, *Geology*, v. 5, p. 233-236, 1977.
- Miller, H., 1970a. Das Problem des hypothetischen "Pazifischen Kontinentes" gesehen von der chilenischen Pazifikküste. *Geol. Rdsch.*, 59:927-938.
- Miller, H., 1970b. Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotekt. Forsch.*, 36:1-64.
- Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions. *Data of Geochemistry*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 400-JJ.
- Suess, E., R. von Huene et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program Init. Rep.*, 112, 1014 pp., 1988.

Figure Captions

- Figure 1: Bathymetric map of the Chile Margin Triple Junction region, showing the locations of seismic profiles and drillsites discussed in the text.
- Figure 2: Seismic Line 745, showing the locations of Site 859, Site 860, and Site 861.
- Figure 3: Seismic Line 762 across the Taitao Ridge, showing the location of Site 862.
- Figure 4: Seismic Line 751, showing the location of Site 863.

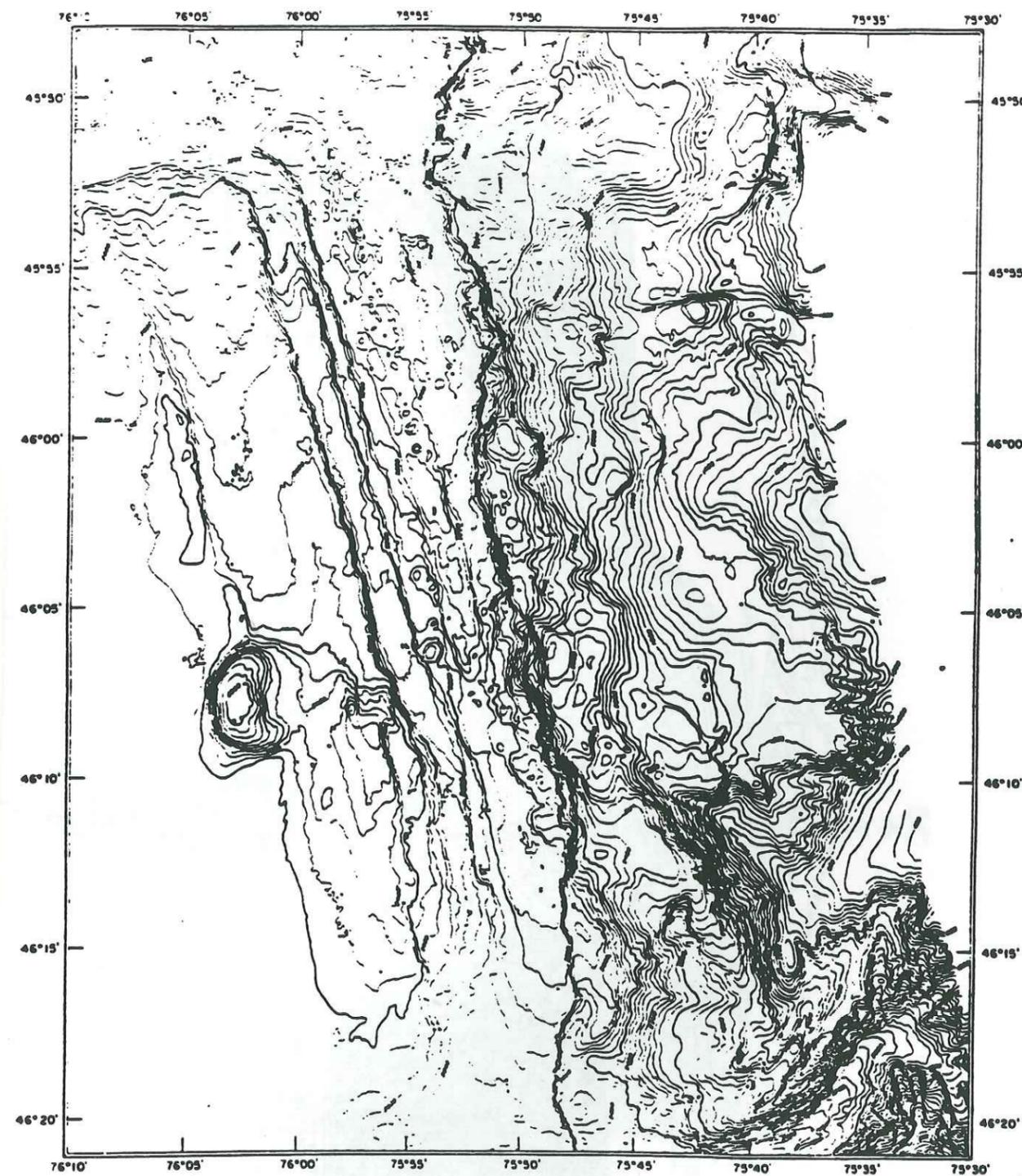


Figure 1

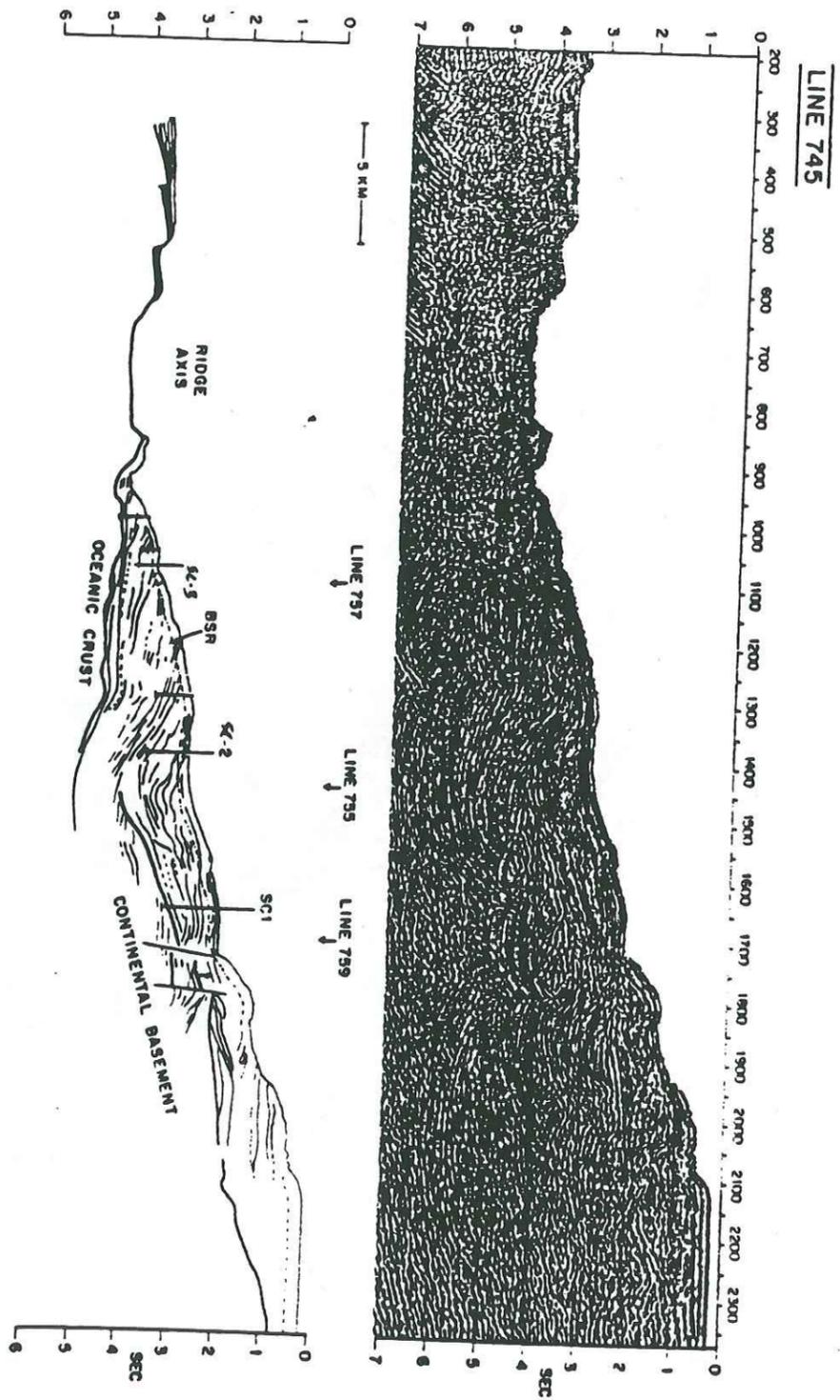


Figure 2

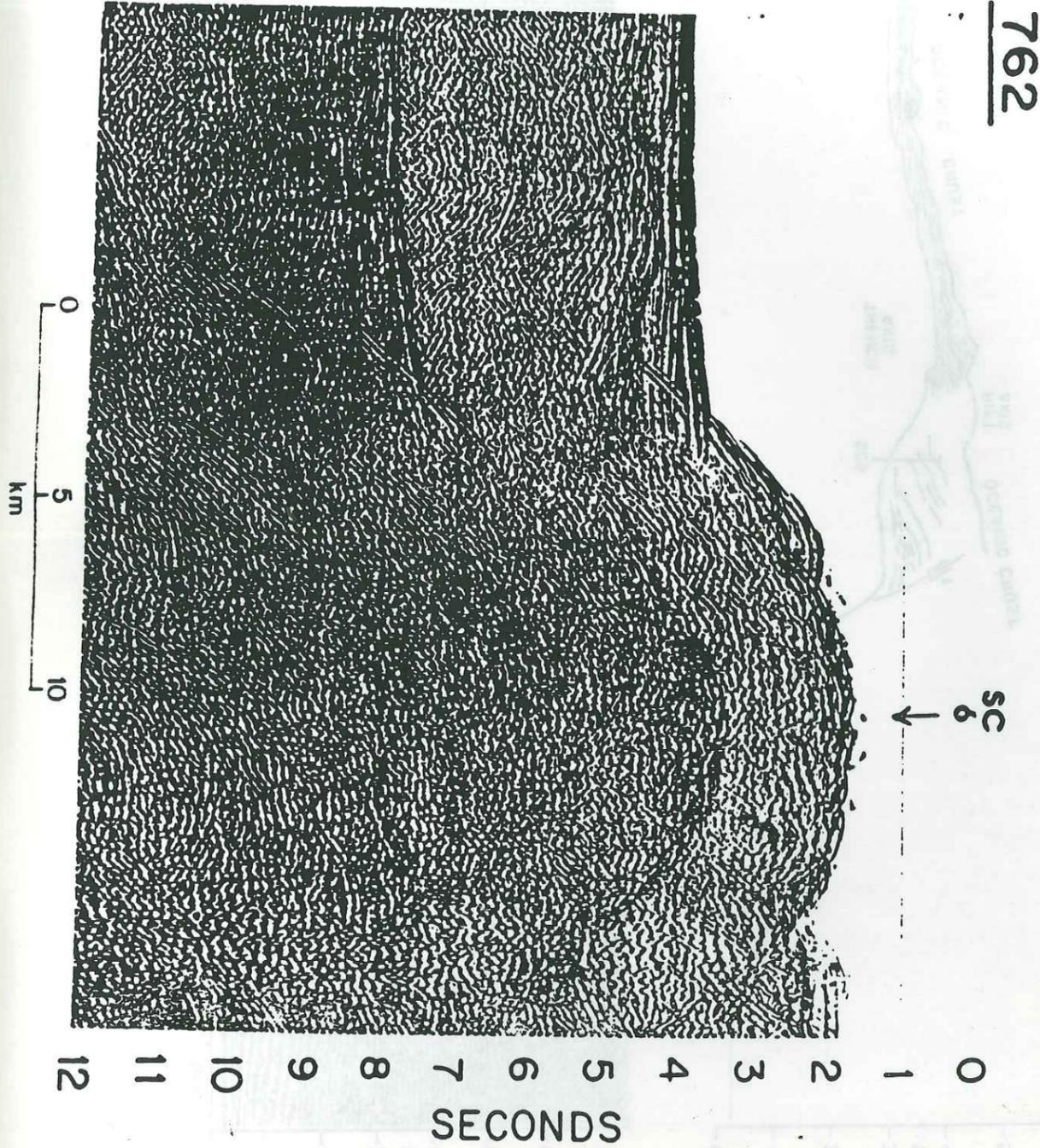


Figure 3

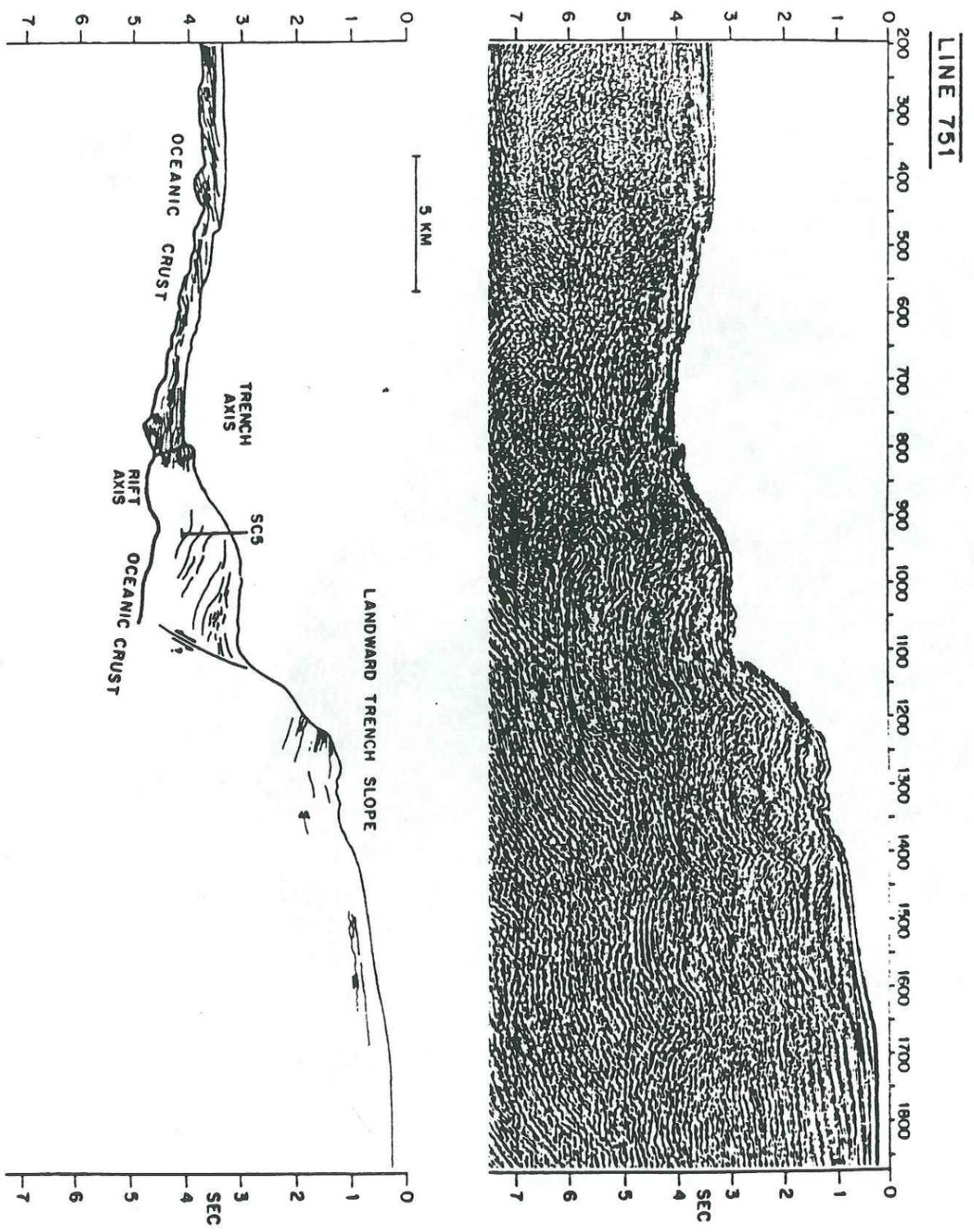


Figure 4

**THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE
JOSEPH FOURIER**

Titre de l'ouvrage :

**ETUDES DES PROPRIETES MAGNETIQUES DES
SEDIMENTS : ANISOTROPIE ET ERREURS
D'INCLINAISON PALEOMAGNETIQUE.**

Nom de l'auteur : **Hélène COLLOMBAT**

Etablissement :

**Observatoire de Grenoble
Institut de Recherche Interdisciplinaires de
Géologie et de Mécanique.**

RESUME

L'acquisition de l'aimantation dans les sédiments est régit par une somme de processus complexes et souvent interactifs, pouvant introduire des biais directionnels lors de la reconstitution du signal géomagnétique, en particulier des erreurs d'inclinaison. De telles erreurs peuvent mettre en doute l'utilisation de la paléovariation séculaire présumée du champ géomagnétique, révélée par l'ARN des sédiments.

Les phénomènes à l'origine de ces erreurs sont principalement liées aux processus de dépôt des particules magnétiques et/ou à la compaction. Ces phénomènes affectent parallèlement la fabrique du sédiment et son anisotropie magnétique.

Grâce à l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique (ASA), couplée à la technique plus classique d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), une méthode de détection et de correction des erreurs d'inclinaison a été mise au point. L'étude a porté sur un certain nombre de carottes océaniques et continentales présentant des anomalies d'inclinaisons de l'aimantation rémanente naturelle par rapport à la valeur attendue du champ géomagnétique.

Des études de minéralogie magnétique ainsi qu'une technique expérimentale de resédimentation sous champ a permis d'estimer les rôles respectifs des propriétés intrinsèques au sédiment (nature, taille, et forme des particules magnétiques) et des influences perturbatrices extérieures (bioturbation, taux de sédimentation, etc...) sur l'acquisition de la fabrique et la création des erreurs d'inclinaison de l'ARN.

Par ailleurs, l'utilisation de l'ASM sur des sédiments déformés provenant de la région du point triple du Chili a permis de détecter les directions des axes principaux de la déformation. L'origine et l'évolution de l'anisotropie sont discutées en fonction du contexte géodynamique régional.

MOTS CLES

Enregistrement paléomagnétique; Erreurs d'inclinaison ;
Susceptibilité ; Anisotropie ; Fabrique ; Minéralogie.