



HAL
open science

Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise

Pierre Rochette

► **To cite this version:**

Pierre Rochette. Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00524694

HAL Id: tel-00524694

<https://theses.hal.science/tel-00524694>

Submitted on 8 Oct 2010

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.

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE

par

Pierre ROCHETTE

S U J E T

**Propriétés magnétiques et déformations
dans des roches sédimentaires alpines.**

Application au Dogger de la zone dauphinoise.

Soutenue le 18 Avril 1983 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. C. LAJ	
M. P. MOLLARD	Examineurs
M. A. NICOLAS	
M. R. VERGNE	Rapporteurs
M. P. VIALON	

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3^e CYCLE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE

par

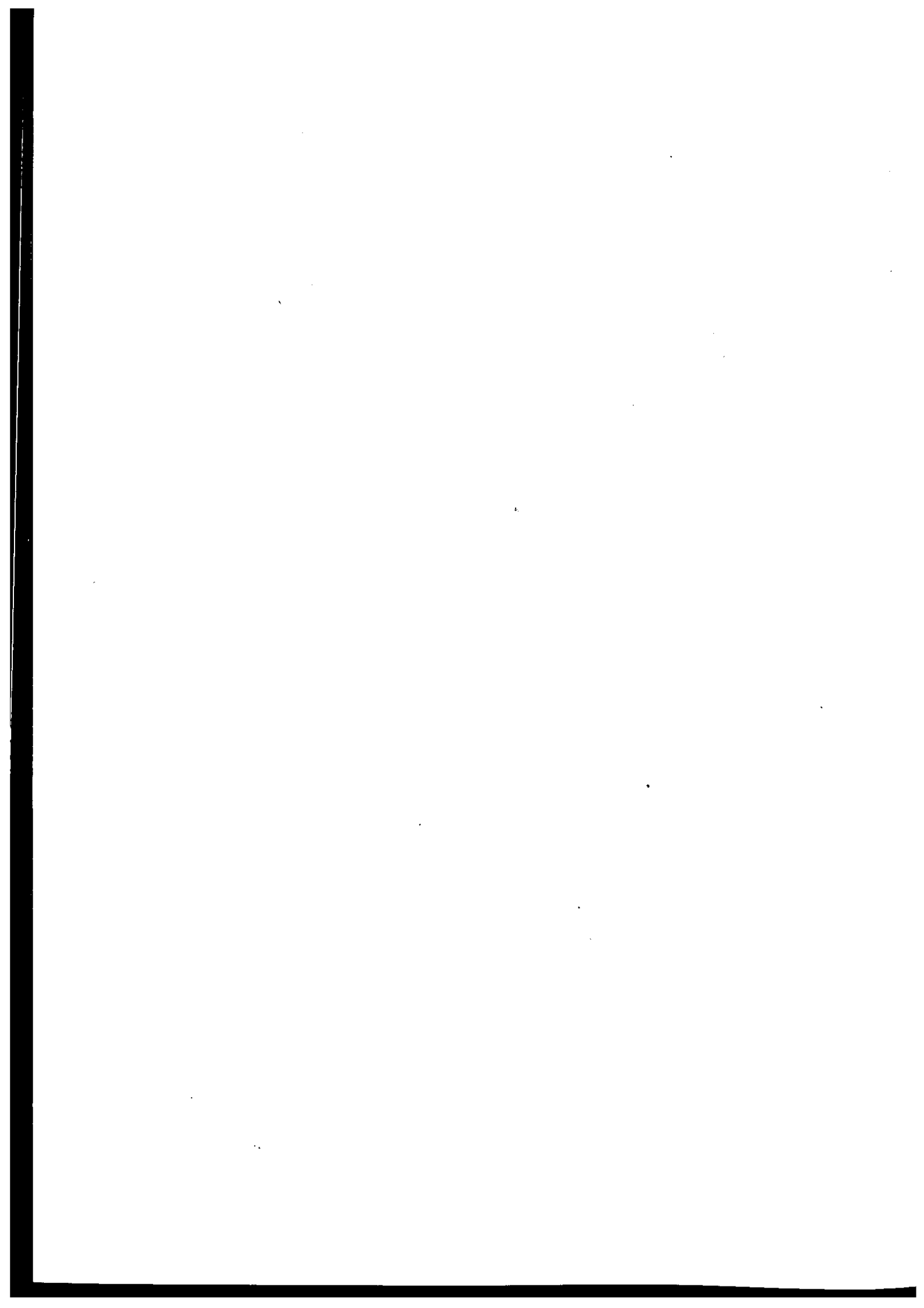
Pierre ROCHETTE

S U J E T

**Propriétés magnétiques et déformations
dans des roches sédimentaires alpines.
Application au Dogger de la zone dauphinoise.**

Soutenue le 18 Avril 1983 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. C. LAJ	
M. P. MOLLARD	Examineurs
M. A. NICOLAS	
M. R. VERGNE	
M. P. VIALON	Rapporteurs



AVANT PROPOS

A l'issue de cette étude, je tiens à remercier vivement :

- P. VIALON qui par sa disponibilité et sa ténacité a été l'initiateur permanent de mes recherches à l'I.R.I.G.M. ;
- R. VERGNE et P. MOLLARD qui m'ont introduit dans le domaine de la physique du solide et m'ont donné la chance de travailler au Laboratoire Louis Néel, ainsi que G. FILLION, l'homme indispensable à la barre du "SQUID" ;
- C. LAJ qui m'a accueilli au Laboratoire de Paléomagnétisme de Gif-sur-Yvette avec une constante gentillesse ;
- A. NICOLAS qui m'a fait l'honneur de s'intéresser à mon travail ;
- G. PERRIER qui a bien voulu présider mon jury.

Trop nombreux sont ceux que je n'ai pas cités. Mais que soient remerciés ici très chaleureusement tous ceux et celles qui, secrétaires, techniciens ou chercheurs, au Laboratoire Louis Néel, à l'I.R.I.G.M., à l'Ecole Normale ou ailleurs, m'ont accordé leur temps, leurs conseils ou leur sympathie, ainsi que mes parents et amis sans qui ce travail ne serait point.

*" Or s'il est une chose, justement,
qui ouvre des horizons, c'est l'ignorance. "*

Emile Ajar

TABLE DES MATIERES

	Pages
Introduction	1
Liste des symboles et abréviations utilisés	2
<u>PREMIERE PARTIE - GENERALITES</u>	3
I - PROPRIETES MAGNETIQUES DE L'ETAT SOLIDE	5
I.1 - Les différents types de comportement magnétique	5
I.1.1 - Diamagnétisme et paramagnétisme	5
I.1.2 - L'ordre magnétique	6
I.2 - L'anisotropie magnétique	8
I.2.1 - Anisotropie magnétocristalline	10
I.2.2 - Anisotropie de forme	10
I.3 - Phénomènes propres aux grains fins	11
I.3.1 - Polydomaines et monodomaines	11
I.3.2 - Effets thermiques sur les monodomaines	12
I.3.3 - Les différents types d'aimantation rémanente	12
I.4 - Grandeurs et unités magnétiques	13
II - DEFINITIONS ET PROBLEMES GEOLOGIQUES TRAITES	14
II.1 - Description de la roche	14
II.1.1 - Nature pétrographique	14
II.1.2 - Déformation	15
II.1.3 - Pétrofabrication	16
II.2 - Les mécanismes de structuration de la roche	17
II.2.1 - Les mécanismes de la déformation à l'échelle du grain	17
II.2.2 - La formation de nouveaux minéraux	19
II.2.3 - Le problème de l'état initial	20
III - MAGNETISME DES ROCHES	21
III.1 - Propriétés magnétiques des minéraux	21
III.1.1 - Diamagnétisme et paramagnétisme des minéraux	21
III.1.2 - Les différents composés du fer présents dans les roches	22
III.1.2.1 - Les composés ordonnés à température ambiante	22
III.1.2.2 - Les composés paramagnétiques à température ambiante	25
III.2 - La susceptibilité des roches et son anisotropie	27
III.3 - L'aimantation rémanente des roches	29
III.3.1 - Paléomagnétisme et tectonique	29
III.3.2 - Modèles d'influence de l'anisotropie sur l'aimantation rémanente ...	30
<u>DEUXIEME PARTIE - METHODES ET TECHNIQUES D'ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES</u>	39
I - LES MESURES D'ANISOTROPIE EN CHAMP FAIBLE	41
I.1 - Caractéristiques de l'appareillage et procédure expérimentale	41
I.2 - Analyse des données	42
I.2.1 - Traitement des données brutes	42
I.2.2 - Analyse statistique	42
II - LES MESURES D'AIMANTATION REMANENTE NATURELLE (ARN)	46
II.1 - Techniques expérimentales	46
II.2 - Analyse des directions d'ARN	46
III - LES MESURES MAGNETIQUES SOUS CHAMP ET TEMPERATURE VARIABLES	48
III.1 - Le magnétomètre à effet Josephson S.H.E.	48
III.1.1 - Caractéristiques de l'appareil	48
III.1.2 - Les différentes procédures expérimentales	50
III.1.2.1 - Les courbes d'aimantation induite	50
III.1.2.2 - Etude de la rémanence	54

	Pages
III.1.2.3 - Variation de l'aimantation induite en fonction de la température .	57
III.1.2.4 - Etude de l'anisotropie	58
III.2 - Les mesures en champ intense	59
III.3 - Les mesures à haute température	59
<u>TROISIEME PARTIE - ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES DU DOGGER DE LA ZONE DAUPHINOISE</u>	61
I - CADRE GEOLOGIQUE DES SITES ETUDIES	63
I.1 - Présentation générale	63
I.2 - Description des sites prélevés	66
I.2.1 - Pétrographie	66
I.2.2 - Déformation et pétrofabrique	68
II - RESULTATS DES MESURES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ET D'ARN	73
II.1 - Caractéristiques de l'anisotropie et relation avec la structure	73
II.1.1 - La susceptibilité moyenne en champ faible	73
II.1.2 - Les directions d'anisotropie de susceptibilité en champ faible	74
II.1.3 - Forme et intensité de l'anisotropie	81
II.2 - Analyse de l'ARN	83
II.2.1 - Les sites peu déformés	84
II.2.1.1 - Région du Beaumont : site BS	84
II.2.1.2 - Les sites BH et BB	86
II.2.2 - Les sites de Grenoble à Mègeve	86
III - MINERALOGIE ET PROPRIETES MAGNETIQUES	90
III.1 - Contribution de la matrice à la susceptibilité	90
III.1.1 - Séparation de la contribution de la matrice	90
III.1.2 - Analyse des propriétés de la matrice	92
III.2 - Les grains ferromagnétiques	102
III.2.1 - Etude de la composante ferromagnétique	102
III.2.2 - Essai de caractérisation des minéraux ferromagnétiques	107
IV - INTERPRETATION DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE ET DE L'ARN	112
IV.1 - L'anisotropie de susceptibilité et de rémanence	112
IV.1.1 - Contribution de la matrice	112
IV.1.2 - Anisotropie des grains ferromagnétiques	114
IV.1.3 - Relation entre l'anisotropie magnétique et la pétrofabrique	115
IV.2 - Origine de l'ARN et effet de l'anisotropie	117
IV.2.1 - Modèles interprétatifs pour l'acquisition de l'ARN	117
IV.2.2 - Effet de l'anisotropie sur la direction de l'ARN	118
Conclusions générales	121
Planches photographiques	123
Annexe 1 : Détails des calculs des modèles d'aimantation	125
Annexe 2 : Tableaux des mesures structurales et magnétiques	129
Bibliographie	133

ERRATUMS ET COMPLEMENTS

- p 6, ligne 12 - La fonction \tanh correspond au cas particulier du spin 1/2. Dans le cas général on a la fonction de Brillouin
- p 13, ligne 8 - " $\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + 4\pi\vec{M})$ avec $\mu_0 = 1$ "
- p 22, II.1.2.1, ligne 5 - "La magnétite est le minéral courant"
- p 33, ligne 8 - l'aimantation $d\vec{M}$ portée par les dN moments dans la direction \vec{n} est :
 $d\vec{M} = \tanh(\mu H \cos(\theta-\alpha)/kT) dN \vec{n}$, avec $dN = D(\theta) d\theta$.
En supposant $\mu H/kT \ll 1$ (hypothèse de l'ATR en champ faible) on a
 $d\vec{M} = \text{cste} \cos(\theta-\alpha) D(\theta) \vec{n} d\theta$.
Plus généralement ces modèles ne sont qu'une première tentative pour formuler succinctement certains phénomènes et ne prétendent en aucun cas constituer une démonstration complète et rigoureuse
- p 37, ligne 4 - "un tel modèle, étendu à trois dimensions"
- p 41, I.1, ligne 6 - "analyse" au lieu de "transformée"
- p 44 et 45 - pour tenir compte du fait que les directions sont non orientées, il faudrait multiplier α_{95} par 2 pour obtenir un angle de confiance comparable à celui donné par la statistique de Westphal
- p 60, ligne 10 - formule valable seulement lorsque le gradient est proportionnel au champ : valeurs moyennes de champ
- p 95, ligne 9 - de nouvelles données en diffraction X indiquent qu'il s'agit d'une muscovite peut-être phengitique (voir Saliot 1978)
- p 102 - remarque sur le tableau 13 : la mauvaise qualité de l'affleurement et les résultats négatifs en ARN m'ont conduit à négliger le site BH dans l'étude minéralogique
- p 106 - "Figure 51" oublié pour la deuxième figure
- p 111, ligne 6 - l'étude de la désaimantation thermique de l'ARI de 11 échantillons de divers sites a exclu définitivement cette hypothèse (températures de blocage supérieures à 320°)

INTRODUCTION

Cette thèse, fruit d'une collaboration entre l'I.R.I.G.M. et le Laboratoire de Magnétisme Louis Néel, trouve son origine dans le besoin de définir des indicateurs de l'état de déformation des roches sédimentaires tectonisées ou non ; en effet celles-ci sont souvent dépourvues de fossiles, taches de réduction, ou autres objets permettant de comparer état initial et état déformé.

Il s'agissait donc tout d'abord de vérifier si les propriétés magnétiques étaient un moyen convenable d'aborder d'une part la déformation interne et la pétrofabrication par le biais de l'anisotropie magnétique, d'autre part les problèmes de rotation, à toutes les échelles, par le biais de l'aimantation rémanente naturelle. On verra que la réponse est dans l'ensemble affirmative.

Mais poussé par le besoin de comprendre l'origine des propriétés magnétiques et aussi par la possibilité d'utiliser des moyens expérimentaux plus familiers du physicien du solide que du géologue, je me suis de plus en plus intéressé aux phénomènes qui interviennent à l'échelle du minéral. J'ai dévié ainsi vers l'étude des mécanismes d'acquisition des propriétés magnétiques des roches, qui débouchent sur les phénomènes géochimiques ou métamorphiques qui se succèdent au cours de l'histoire de la roche depuis son dépôt. J'ai pu ainsi me rendre compte de la complexité mais aussi de la richesse de l'information magnétique contenue dans une roche, à l'image de toute l'information géologique dont il est souvent artificiel de séparer les divers aspects géométriques, minéralogiques ou historiques.

Afin que la clarté de l'exposé ne souffre pas trop de cette démarche quelque peu éclatée, j'ai essayé, en séparant dans un premier temps l'aspect structural de l'aspect minéralogique, de détailler :

- dans la première partie du présent mémoire, le cadre à la fois magnétique et géologique de ce travail ;
- dans la deuxième partie, les diverses techniques magnétiques utilisées, en insistant sur les méthodes nouvelles ;
- enfin dans la troisième partie, les résultats obtenus dans l'étude régionale du Dogger de la zone dauphinoise.

LISTE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS UTILISES

Magnétisme

M (M_S) : aimantation (à saturation)

H : champ magnétique

X ($X_1 > X_2 > X_3$) : susceptibilité magnétique (susceptibilités principales)

P : rapport d'anisotropie

V : paramètre de forme

X_ℓ (P_ℓ) : susceptibilité en champ fort ou susceptibilité de la matrice (rapport d'anisotropie de X_ℓ)

X_0 (P_0) : susceptibilité en champ faible

x : proportion de la susceptibilité due à la matrice, X_ℓ/X_0

X_f (P_f) : susceptibilité ferromagnétique, $X_0 - X_\ell$

M_r (P_r) : aimantation rémanente isotherme

T, T_C , T_N : température absolue, température de Curie, de Néel

C, θ : constante de Curie et température paramagnétique de Curie

D : susceptibilité indépendante de la température

ARC, ARD, ARI, ARN, ARV, ATR : aimantations rémanentes chimique, détritique, isotherme, naturelle, visqueuse, thermorémanente

Géologie

X, Y, Z : axes principaux de l'ellipsoïde de déformation

S_0 : plan de stratification

S_1 : plan de schistosité

S_0-S_1 : intersection des plans de stratification et de schistosité

P : axe de pli

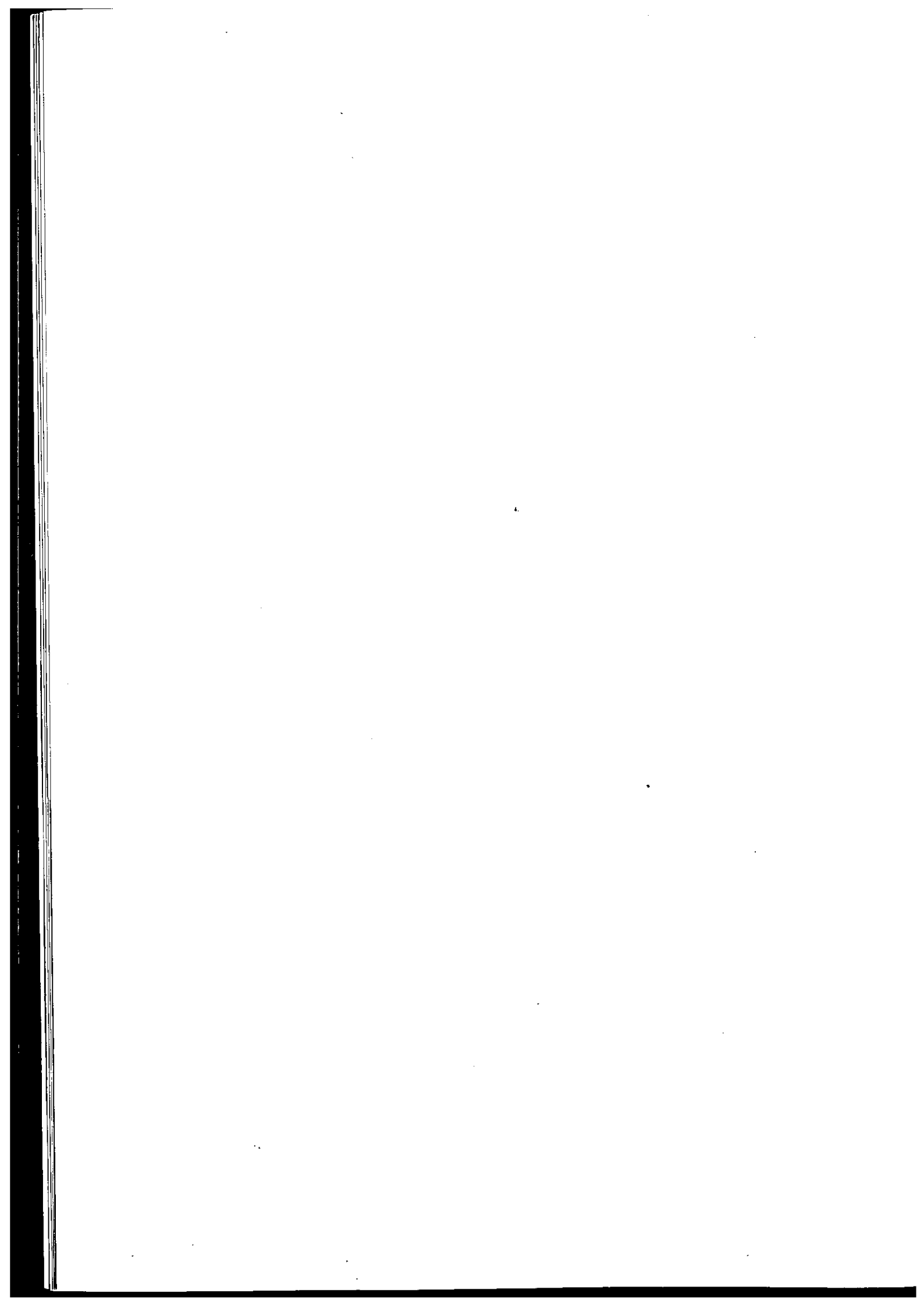
L_t : linéation de transport

t, t_p : teneur en fer total, en fer paramagnétique

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

- I - PROPRIETES MAGNETIQUES DE L'ETAT SOLIDE
- II - DEFINITIONS ET PROBLEMES GEOLOGIQUES TRAITES
- III - MAGNETISME DES ROCHES



PREMIERE PARTIE

GENERALITES

CHAPITRE I - PROPRIETES MAGNETIQUES DE L'ETAT SOLIDE

Dans ce travail une approche globale des propriétés magnétiques a été tentée. Une mise au point sur le magnétisme de l'état solide était donc nécessaire pour expliciter certains phénomènes habituellement non considérés dans les roches. Pour un exposé plus approfondi on pourra consulter les ouvrages de Kittel (1970), Herpin (1968) et Van Vleck (1932).

I.1 - Les différents types de comportement magnétique

I.1.1 - Diamagnétisme et paramagnétisme

Dans la matière, à toute charge électrique en rotation correspond un moment magnétique qui est un vecteur proportionnel au moment cinétique de la charge considérée. Dans les phénomènes macroscopiques seuls les électrons interviennent, par leur moment cinétique orbital (rotation autour du noyau) ou de spin (rotation sur eux-mêmes). Dans un champ magnétique H on définit, à partir du moment magnétique par unité de volume ou aimantation M d'une substance, sa susceptibilité X telle que :

$$M = X \cdot H$$

Le phénomène de diamagnétisme, universel, fait que l'application d'un champ induit une aimantation de sens opposé due à la précession des moments cinétiques orbitaux.

Le calcul de la susceptibilité diamagnétique conduit à l'expression :

$$\chi = - \frac{NZ e^2}{6 mc^2} \langle r^2 \rangle$$

où N est le nombre d'atomes, Z le nombre d'électrons par atome et $\langle r^2 \rangle$ le carré moyen de la distance des électrons au noyau. La valeur de cette susceptibilité, toujours très faible et indépendante du champ et de la température, varie donc selon les caractéristiques du nuage électronique, c'est-à-dire selon l'élément considéré et les liaisons interatomiques.

A ce terme s'ajoute dans le cas le plus général un terme positif correspondant au paramagnétisme de Van Vleck (1932) et dû à l'existence d'états électroniques excités de haute énergie. Ce terme, indépendant de la température, est habituellement inférieur en valeur absolue au terme diamagnétique.

Les moments magnétiques des électrons sont le plus souvent compensés par l'appariement des électrons, donnant un moment résultant nul pour l'atome. Cependant dans certains cas le remplissage incomplet des sous-couches électroniques conduit à un moment magnétique résultant μ_0 non nul. Dans les solides les couches superficielles sont impliquées dans les liaisons interatomiques et seul le remplissage incomplet de couches profondes peut donner un moment permanent. C'est le cas de certains éléments de transition, terres rares et actinides.

Dans un champ magnétique la polarisation des moments élémentaires μ_0 parallèlement au champ est contrecarrée par l'agitation thermique. Le calcul de l'aimantation de N moments élémentaires μ_0 en tenant compte de la quantification de leur orientation donne :

$$M = N\mu_0 \tanh \frac{\mu_0 H}{kT}$$

La fonction tangente hyperbolique, $\tanh x$, se réduit à x lorsque $x < 0.1$; ceci équivaut pour une unité de moment élémentaire (magnéton de Bohr) à $H/T < 2 \cdot 10^3 \text{ Oe} \cdot \text{K}^{-1}$, ce qui correspond aux conditions expérimentales usuelles. Pour des valeurs supérieures de H/T on tend vers une saturation à la valeur $N\mu_0$. Dans les conditions usuelles on a donc :

$$M = \frac{N\mu_0^2}{kT} \cdot H$$

la susceptibilité ne dépend alors pas du champ :

$$X = C/T \text{ avec } C = \frac{N\mu_0^2}{k}$$

C'est la loi de Curie, caractéristique du paramagnétisme de Langevin, C étant par définition la constante de Curie. Dans le cas particulier des métaux, qui possèdent des électrons libres de conduction, on observe un phénomène différent - le paramagnétisme de Pauli - donnant une susceptibilité très faible et indépendante de la température.

I.1.2 - L'ordre magnétique

Le calcul du paramagnétisme de Langevin suppose les moments élémentaires indépendants. Or si les atomes porteurs de moments sont suffisamment rapprochés apparaît une interaction forte de nature quantique, appelée interaction d'échange, qui tend à aligner les deux moments voisins soit parallèlement, c'est l'interaction ferromagnétique, soit antiparallèlement, c'est l'interaction antiferromagnétique. Cette interaction entraîne, si son énergie est supérieure à l'énergie d'agitation thermique, un ordre magnétique à grande échelle au-dessous de la température d'ordre, appelée température de Curie T_C pour les ferromagnétiques et température de Néel T_N pour les antiferromagnétiques.

Au-dessus de la température d'ordre, la substance a un comportement paramagnétique, mais dans le calcul de la susceptibilité s'ajoute un terme dû à l'interaction d'échange ; ceci conduit à la loi de Curie-Weiss :

$$\chi = \frac{C}{T - \theta}$$

où θ est la température de Curie paramagnétique, positive et égale à T_C pour une interaction ferromagnétique et négative pour une interaction antiferromagnétique. La valeur absolue de θ (de même que la température d'ordre) croît avec l'intensité de l'interaction qui dépend de la nature du réseau cristallin, des atomes interagissants et de la distance entre ceux-ci.

En dessous de la température d'ordre on a, pour les antiferromagnétiques, une susceptibilité faible, ne dépendant pas du champ (pour des valeurs de H pas trop élevées) et peu de la température.

Pour les ferromagnétiques on observe une aimantation spontanée M_S en champ nul, qui de même dépend peu de la température, lorsque celle-ci est nettement inférieure à T_C . Cependant on peut observer une aimantation spontanée dans d'autres cas plus complexes. En effet, dans un cristal antiferromagnétique, on a deux sous-réseaux de moments, orientés antiparallèlement. Si les deux sous-réseaux possèdent des différences (dans la nature ou le nombre des atomes présents) leurs aimantations ne se compenseront pas complètement, donnant ainsi une aimantation spontanée ; c'est le ferrimagnétisme. Dans d'autres cas on observe une interaction asymétrique, telle que les deux sous-réseaux ne sont pas parfaitement antiparallèles ; c'est le faible ferromagnétisme. Ces différentes possibilités sont résumées ci-dessous : (fig. 1)

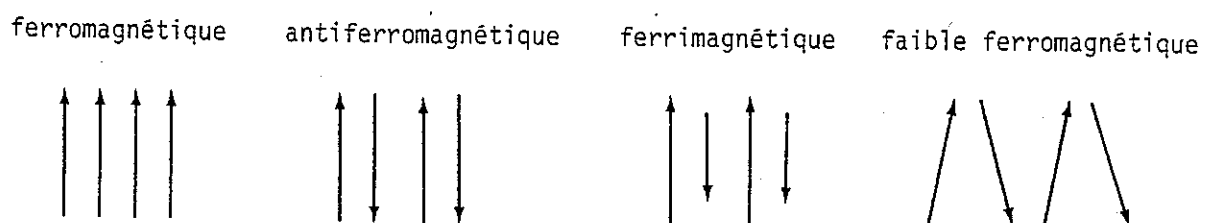


Figure 1 - Schéma de la disposition des moments élémentaires pour différents types d'ordre

En fait dans une substance massive on n'observe pas l'aimantation spontanée correspondant à l'alignement complet de tous les moments car cela nécessiterait une trop grande énergie. L'état d'énergie minimale est réalisé par la formation de domaines où les moments sont alignés selon une même direction, séparés par des parois où l'aimantation tourne rapidement. Par compensation entre les domaines, l'aimantation

en champ nul tend vers zéro. Sous champ, les parois se déplacent, donnant une aimantation résultante non nulle. La présence de défauts gênant ce déplacement donne lieu au cycle d'hystérésis de l'aimantation, schématisé dans la fig. 2, permettant de définir l'aimantation à saturation M_s , l'aimantation rémanente M_r et le champ coercitif H_c .

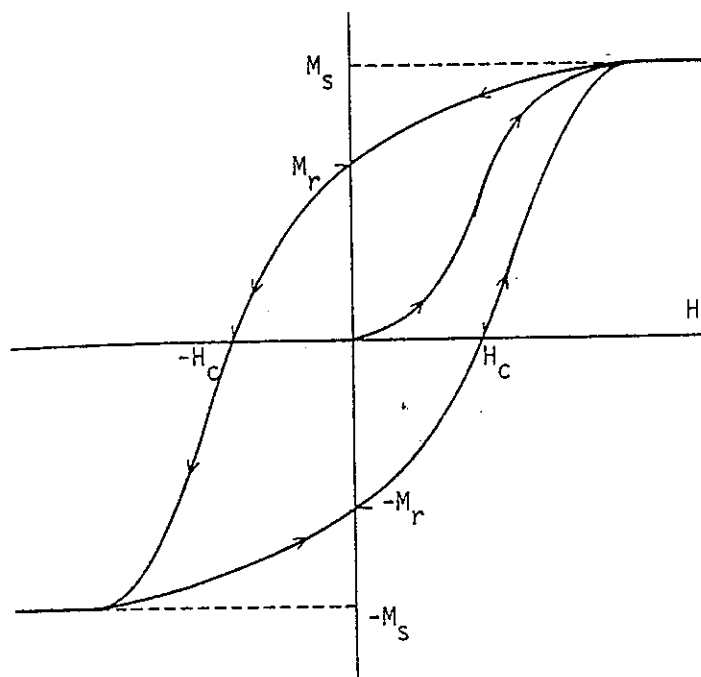


Figure 2 - Courbe d'aimantation M en fonction du champ H pour un ferromagnétique : première aimantation et cycle d'hystérésis

On voit que la susceptibilité est fonction du champ et qu'elle tend vers zéro en champ fort : c'est le phénomène de saturation.

La figure 3 résume les caractéristiques des différents comportements magnétiques présentés jusqu'ici, en fonction du champ et de la température. Ce sont ces caractéristiques qui vont permettre de différencier les multiples phases magnétiques présentes dans une roche.

I.2 - L'anisotropie magnétique

On n'a pas considéré jusqu'à présent la variation des propriétés magnétiques selon les directions de l'espace. Or une telle anisotropie existe dans le cas général, et pour les composés ordonnés elle est primordiale pour comprendre leur comportement. Le traitement mathématique de l'anisotropie sera abordé ultérieurement et l'on se bornera ici à expliciter les origines et les caractéristiques de l'anisotropie magnétique.

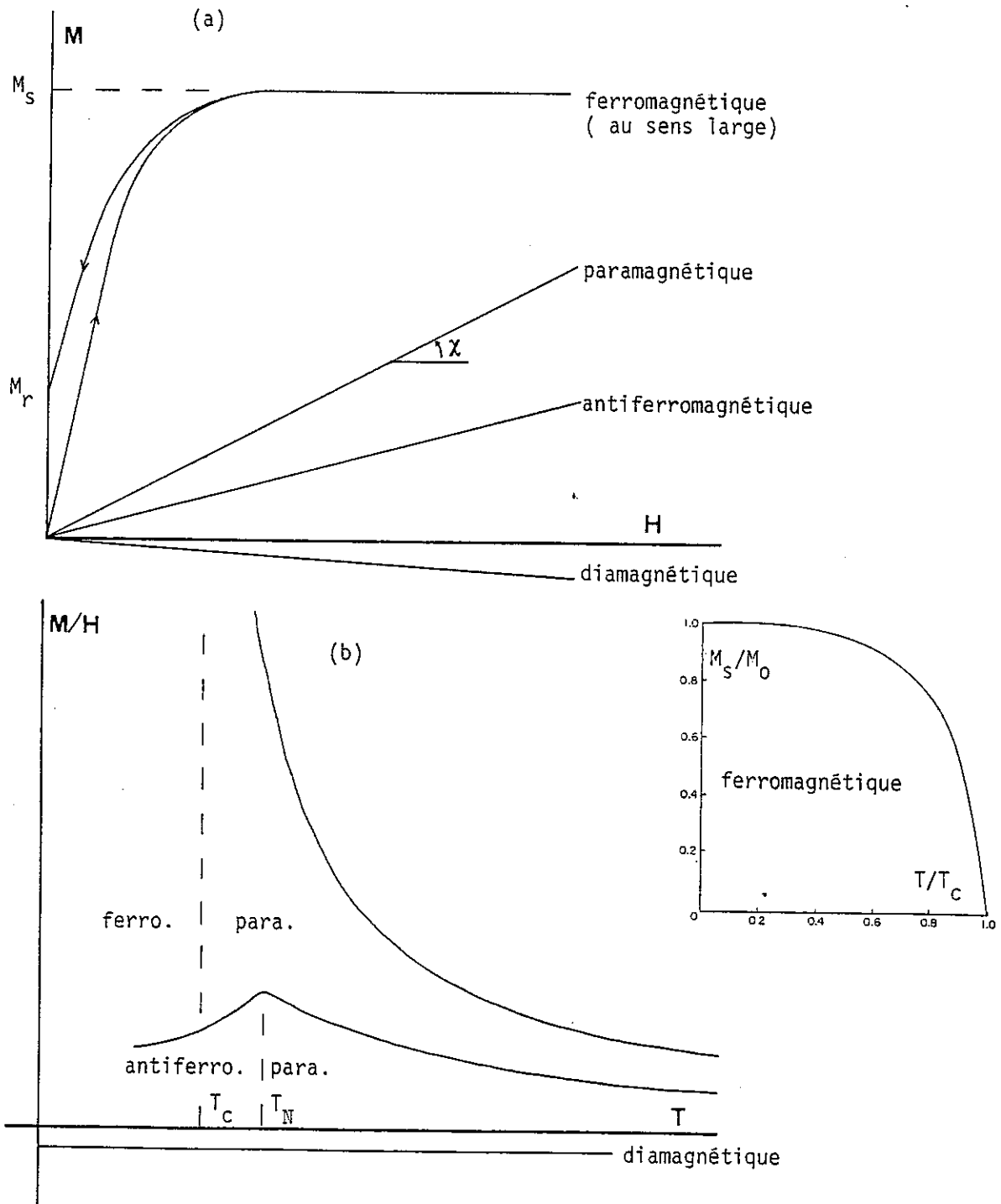


Figure 3 - Courbes caractéristiques des différents types de magnétisme ;
 a) : aimantation en fonction du champ,
 b) : susceptibilité en fonction de la température

I.2.1 - Anisotropie magnétocristalline

Dans un cristal le mouvement des électrons est lié au réseau cristallin. Suivant les caractéristiques de ce réseau on peut donc s'attendre à observer une anisotropie, dite magnétocristalline, corrélée aux axes cristallographiques. Dans les diamagnétiques il existe ainsi une anisotropie de la susceptibilité plus ou moins importante selon la géométrie des liaisons. Dans les paramagnétiques, sans considérer l'interaction d'échange possible, peut aussi s'observer une anisotropie du moment (donc de la constante de Curie et de la susceptibilité) pour certains ions placés dans des sites cristallographiques à symétrie trigonale. C'est le cas de l'ion Fe^{2+} mais pas de Fe^{3+} . Un tel comportement a été décrit par Ballet (1979) dans les phyllosilicates ; la constante de Curie, due à Fe^{2+} est alors plus grande dans le plan des feuillets silicatés que perpendiculairement à ce plan.

Lorsqu'intervient l'interaction d'échange, celle-ci est en général anisotrope puisque liée à la géométrie du réseau des ions magnétiques. Dans l'état paramagnétique cette anisotropie se traduit par une variation de la température paramagnétique θ selon les axes cristallographiques, entraînant une anisotropie de susceptibilité même si C est isotrope.

En dessous de la température d'ordre l'anisotropie magnétocristalline a plusieurs effets :

- En champ nul elle fixe la direction des réseaux de moments selon certaines directions cristallographiques.
- En présence de champ elle conduit pour les ferromagnétiques à une anisotropie de la susceptibilité initiale (mais pas à une anisotropie de M_S). Pour les autres types d'ordre magnétique la combinaison entre l'interaction d'échange, l'anisotropie magnétocristalline et la géométrie du réseau donne lieu à une grande variété de comportements, montrant en général une anisotropie de la susceptibilité (des cas particuliers intéressant les roches seront envisagés au chapitre III).

I.2.2 - Anisotropie de forme

L'aimantation M d'un solide crée un champ magnétique H' qui s'oppose à cette aimantation : c'est le champ démagnétisant, que l'on écrit sous la forme :

$$H' = N \cdot M$$

où N est le facteur de champ démagnétisant, qui dépend de la forme du solide. N varie de la valeur 0, le long de l'axe d'une aiguille de longueur infinie, à la valeur 4π , perpendiculairement à un disque de rayon infini. Dans un champ appliqué H l'aimantation d'un solide de susceptibilité intrinsèque X va s'écrire :

$$M = X (H - H') = X (H - N \cdot M)$$

d'où

$$M = \frac{X}{1 + XN} \cdot H = X' H$$

la susceptibilité apparente χ' va donc être fonction de N . Deux cas limites peuvent être considérés :

- $X \ll 1$ ce qui entraîne $\frac{X}{1 + \chi N} \approx X$

L'effet de champ démagnétisant est négligeable et seule l'anisotropie magnétocristalline intervient.

- $X \gg 1$ ce qui entraîne $\frac{X}{1 + \chi N} \approx \frac{1}{N}$

C'est le cas de la susceptibilité initiale des corps ferromagnétiques. La seule anisotropie influant sur la susceptibilité est alors celle du facteur de champ démagnétisant, c'est-à-dire l'anisotropie de forme.

I.3 - Phénomènes propres aux grains fins

L'état de division implique dans les grains de substances ordonnées des phénomènes particuliers qui ont conduit à parler d'un magnétisme des grains fins, par opposition au magnétisme de la matière massive. Ces propriétés sont communes aux grains fins des substances présentant un ferromagnétisme, ferrimagnétisme ou faible ferromagnétisme, que l'on englobera dorénavant sous le terme : ferromagnétiques (s.l.).

I.3.1 - Polydomaines et monodomaines

On a vu que dans la substance massive, pour minimiser l'énergie magnétostatique (c'est-à-dire de champ démagnétisant), avait lieu une décomposition en domaines, dont les moments s'orientent dans les directions de facile aimantation définies par l'anisotropie magnétocristalline ; ces domaines sont séparés par des parois et la décomposition est telle que l'aimantation en champ nul tend vers zéro. Cette décomposition fait apparaître une nouvelle énergie localisée dans les parois et dépendante de la surface des parois, de l'anisotropie magnétocristalline et de l'interaction d'échange, tandis que l'énergie magnétostatique dépend de l'aimantation spontanée M_s et du volume v du grain. On conçoit qu'il existe un volume critique au-dessous duquel la décomposition en domaines n'est plus la solution de moindre énergie ; les parois disparaissent alors et l'on a un grain monodomaine.

Une première caractéristique des monodomaines est qu'ils présentent une aimantation spontanée maximale : ils joueront donc un rôle primordial dans la rémanence. Sous l'action d'un champ l'aimantation ne peut être modifiée que par la rotation d'ensemble des moments, ce qui implique un champ coercitif beaucoup plus fort et une susceptibilité plus faible que dans le cas des polydomaines où ces paramètres dépendent de la capacité des parois à se déplacer. Le champ coercitif va dépendre de l'anisotropie magnétocristalline, de l'anisotropie de forme, de la taille et des défauts du grain, en particulier l'état de surface. Ce sont ces mêmes causes qui vont déterminer la (ou les) direction d'aimantation spontanée ou direction de facile aimantation d'un grain.

I.3.2 - Effets thermiques sur les monodomains

Pour un grain d'anisotropie uniaxiale (une seule direction de facile aimantation) le vecteur aimantation a deux positions d'équilibre de sens opposés. L'énergie nécessaire pour passer d'une position à l'autre est :

$$E = \frac{H_C \cdot M_S}{2} \cdot v$$

où v est le volume du grain. Cette énergie peut être fournie par l'application d'un champ magnétique ou par l'agitation thermique. Ces considérations ont permis à L. Néel (1949) de calculer pour un grain le temps de relaxation de son aimantation :

$$\tau = C \exp \left(\frac{v H_C M_S}{2 k T} \right)$$

avec $C \approx 10^{-10} \text{s}$,

et en considérant une assemblée de grains possédant une aimantation M_0 à l'instant t_0 , l'expression de l'évolution de son aimantation M en champ nul en fonction du temps t :

$$M = M_0 \exp \left(- t/\tau \right).$$

Si le temps de relaxation est inférieur au temps de mesure, les grains n'apparaîtront plus comme ferromagnétiques, mais auront des propriétés similaires à celle d'une substance paramagnétique : c'est le superparamagnétisme. Comme le temps de relaxation τ croît exponentiellement avec v/T la transition ferromagnétisme-superparamagnétisme s'observe lorsque l'état de division augmente jusqu'à ce que le volume du grain soit inférieur à un volume critique v_C ou bien lorsque la température croît et dépasse la température dite de blocage, T_b , qui peut être très inférieure à la température de Curie T_C .

I.3.3 - Les différents types d'aimantation rémanente

A ce stade il est possible de définir les différents types d'aimantation rémanente pouvant être acquise par des grains fins ferromagnétiques :

- à une température donnée, l'application d'un champ supérieur au champ coercitif d'un grain donne instantanément à son moment la position d'équilibre la plus proche du vecteur champ magnétique. L'aimantation résultante en champ nul est appelée aimantation rémanente isotherme ou A R I. Les autres types d'aimantation ont lieu dans un champ inférieur au champ coercitif ;
- l'aimantation thermorémanente (A T R) s'acquiert lorsque les grains sont refroidis sous champ depuis une température supérieure à leur température de blocage $T_b \leq T_C$. On a au passage de T_b une transition (super-)paramagnétisme-ferromagnétisme au cours de laquelle les moments se bloquent préférentiellement dans le même sens que le champ appliqué ;

- de la même manière si, à température constante, un processus chimique fait augmenter le volume d'un grain jusqu'à son volume critique, il va acquérir une aimantation rémanente dite cristalline ou chimique (A R C) ;

- enfin l'exposition à un champ magnétique pendant un temps suffisamment long t , va orienter préférentiellement les moments des grains tels que $\tau \ll t$, donnant ainsi une aimantation rémanente stable par rapport au temps de mesure $t_0 \ll \tau$, appelée aimantation rémanente visqueuse (A R V).

I.4 - Grandeurs et unités magnétiques

Les grandeurs magnétiques fondamentales sont l'induction magnétique \vec{B} , le champ magnétique \vec{H} , le moment magnétique \vec{m} et l'aimantation \vec{M} , moment par unité de volume. L'induction est telle que :

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{M})$$

Dans le système international les unités sont les suivantes : l'induction est en Tesla, le champ et l'aimantation en $A.m^{-1}$ et le moment en $A.m^2$. μ_0 vaut $4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry . m^{-1} .

Dans le système cgs qui sera utilisé dans ce travail on a cette fois $\mu_0 = 1$, entraînant une confusion entre le champ et l'induction. La correspondance entre les deux systèmes est la suivante :

	cgs	M K S A
induction	1 gauss	= 10^{-4} T
champ	1 Oe	= $\frac{1}{4\pi} 10^3 A.m^{-1}$
moment	1 uem	= $10^{-3} A.m^2$
aimantation	1 uem.cm ⁻³	= $10^3 A.m^{-1}$
susceptibilité	1 uem.Oe ⁻¹ .cm ⁻³	= 4π (sans dimension)

En fait pour des études quantitatives il est éminemment plus pratique d'utiliser le moment par unité de masse ou aimantation spécifique en $uem.g^{-1}$, car la masse d'un échantillon est beaucoup mieux définie et plus facile à mesurer que son volume. La susceptibilité spécifique, qui est celle que l'on trouve le plus souvent dans les références sur les minéraux, sera donc donnée en $uem.Oe^{-1} . g^{-1}$. En pratique les grandeurs mesurées en uem, $uem.cm^{-3}$ et $uem.g^{-1}$ seront souvent dans ce texte désignées par le même mot : l'aimantation.

CHAPITRE II - DEFINITIONS ET PROBLEMES GEOLOGIQUES TRAITES

Une roche est un objet naturel qui, s'il peut être assimilé pour les besoins d'un modèle interprétatif à une catégorie spécifiée par une composition chimique, un âge, un ellipsoïde de déformation, ..., représente plus qu'une somme de caractères indépendants et doit être considéré dans sa globalité. C'est pourquoi, en tentant de dégager des relations entre les propriétés magnétiques et la déformation dans des roches sédimentaires alpines, j'ai dû m'intéresser à de nombreux aspects de la géologie, qui peuvent se diviser en trois grandes parties :

- l'aspect pétrographique où l'on définit la nature du matériau étudié, nature qui conditionne les propriétés magnétiques et les caractéristiques de la déformation ;
- l'aspect structural, qui décrit les transformations géométriques et mécaniques du massif rocheux ;
- l'aspect "historique" de la succession des phénomènes géologiques et de leur empreinte à l'échelle microscopique.

II.1 - Description de la roche

II.1.1 - Nature pétrographique

La composition chimique est un premier aspect de la description pétrographique d'une roche et un certain nombre d'analyses chimiques ont été effectuées sur les roches étudiées. Mais la nature des minéraux formés par les diverses espèces chimiques est surtout déterminante. Les roches considérées dans cette étude sont des calcaires et marnes sédimentés sur le plateau continental et où l'on peut trouver les minéraux suivants :

- carbonates (calcite et dolomie), phyllosilicates, quartz, formant la très grande majorité de la roche ;
- sulfures, oxydes, oxyhydroxydes de fer et d'autres métaux, ainsi qu'un certain nombre de minéraux accessoires d'origine détritique ou diagénétique.

J'ai utilisé, pour déterminer la minéralogie, des diagrammes de poudre en diffraction X, l'observation microscopique de lames minces en lumière transmise ou réfléchie et la microscopie électronique à balayage couplée à un analyseur par fluorescence X. Enfin la spectroscopie Mössbauer nous a permis d'aborder des problèmes concernant les sites cristallographiques occupés par les ions du fer et leur état d'oxydation.

Les caractéristiques des grains qui composent la roche (taille, forme, défauts, structure interne, ...) sont aussi intéressantes et accessibles en partie par la microscopie optique ou électronique. Enfin l'origine des grains doit être considérée :

- grains déjà formés lors de leur incorporation au sédiment : particules détritiques

d'origine continentale, argiles, matière organique, débris biogéniques calcaires ou siliceux, ... ;

- grains ayant cristallisé postérieurement au dépôt, soit précocement pendant la diagenèse (par exemple les carbonates et les sulfures), soit ultérieurement, pendant un changement des conditions de pression et température lié à un métamorphisme, ou pendant l'oxydation et l'hydratation liées à l'altération subaérienne.

II.1.2 - Déformation

Le déplacement d'un point quelconque d'un massif rocheux par rapport à un point de référence et des axes fixes consiste dans le cas général en un mouvement de rotation et en une déformation irrotationnelle ou déformation interne. L'analyse structurale a pour but l'étude géométrique de ces deux phénomènes, en général imbriqués dans un état de déformation finie (Ramsay, 1967 ; Vialon et al., 1976). Cette déformation finie est représentée par un ellipsoïde, transformé d'une sphère qui correspond à l'état initial. Les trois axes principaux de cet ellipsoïde, notés X, Y, Z ($X > Y > Z$) sont appelés axe d'allongement, axe intermédiaire et axe d'aplatissement.

Deux cas typiques de déformation sont classiquement envisagés (fig. 4) :

- L'aplatissement pur ; il n'y a alors pas de rotation et l'ellipsoïde de déformation est de révolution autour de l'axe Z, parallèle à l'axe de compression.
- Le cisaillement simple ; cette fois il y a rotation et l'orientation des axes X et Z varie selon l'intensité de la déformation, en restant dans le plan contenant la direction de cisaillement et le pôle du plan de cisaillement.

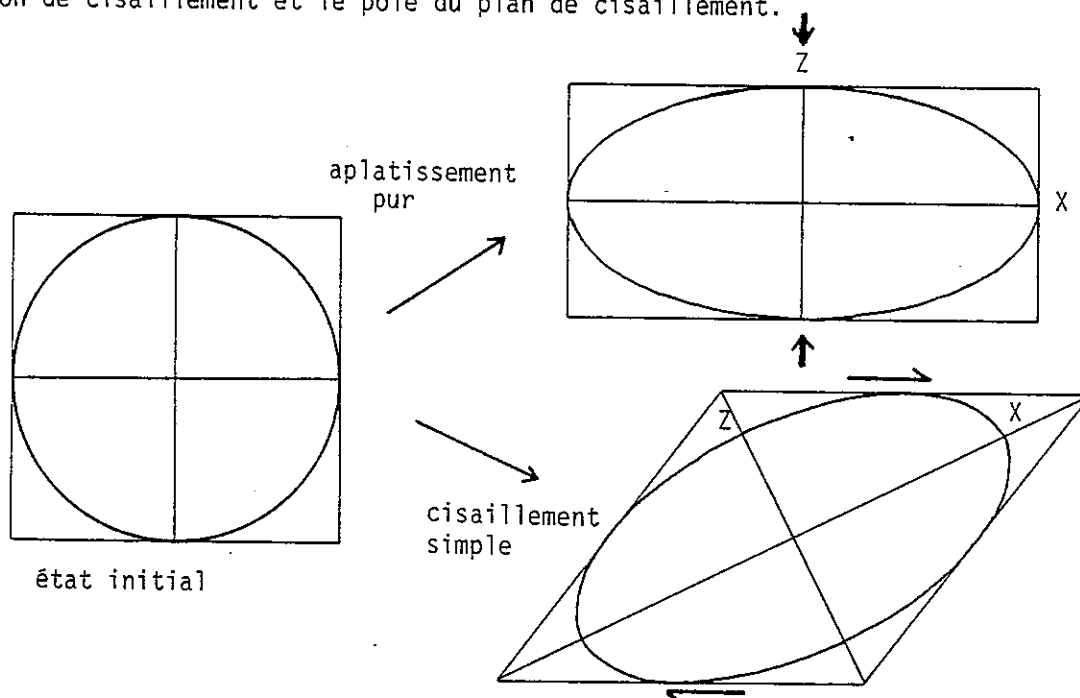


Figure 4 - Deux exemples de déformation finie

Pour décrire géométriquement la déformation on utilise divers éléments d'observation appelés marqueurs :

- marqueurs de l'état initial : lignes et plans rendant compte de la rotation, objets de forme initiale connue qui permettent de calculer la déformation interne ;
- marqueurs de déformations incrémentales, tels que plans de schistosité, fentes d'extension, stries, ...

On a considéré jusqu'à maintenant le matériau comme continu. Or dans les matériaux géologiques les discontinuités préexistantes (plan de stratification) ou acquises au cours de la déformation (fractures, schistosité, ...) jouent un rôle primordial dans le comportement de l'objet observé. Par exemple, si lors d'un cisaillement simple apparaît un plan de schistosité S , perpendiculaire à l'axe incrémental d'aplatissement Z , la rotation va rapprocher S du plan de cisaillement. La discontinuité déterminée par S pourra alors servir de plan de glissement, guidant ainsi la déformation. Avec l'influence des discontinuités, il faut aussi considérer la possibilité d'une inhomogénéité de la déformation qui fait que l'état de déformation déterminé en un point n'est extrapolable, à partir de l'échelle d'observation, à une plus grande ou plus petite échelle que dans certaines limites en général restreintes.

II.1.3 - Pétrofabrique

En particulier à l'échelle microscopique une roche est un milieu inhomogène et discontinu puisque formé de grains de minéraux variés, qui ont chacun une forme et des axes cristallographiques qui leur sont propres. Dans un référentiel macroscopique lié à la roche la répartition des axes propres à chaque grain correspond à la pétrofabrique. L'orientation préférentielle des axes cristallographiques et axes de forme peut être mesurée au microscope polarisant à partir de lames minces orientées ou bien, pour les axes cristallographiques seulement, à l'aide du goniomètre de texture (Siddans, 1976).

La pétrofabrique est souvent utilisée comme marqueur de la déformation interne dont elle résulte. Cependant la relation entre la pétrofabrique, que l'on peut définir par des fonctions de distribution spatiale pour chaque type d'axes et de grains considérés, et l'ellipsoïde de déformation n'est pas immédiate. Cette relation va dépendre des caractéristiques des grains considérés :

- de leur forme ; on distingue schématiquement les grains en plaquette tels que les phyllosilicates et l'hématite, les grains en aiguille tels que le quartz et la magnétite dans certaines conditions, et les grains isométriques ;
- de la relation entre leur forme et leurs axes cristallographiques ;
- de leur comportement mécanique lors de la déformation, en fonction des conditions physico-chimiques qui règnent dans le milieu : c'est le problème des mécanismes de la déformation.

Un autre aspect que l'on peut rattacher à la pétrofabrication est une disposition anisotrope des grains les uns par rapport aux autres ; celle-ci peut apparaître dans des roches polyminérales où une espèce minérale forme des amas planaires ou linéaires. On parle alors de litage minéral ou de linéation minérale. Cette situation est le plus souvent accompagnée d'une orientation préférentielle de chaque grain : cas de lits de micas dans un micaschiste (fig. 5 a) ; mais elle peut aussi en être indépendante : cas de concentration en lits de grains désorientés ou isotropes (fig. 5 b).

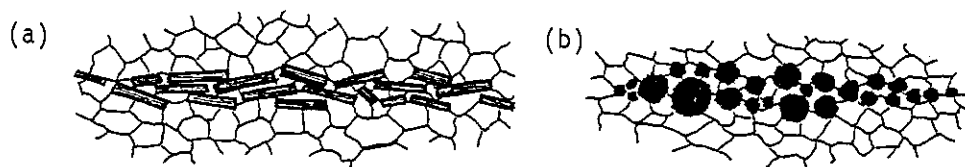


Figure 5 - Arrangement des grains dans deux cas de litage minéral (voir texte)

II.2 - Les mécanismes de structuration de la roche

II.2.1 - Les mécanismes de la déformation à l'échelle du grain

À l'échelle du grain la déformation de l'ensemble de la roche peut être accommodée de diverses façons (Nicolas, Vialon, 1980). Un grain peut d'abord tourner de façon à amener sa plus grande longueur parallèlement à X. Cette rotation peut se faire de manière rigide, on parle alors de marqueur passif, ou par la déformation interne du grain : marqueur actif (fig. 6 a et 6 b).

Le cas des marqueurs passifs correspond soit à un assemblage de grains identiques qui s'orientent en glissant les uns sur les autres soit au cas de grains rigides isolés dans une matrice plus ductile. Dans ce cas on peut établir une relation quantitative entre les valeurs de X, Y, Z et l'orientation préférentielle des grains à condition de se donner un modèle pour la rotation des grains. Le plus simple et le plus connu, appelé modèle de March, suppose que le grand axe des grains se comporte comme une ligne et le petit axe comme la normale à un plan (March, 1932 ; Fernandez, 1978). D'autres modèles tenant compte de la forme des grains ont été proposés (Owens, 1974 ; Fernandez, 1981).

Le cas des marqueurs actifs correspond à la déformation interne du grain par activation de plans de glissement cristallographiques. On a alors une rotation et un changement de forme qui conduisent à une orientation préférentielle des axes cristallographiques. C'est ce que l'on observe dans des roches monominérales, telles que

les marbres ou les quartzites, à des conditions de température et de pression suffisantes pour activer le glissement des dislocations. Là encore le calcul de la relation entre pétrofabrique et déformation est possible (Owens, 1974).

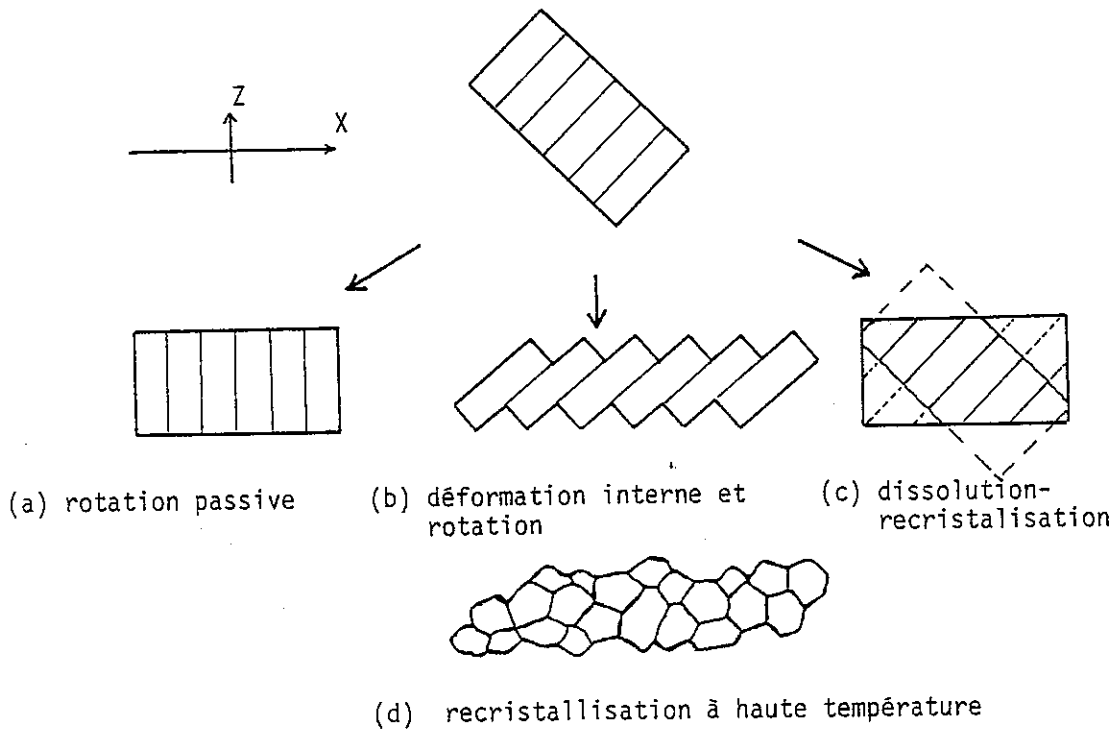


Figure 6 - Les différents mécanismes de rotation ou de déformation d'un grain

Mais il peut intervenir une recrystallisation des grains qui cette fois rend la relation entre déformation et pétrofabrique impossible à quantifier (Siddans, 1977). Deux types de recrystallisation peuvent se produire ; le premier type est la recrystallisation in situ d'un grain où se sont accumulés de nombreux défauts dus à une déformation interne intense. On a alors une sorte de remise à zéro de la pétrofabrique (fig. 6 d). Tandis que ce phénomène se produit à des températures importantes car il implique une diffusion intracristalline (Nicolas et Poirier, 1976), le deuxième type de recrystallisation invoqué est plutôt du domaine des faibles températures : c'est le phénomène de dissolution-recrystallisation. Dans ce cas le grain reste fixe mais voit ses parties les plus contraintes dissoutes tandis que le grain s'accroît dans ses parties abritées (fig. 6 c), la matière transférée d'une face à l'autre étant transportée dans un milieu aqueux enrobant le grain (Kerrich, 1977 ; Gratier, 1982). Ce processus conduit à une orientation préférentielle des axes de forme tandis que l'orientation initiale des axes cristallographiques est conservée.

Ce phénomène, bien connu dans le cas du quartz et de la calcite, nécessite cependant la présence de cavités et de gradients de contrainte importants ce qui fait qu'il se limite aux sédiments encore peu consolidés. Dans les roches déjà lithifiées on observe plus fréquemment une dissolution à une échelle nettement supérieure à celle du grain, formant ainsi des "plans" de dissolution se propageant à travers la roche. Le transfert chimique s'effectue alors de même à une plus grande échelle, la recristallisation ayant lieu dans des fentes de tension à des distances de la zone de dissolution pouvant être importantes. C'est le phénomène classique de stylolithisation des calcaires (Arthaud et Mattauer, 1969), que l'on retrouve dans les roches polyminérales contenant calcite ou quartz, ces deux minéraux étant les plus sensibles à la dissolution dans le domaine des faibles températures (Gratier, 1982).

Par ce mécanisme on obtient une structure en domaines (Woodland, 1982), où les plans de dissolution, de répartition plus ou moins dense, séparent des régions où la déformation a pu être très faible ou du moins très différente de la déformation macroscopique. Les parois de ces domaines sont formées par l'accumulation des grains insolubles, pouvant être accompagnée d'une rotation ou d'une recristallisation. On voit que cette situation peut conduire à une très grande complexité de la pétrofabrication, en fonction de l'échelle d'observation considérée.

Tous ces mécanismes peuvent plus ou moins intervenir concurremment, la prédominance de l'un d'eux dépendant de la minéralogie, des conditions de pression, température, pression de fluide, activité chimique, vitesse de déformation, ... (Gapais et Le Corre, 1982). Vu la complexité du système seule l'observation pourrait trancher, mais elle conduit quelquefois à des interprétations contradictoires (Oertel - Siddans, 1978).

II.2.2 - La formation de nouveaux minéraux

On a vu l'importance du chimisme dans les mécanismes de la déformation ; mais il intervient aussi par la possibilité d'apparition de nouveaux minéraux qui correspondent à une redistribution des éléments en un assemblage plus stable dans les nouvelles conditions de pression et température. Ces nouveaux grains peuvent soit cristalliser selon une orientation fonction de la contrainte soit être orientés par la déformation tout au long de leur croissance. Ces mécanismes conduisent souvent à une orientation préférentielle intense, différente de celle qui proviendrait de la simple rotation de particules préexistantes (Siddans, 1977). La pétrofabrication peut alors n'avoir plus grand rapport avec la déformation totale subie par la roche.

L'importance possible de la néocrystallisation couplée à une déformation synmétamorphique a été invoquée. Mais elle peut se produire à différentes époques de l'histoire de la roche : soit pendant la diagénèse, c'est par exemple la cristallisation qui conduit à la cimentation du sédiment, soit pendant un épisode d'altération subaérienne. Les nouveaux grains formés ont tendance à épouser les structures

préexistantes, vides intergranulaires, emplacement d'un grain dissout, fissures, ... Ils acquièrent ainsi une fabrique héritée ou mimétique, sans rapport avec une quelconque déformation contemporaine de la cristallisation.

II.2.3 - Le problème de l'état initial

Enfin pour obtenir la déformation finie à partir de la connaissance de l'état actuel, il faut encore se donner un état initial, ce qui dans les sédiments n'est pas forcément évident : si l'on dispose en général du repère constitué par le plan de dépôt, assimilé au plan horizontal, la fabrique initiale n'est pas connue.

Pour des grains de forme allongée ou aplatie, la fabrique due au dépôt est en général aplatie dans le plan horizontal, de révolution autour de la verticale en l'absence de courant. Un courant fait en effet apparaître une anisotropie linéaire supplémentaire dans le plan de dépôt. Il est possible de tenir compte de cette fabrique initiale dans l'étude des marqueurs déformés (Ramsay, 1967 ; Dunnet et Siddans, 1971).

Si l'orientation préférentielle liée au dépôt est en général faible, on peut par contre observer un litage minéral très marqué si les conditions de dépôt sont sujettes à des variations brusques. Ultérieurement, la bioturbation peut désorienter plus ou moins complètement le sédiment ; ensuite, au fur et à mesure de l'enfouissement, apparaît une compaction due à la charge des sédiments sus-jacents et qui se produit par expulsion des fluides, diminution des espaces vides par rotation des particules, dissolution-recristallisation, ... Ce processus correspond à une véritable déformation, équivalente à une compression coaxiale à la verticale. La compaction cesse lorsque la roche est complètement cimentée et figée dans ce qui sera l'état initial d'une déformation tectonique ultérieure.

La déformation antérieure à la lithification est éminemment variable selon la nature du sédiment et les caractéristiques du bassin de sédimentation ; c'est ce phénomène qui rend problématique la définition de l'état initial lorsque se superposent compaction et déformation tectonique.

Comme on vient de le voir les différents aspects de la déformation subie par une roche restent souvent mal connus par la multiplicité des phénomènes mis en jeu et souvent par l'impossibilité pratique de les observer facilement. Toute nouvelle source d'informations, en particulier le magnétisme, est donc intéressante à développer pour éclairer certains aspects de la déformation. Cependant on constatera dans le chapitre suivant et dans l'étude régionale (3e partie) que les caractéristiques des marqueurs magnétiques sont à l'image de la complexité des phénomènes géologiques et que la définition de ces caractéristiques et de leurs limites est un préliminaire à l'utilisation du magnétisme en géologie structurale.

CHAPITRE III - MAGNETISME DES ROCHES

III.1 - Propriétés magnétiques des minéraux

III.1.1 - Diamagnétisme et paramagnétisme des minéraux

Si l'on se réfère au tableau d'abondance des éléments chimiques dans l'écorce terrestre (Masson, 1966), parmi les 12 éléments qui constituent 99.4 % de l'écorce terrestre, seuls le fer (5 %) et le manganèse (0.1 %) sont susceptibles de posséder un moment magnétique permanent. La liste par ordre d'abondance des autres éléments pouvant donner des ions paramagnétiques (certains éléments de transition, terres rares, éléments lourds) est longue : Cr, V, Ni, Ce, Cu, Co, Sm, Gd, U, ... ; mais leur contribution par rapport au fer est quasi-nulle sauf dans certains minéraux ou roches qui par leur occurrence très ponctuelle sont plutôt du domaine de la métallogénie que de celui de la géologie générale.

Tableau de quelques ions paramagnétiques présents dans les roches

	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn ²⁺	Mn ³⁺	Cr ³⁺	Co ²⁺	Ni ²⁺	Cu ⁺
C :	592	783	793	547	348	489	218	71

Les constantes de Curie (C) sont en 10^{-4} uem.Oe⁻¹.K.g⁻¹

De même pour le manganèse, le rapport moyen Mn/Fe est 2.10^{-2} et dans les roches étudiées ici il est de l'ordre de 10^{-2} . La magnétochimie des roches se réduit donc en général à celle du fer sauf cas particuliers qu'il ne faut toutefois pas oublier d'envisager. Par exemple le manganèse peut exister en quantité non négligeable dans certaines roches sédimentaires.

La plupart des données présentées dans ce chapitre proviennent de divers ouvrages ou tables : Foex (1957), Nagata (1958), Schieber (1967), Stacey et Banerjee (1974) et Carmichael (1982).

Tableau de susceptibilité moyenne pour quelques minéraux diamagnétiques

Minéral	Formule	χ_m en 10^{-6} cgs
quartz	SiO ₂	- 0.50
orthose	KAlSi ₃ O ₈	- 0.38
calcite	CaCO ₃	- 0.38
eau	H ₂ O	- 0.72

La calcite, de structure rhomboédrique, présente une anisotropie de susceptibilité uniaxiale, la susceptibilité maximale, en valeur absolue, étant parallèle à l'axe c du cristal. Le rapport d'anisotropie correspondant est :

$$P = \frac{\chi_{//c}}{\chi_{\perp c}} = 1.13$$

Pour le quartz l'anisotropie est très faible. Par contre une anisotropie importante a été observée dans l'orthose : $P = 1.34$, la susceptibilité maximale ayant une direction proche de l'axe c du cristal (système monoclinique). Pour le paramagnétisme deux cas sont possibles :

- soit les ions Fe^{2+} ou Fe^{3+} sont suffisamment dilués dans le cristal pour que n'intervienne pas l'interaction d'échange et on peut alors se ramener aux propriétés de l'ion libre ;
- soit il faut tenir compte de l'interaction, ce qui conduit à des propriétés différentes dans chaque composé.

Cependant au-dessus de la température d'ordre la constante de Curie observée correspond toujours à celle de l'ion libre. Pour le Fe^{3+} cette constante est isotrope. Elle est par contre anisotrope pour le Fe^{2+} dans un site à symétrie trigonale (voir 1.I.2.1). L'anisotropie moyenne de la constante de Curie déterminée dans des phyllosilicates par Ballet (1979) vaut :

$$\frac{C_{\perp c}}{C_{//c}} = 1.18$$

c étant l'axe perpendiculaire au plan des feuillets.

III.1.2 - Les différents composés du fer présents dans les roches

III.1.2.1 - Les composés ordonnés à température ambiante

On décrira plus en détail les principaux minéraux ferromagnétiques (au sens large) à température ambiante qui intéressent le plus les paléomagnéticiens, bien que les minéraux antiferromagnétiques en grains fins puissent aussi posséder une aimantation spontanée, comme dans le cas de la goethite.

La magnétite qui est le minéral naturel présentant la plus forte aimantation spontanée, cristallise dans le système cubique (fig. 7), ce qui lui donne une très faible anisotropie magnétocristalline. Par contre l'anisotropie de forme est déterminante vu l'importance de la susceptibilité en champ faible : 0.1 à 3 cgs d'après Hrouda (1982). La magnétite peut contenir diverses impuretés, la plus fréquente étant le titane ; les titanomagnétites ont des propriétés très voisines de celle de la magnétite, avec des températures de Curie plus faibles. En grains fins les champs

coercitifs observés sont inférieurs à 1 kOe. La transition de Verwey, à 118 K, est une caractéristique de la magnétite, due à un changement des axes d'anisotropie. Cette transition peut être altérée ou disparaître en présence de titane ou d'autres défauts cristallographiques.

Tableau de quelques composés ferrimagnétiques ou à faible ferromagnétisme (hématite)

Minéral	Formule	Système	$T_C(^{\circ}C)$	M_S	Particularités
magnétite	Fe_3O_4	cubique	580	92	transition de Verwey à 118 K
maghémite	YFe_2O_3	cubique	675	84	se transforme en αFe_2O_3 au-dessus de $250^{\circ}C$
hématite	αFe_2O_3	rhomboédrique	680	0.5	transition de Morin vers 260 K
jacobsite	$MnFe_2O_4$	cubique	300	84	
magnésioferrite	$MgFe_2O_4$	cubique	310	24	
pyrrhotite	Fe_7S_8	monoclinique	320	18	autre forme antiferromagnétique
greigite	Fe_3S_4	cubique	310	10	se déstabilise vers $280^{\circ}C$

aimantation à saturation, M_S : uem.g⁻¹

Tableau de quelques composés antiferromagnétiques

Minéral	Formule	Système	$T_N(^{\circ}C)$	χ	Particularités
hématite	αFe_2O_3	rhomboédrique	725	20	faible ferromagnétisme superposé
goethite	$\alpha FeOOH$	orthorhombique	120	40	se décompose en hématite vers $350^{\circ}C$
pyrrhotite	Fe_9S_{10}	hexagonal	320		peut devenir ferrimagnétique lors de recuit
troïlite	FeS	hexagonal	320	15	

susceptibilité moyenne à $25^{\circ}C$, χ : 10^{-6} uem.Oe⁻¹.g⁻¹

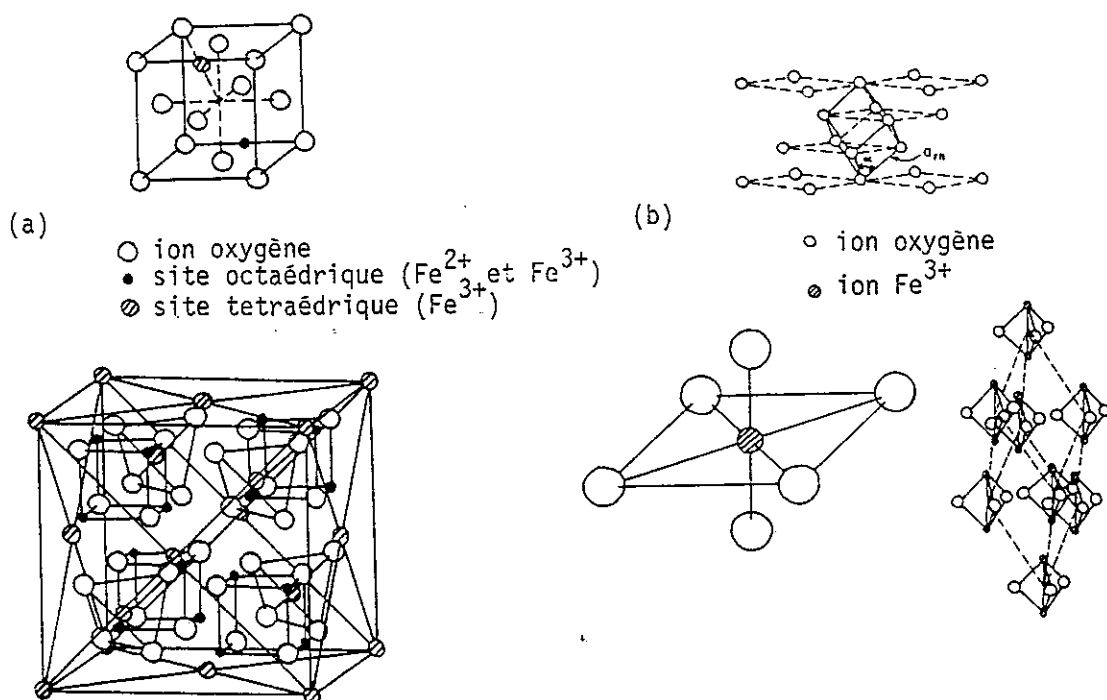


Figure 7 - Arrangements des ions oxygène et fer dans la magnétite (a) et dans l'hématite (b)

L'hématite, $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$, présente un faible ferromagnétisme dû à un couplage asymétrique de type Dzyaloshinsky entre les moments (voir 1.1.1.2 et fig. 7). A ce phénomène s'ajoute une aimantation due aux défauts du cristal. Au-dessous de la température de Morin, environ 260 K, le faible ferromagnétisme disparaît et seule subsiste l'aimantation de défauts (Néel et Pauthenet, 1953). La présence de titane ou l'augmentation de l'état de division peuvent facilement faire disparaître cette transition caractéristique. Une solution solide existe avec l'ilménite, FeTiO_3 , donnant des propriétés variables (voir par exemple Stacey et Banerjee, 1974).

L'anisotropie magnétocristalline est très forte, le plan basal de l'hématite étant un plan de facile aimantation. Ceci conduit à de très forts champs coercitifs : jusqu'à 20 ou 30 kOe (Dunlop, 1971). La susceptibilité moyenne en champ faible est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} cgs, ce qui rend l'anisotropie de forme négligeable. Pour l'anisotropie magnétocristalline on admet généralement un rapport de l'ordre de 100 (Uyeda et al., 1963).

La goethite, αFeOOH , minéral commun authigène ou d'altération qui cristallise dans le système orthorhombique, est antiferromagnétique avec un faible ferromagnétisme parasite. On interprète ce ferromagnétisme par une non-compensation des sous-réseaux de moments due à des lacunes d'oxygène ou à des défauts liés à l'état de division (Strangway et al., 1968 ; Banerjee, 1970). L'aimantation ferromagnétique à saturation, très variable, ne semble pas dépasser 10^{-2} uem.g $^{-1}$. D'après Banerjee

l'anisotropie magnétocristalline serait uniaxiale, l'aimantation spontanée étant parallèle à l'axe c , axe d'allongement du cristal. Le champ coercitif peut être encore plus important que celui de l'hématite.

Comme on l'a vu dans les tableaux précédents le système des sulfures de fer est très complexe ; une revue de leurs propriétés a été faite par Ward (1970). Le sulfure le plus abondant, la pyrite, FeS_2 , présente un paramagnétisme de Van Vleck. La susceptibilité, mal connue, est de l'ordre de $0.5 \cdot 10^{-6}$ cgs.

Le ferrimagnétisme de la pyrrhotite monoclinique, Fe_7S_8 , est dû à un réseau à lacunes ordonnées (fig. 8 d'après Bertaut, 1953). Le plan basal est un plan de facile aimantation avec une susceptibilité en champ faible de 10^{-3} à 10^{-1} cgs qui peut conduire à une anisotropie de forme dans le plan (Fuller, 1963 ; Schwarz, 1974). Mais l'anisotropie magnétocristalline est prépondérante et conduit à un rapport d'anisotropie supérieur à 100 (Uyeda et al., 1963). La pyrrhotite naturelle est en général un mélange de pyrrhotite monoclinique et de pyrrhotite hexagonale, Fe_9S_{10} , qui est anti-ferromagnétique. Le champ coercitif de grains fins serait légèrement supérieur à celui de la magnétite.

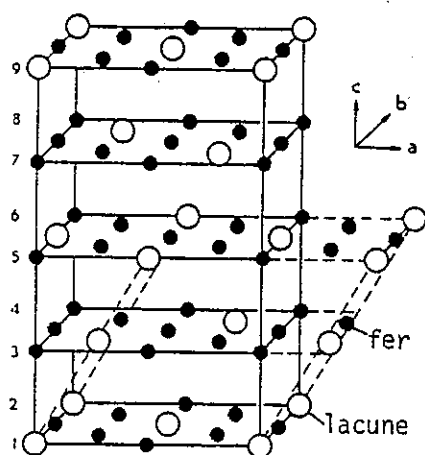


Figure 8 - Structure à lacunes ordonnées de la pyrrhotite monoclinique. On a omis les atomes de soufre et les atomes de fer des plans pairs qui eux sont complets. Les pointillés montrent la maille monoclinique

Enfin la greigite, Fe_3S_4 , minéral authigène assez fréquent (Ward, 1970 ; Suttill et al., 1982) présente un ferrimagnétisme marqué. L'anisotropie magnétocristalline est négligeable et l'on peut prévoir de faibles champs coercitifs et une anisotropie de forme dominante. Ce minéral se déstabilise facilement pour donner de la pyrrhotite et de la pyrite et peut être un précurseur sédimentaire de la pyrite (Pye, 1981).

III.1.2.2 - Les composés paramagnétiques à température ambiante

De nombreux minéraux contenant du fer, principalement les silicates, présentent des substitutions entre le fer et d'autres cations. La susceptibilité, en gros

proportionnelle à la teneur en fer va donc être très variable. Les températures d'ordre diminuent en fonction de la substitution du fer et peuvent disparaître au-delà d'une certaine dilution. Seuls les pôles riches en fer des solutions solides sont mentionnés dans le tableau suivant.

Tableau de quelques composés ordonnés à basse température

Minéral	Formule	Système	Type d'ordre	T _C ou T _N (K)	X
ulvöspinel	Fe ₂ TiO ₄	cubique	AF	120	
chromite	FeCr ₂ O ₄	cubique	F	90	120
ilménite	FeTiO ₃	rhomboédrique	AF	55	94
lépidocrocite	YFeOOH	orthorhombique	AF	73	
fayalite	Fe ₂ SiO ₄	orthorhombique	AF	65	103
ferrosilite	FeSiO ₃	orthorhombique	AF	40	87
grunerite	Fe ₇ {Si ₄ O ₁₁ (OH) ₂ } ₂	monoclinique	AF	45	
biotite	Fe ₃ KAlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	pseudo-hexagonal	AF	7	60-70
sidérite	FeCO ₃	rhomboédrique	AF	40	90

type d'ordre : F : ferrimagnétique - AF : antiferromagnétique
susceptibilité moyenne à 25°C, X : 10⁻⁶ cgs

Les propriétés de divers silicates sont résumées par Coey et al. (1982). Dans le cas des phyllosilicates, qui montrent des structures magnétiques très particulières à très basse température, une étude systématique a été faite par Ballet (1979). La susceptibilité et la constante de Curie sont toujours maximales dans le plan des feuillets. Les mesures de Nilakantan (1938) et Ballet (1979) donnent un rapport moyen d'anisotropie à température ambiante de 1.24 pour divers types de phyllosilicates. L'anisotropie la plus importante est observée dans la biotite, avec un rapport moyen de 1.35.

Dans d'autres silicates tels que les augites (clinopyroxènes) et les hornblendes (amphiboles calciques) le rapport d'anisotropie est de l'ordre de 1.25 (Parry, 1971 ; Wagner et al., 1981 ; Hrouda, 1982). La relation entre les axes magnétiques et cristallographiques est claire seulement dans le cas des hornblendes où la susceptibilité maximale est parallèle à l'axe d'allongement (c) du cristal.

On peut enfin signaler la très forte anisotropie paramagnétique de la sidérite, FeCO₃. La susceptibilité est maximale selon l'axe c du cristal, avec un rapport d'anisotropie de 4.2 à température ambiante (Jacobs, 1963). Malheureusement on ne connaît pas les propriétés des composés intermédiaires entre sidérite et calcite.

En conclusion de cette revue des propriétés magnétiques des minéraux il faut souligner que, parmi les données présentées ici, de nombreuses sont, soit des ordres de grandeur, soit proviennent d'études anciennes, fragmentaires ou contradictoires. Un travail très important reste donc à faire pour établir une solide banque de données sur le magnétisme des minéraux naturels.

III.2 - La susceptibilité des roches et son anisotropie

Une roche, formée d'un assemblage de minéraux, va réunir dans le cas général tous les types de comportement magnétique. La susceptibilité va donc être une fonction complexe de la température et du champ magnétique, cette fonction étant d'abord conditionnée par la "minéralogie magnétique" de la roche.

Si la roche contient des minéraux anisotropes qui présentent une orientation préférentielle, il existera une anisotropie des propriétés magnétiques à l'échelle de la roche. L'étude de l'anisotropie magnétique est donc un moyen de détermination de la pétrofabrique qui a en particulier comme avantage la sensibilité aux faibles anisotropies et la rapidité de la mesure. Des revues du problème ont été faites par Bathal (1971) et Hrouda (1982).

Les causes de l'anisotropie magnétique dans les roches sont de deux types :

- l'orientation préférentielle des axes de forme de grain ou bien l'interaction anisotrope entre grains voisins, pour des minéraux à forte susceptibilité. Ceci concerne la magnétite et peut être la pyrrhotite à un degré moindre ;
- l'orientation préférentielle des axes cristallins pour des minéraux présentant une anisotropie magnétocristalline. Axes cristallins et axes de forme coïncident pour des minéraux en "plaquettes" tels que l'hématite, la pyrrhotite, les phyllosilicates ou en "aiguilles" tels les amphiboles.

En général on étudie la susceptibilité en champ faible et à température ambiante, χ_0 , ce qui favorise la contribution des grains ferromagnétiques. La susceptibilité est décrite par un tenseur symétrique χ_0 tel que l'aimantation \vec{M} induite dans un champ \vec{H} s'écrit :

$$\vec{M} = \chi_0 \cdot \vec{H}$$

Ce tenseur est représenté par un ellipsoïde de susceptibilité dont les trois axes principaux sont $\chi_1 > \chi_2 > \chi_3$. Ces trois axes définissent la fabrique magnétique. On utilisera fréquemment pour chiffrer l'anisotropie le rapport :

$$P = \frac{\chi_1}{\chi_3}$$

On peut écrire le tenseur χ_0 de la roche en fonction du tenseur de chaque grain et de la fonction de distribution spatiale des axes des grains. Les calculs de Daly (1970) et Hrouda (1980) montrent que pour des grains fortement anisotropes ($P > 100$) tels que l'hématite ou la pyrrhotite, la fabrique magnétique ne dépend que

de la fonction de distribution. Pour les autres minéraux tels que la magnétite où l'anisotropie de forme donne au maximum un rapport d'anisotropie de 5 (Hrouda, 1982) pour le grain, ou les minéraux paramagnétiques ou diamagnétiques anisotropes ($P < 1.5$), la fabrique magnétique dépendra aussi de l'anisotropie au niveau du grain. La relation entre la fabrique magnétique et la pétrofabrique peut donc être établie en connaissant les propriétés des minéraux responsables de l'anisotropie.

La bonne coïncidence entre les axes de la fabrique magnétique et les axes de la pétrofabrique a été observée dans de très nombreux cas. La fabrique magnétique rend ainsi compte soit de la fabrique sédimentaire dans les roches sédimentaires non déformées, soit de la fabrique de fluidalité magmatique dans les roches éruptives, soit de la fabrique tectonique dans les roches déformées (Hrouda, 1982).

Dans la très grande majorité des études publiées, on attribue l'anisotropie à la magnétite ou à l'hématite. On trouve cependant quelques observations d'anisotropie liée à l'orientation préférentielle de la pyrrhotite (Fuller, 1963 ; Schwarz, 1974), d'amphiboles (Parry, 1971 ; Wagner et al., 1981) ou de la calcite (Daly et d'Albissin, 1968 ; Owens et Rutter, 1978).

Des tentatives ont été faites pour passer du stade de reconnaissance qualitative de la pétrofabrique à l'exploitation quantitative de la fabrique magnétique pour en déduire les valeurs de la déformation. Des corrélations diverses entre les valeurs de susceptibilité X_1 , X_2 , X_3 et de déformation X , Y , Z ont été observées dans des schistes riches en hématite (Kneen, 1976 ; Rathore, 1979 ; Kligfield et al., 1981) ou en magnétite (Hrouda, 1979 ; Rathore, 1980) ainsi que dans des calcaires métamorphiques à hématite (Kligfield et al., 1982).

Cette corrélation observée à l'échelle locale varie en fait en fonction de nombreux facteurs. En premier lieu les mécanismes de la déformation qui conditionnent la relation entre déformation et pétrofabrique influent a fortiori sur la fabrique magnétique. Les calculs faits par Owens (1974) pour différents modèles de rotation des grains ont bien montré l'importance du modèle choisi. De même que pour la pétrofabrique se pose aussi le problème de la recristallisation des minéraux magnétiques.

D'autre part le type de mesures intervient aussi : Urutia-Fucugauchi (1980) a observé une corrélation entre déformation et anisotropie magnétique mesurée avec un pendule de torsion très différente de celle observée en utilisant le magnétomètre Digico sur les mêmes échantillons.

Enfin l'influence d'autres minéraux que l'hématite ou la magnétite peut compliquer la situation. Il semble en effet que l'on ait généralement une contribution à la susceptibilité due à la "matrice" qui s'ajoute à celle des grains fins ferromagnétiques, biaisant ainsi la relation entre anisotropie magnétique et pétrofabrique des grains ferromagnétiques (Coward et Whalley, 1979). L'élimination de cet effet de matrice a été tentée en utilisant la variation de l'anisotropie en fonction du champ

(Daly, 1967 ; Owens et Bamford, 1976 ; Coward et Whalley, 1979) ou en utilisant l'effet de la variation à petite échelle de la dilution des grains ferromagnétiques dans la matrice (Henry, 1982).

III.3 - L'aimantation rémanente des roches

III.3.1 - Paléomagnétisme et tectonique

Le paléomagnétisme, c'est-à-dire l'étude de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) des roches, utilise la direction de l'ARN pour retrouver l'orientation et la latitude d'un ensemble rocheux au moment de sa formation. La méthode est basée sur trois postulats fondamentaux (Irving, 1963 ; McElhinny, 1973) :

- le champ magnétique terrestre équivaut, en le moyennant sur une période suffisante, au champ créé par un dipôle magnétique virtuel parallèle à l'axe de rotation de la terre et placé au centre de la terre (champ dipôle axial centré) ;
- lors de sa formation une roche acquiert une aimantation rémanente de même direction et même sens que le champ magnétique terrestre de l'époque ;
- la direction d'ARN mesurée actuellement est bien la direction d'aimantation d'origine, dite primaire.

En utilisant ces postulats, vérifiables plus ou moins directement, on a pu reconstituer en latitude et orientation les mouvements des grandes masses continentales au cours des temps géologiques en accord avec la théorie des plaques (McElhinny, 1973). Une fois connue la trajectoire des continents, matérialisée par une série de pôles géomagnétiques virtuels (Irving, 1977), les études paléomagnétiques en zones orogéniques (Van der Voo et Channel, 1980) peuvent permettre de retrouver les mouvements, essentiellement de rotation mais aussi de translation Nord-Sud, des unités impliquées dans l'orogénèse, relativement aux unités continentales stables qui les entourent.

Si l'on est capable de retrancher l'effet des rotations locales dues à un plissement, un basculement, etc... (MacDonald, 1980), il est possible d'observer des rotations d'ampleur régionale, très difficiles à aborder par les marqueurs géologiques classiques, et qui sont très importantes pour la compréhension d'une orogénèse. Cette distinction entre rotation locale et régionale, qui suppose que l'on peut raisonner en termes de blocs rigides, peut être délicate dans les zones intracontinentales où l'on a de plus en plus tendance à invoquer des mécanismes de déformation continue plus sophistiqués que les schémas classiques de la théorie des plaques.

Mais le marqueur directionnel qu'est l'aimantation rémanente primaire peut être altéré par de nombreux phénomènes liés à la tectonique :

- l'acquisition d'une aimantation secondaire due à :
 - . un réchauffement de la roche pendant une période assez longue donnant un mélange

- d'ARV et d'ATR (Pullaiah et al., 1975) ;
- . une recristallisation métamorphique de minéraux ferromagnétiques donnant une ARC secondaire ;
- . l'application de contraintes qui provoquent une aimantation piézorémanente (Pozzi et Zlotnicky, 1981) ;
- la déviation de l'ARN primaire par la déformation interne de la roche. On a alors une rotation qui n'est plus à l'échelle locale ou régionale, mais à l'échelle microscopique.

Un effet de cette sorte a été observé dans des roches sédimentaires tectonisées : par Perroud (1982) dans des calcaires à magnétite, et par Lowrie et Kligfield (1981) dans des argilites rouges à hématite ; il est aussi invoqué dans le cas de la compaction des sédiments qui conduit à une déviation de l'aimantation acquise lors du dépôt (ARD), donnant ainsi une inclinaison plus faible que celle du paléo-champ terrestre (Jamet, 1982).

L'acquisition d'une fabrique peut donc dévier la direction d'aimantation acquise auparavant sur le matériau isotrope, mais l'on peut aussi avoir une déviation par rapport au champ d'acquisition de l'aimantation (ATR, ARV, ARC ou ARD) acquise sur un matériau anisotrope (Fuller, 1963 ; Daly, 1970). L'effet de l'anisotropie sur la direction d'ARN doit être connu pour utiliser une direction paléomagnétique. Fuller (1963) a tenté d'utiliser les mesures d'anisotropie de susceptibilité, puis d'anisotropie d'ARI, assorties à un modèle de comportement tensoriel de l'aimantation pour calculer l'effet de l'anisotropie sur la direction d'aimantation. La première constatation est que anisotropie de susceptibilité et anisotropie d'ARI sont généralement assez différentes (Daly et Zinsser, 1973), ce qui écarte l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité.

Pour ce qui est de l'ARI, Irving et Park (1973) montrent que dans certains cas l'ARN, portée par des grains à fort champ coercitif, est beaucoup moins affectée par l'anisotropie que l'ARI qui est portée par des grains qui ont en moyenne un plus faible champ coercitif.

III.3.2 - Modèles d'influence de l'anisotropie sur l'aimantation rémanente

Le calcul de la déviation de l'aimantation rémanente acquise avant ou après une déformation nécessite un modèle physique. Uyeda et al. (1963), Janak (1967) ont supposé un comportement tensoriel de l'aimantation rémanente, à l'image de celui de la susceptibilité.

Pour une ATR en champ faible la formule suivante est proposée (à 2 dimensions) :

$$\vec{M} = \begin{bmatrix} k_1 & 0 \\ 0 & k_3 \end{bmatrix} \vec{H}$$

où k_j est la susceptibilité en champ faible.

Hormis le problème de la déviation d'une direction paléomagnétique on peut aussi utiliser l'anisotropie d'aimantation rémanente provoquée (ARI ou ATR) au même titre que l'anisotropie de susceptibilité pour déterminer une fabrique magnétique (Daly, 1970). Afin de mieux comprendre l'effet de la déformation sur l'aimantation rémanente plusieurs modèles analytiques concernant l'ARI à saturation et l'ATR acquises avant ou après déformation seront présentés ici.

Ces modèles, à deux dimensions, s'appuient sur les hypothèses suivantes :

- les grains porteurs de l'aimantation sont identiques, sans interaction entre eux, et ils possèdent une anisotropie uniaxiale avec une seule direction de facile aimantation ;
- le moment d'un grain, contenu dans la direction de facile aimantation, se comporte comme un marqueur linéaire passif dans un modèle de March pour une déformation isocaire ;
- les grains sont suffisamment nombreux pour que l'on puisse définir une densité angulaire de moments, D .

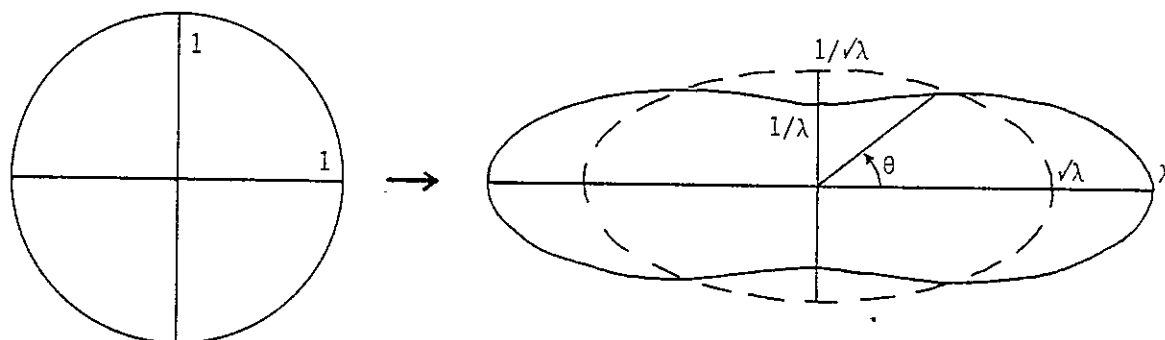


Figure 9 - Etat initial et état final pour l'ellipse de déformation (pointillés) et la fonction de densité D (trait plein ; $D_0 = 1$)

En partant d'un état isotrope où D est égale à une constante D_0 , le modèle de March (Fernandez, 1978), permet de calculer après une déformation d'extension quadratique λ la densité de moments en fonction de l'angle θ (fig. 9) :

$$D = \frac{D_0}{\lambda} \cdot \left(1 - \frac{\lambda^2 - 1}{\lambda^2} \cos^2 \theta \right)^{-1} \quad (1)$$

ou

$$D = \lambda D_0 \left(1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \theta \right)^{-1} \quad (2)$$

- a) Considérons d'abord une ARI à saturation acquise sur le matériau déformé. L'aimantation \vec{M} est la somme vectorielle de la totalité des moments, orientés par le

champ \vec{H} dans le secteur hachuré sur la fig. 10 :

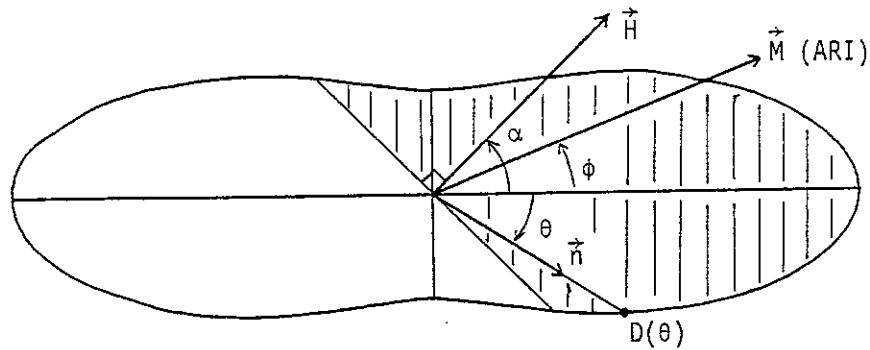


Figure 10 - Schéma du calcul de l'ARI

$$\text{on a } \vec{M} = \int_{\alpha-\pi/2}^{\alpha+\pi/2} D(\theta) \vec{n} d\theta \quad (3)$$

\vec{n} étant le vecteur unitaire d'angle θ

dans le cas isotrope on a : $M = 2D_0 = M_0$. Dans le matériau déformé les composantes de l'ARI sont d'après (1), (2), (3) :

$$M \cos \phi = \frac{M_0 \lambda}{2} \int_{\alpha-\pi/2}^{\alpha+\pi/2} \frac{\cos \theta d\theta}{1 + \delta^2 \sin^2 \theta} \quad (4)$$

$$M \sin \phi = \frac{M_0 \lambda}{2} \int_{\alpha-\pi/2}^{\alpha+\pi/2} \frac{\sin \theta d\theta}{\lambda^2 - \delta^2 \cos^2 \theta} \quad (5)$$

en posant : $\delta^2 = \lambda^2 - 1$

après intégration (annexe 1) on obtient :

$$\left. \begin{aligned} M \cos \phi &= \frac{M_0 \lambda}{\delta} \operatorname{Arctg} (\delta \cos \alpha) \\ M \sin \phi &= \frac{M_0}{2\delta} \operatorname{Log} \left(\frac{\lambda + \delta \sin \alpha}{\lambda - \delta \sin \alpha} \right) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Les ARI maximale et minimale ont pour expression :

$$\left. \begin{aligned} M_1 &= \frac{M_0 \lambda}{\delta} \operatorname{Arctg} \delta \\ M_3 &= \frac{M_0}{2\delta} \operatorname{Log} \left(\frac{\lambda + \delta}{\lambda - \delta} \right) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

- b) Pour calculer l'aimantation, notée ARID, obtenue après la déformation d'une ARI acquise sur le matériau isotrope, il suffit de remplacer dans (6) l'angle α par l'angle α' défini sur la fig. 11.

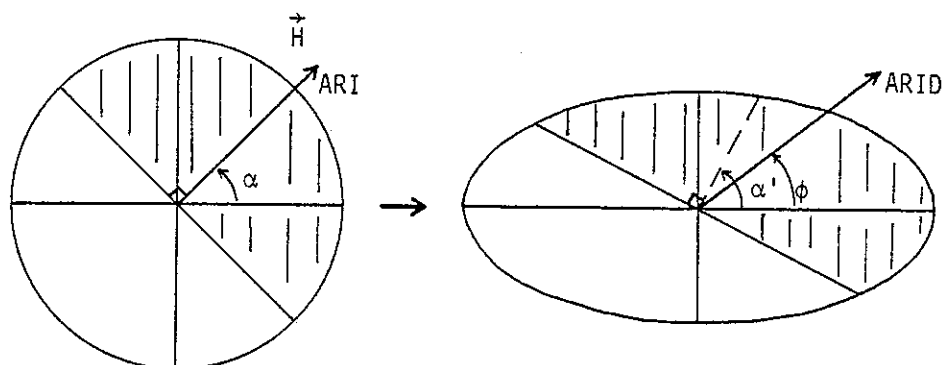


Figure 11 - Schéma du calcul de l'ARID

$$\text{on a } \alpha' = \text{Arctg}(\lambda \text{tg } \alpha) \quad (8)$$

- c) On utilise maintenant les hypothèses de départ dans le cas d'une ATR en champ faible. L'intervention des fluctuations thermiques conduit à une modification de la formule (3). On a cette fois :

$$\vec{M} = \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos(\theta - \alpha) \vec{n} \, d\theta \quad (9)$$

D n'est plus la densité de tous les moments dans une direction mais la différence, dans la direction du champ, entre les moments orientés dans le sens du champ et dans le sens opposé. Cette différence est proportionnelle au champ appliqué et à la densité totale de moments. On peut remarquer que l'on a la même relation pour une ARV ou pour une ARC, avec un facteur de proportionnalité différent, ce qui change seulement la valeur de M_0 .

Après intégration (annexe 1) on obtient cette fois une relation beaucoup plus simple :

$$\text{tg } \phi = \frac{M_3}{M_1} \text{tg } \alpha \quad (10)$$

$$\text{avec } M_1 = \frac{2\lambda}{\lambda + 1} M_0 \text{ et } M_3 = \frac{2}{\lambda + 1} M_0 \quad (11)$$

- d) On considère enfin l'aimantation, notée ATRD, qui résulte de la déformation d'une ATR acquise sur le matériau isotrope (fig. 12).

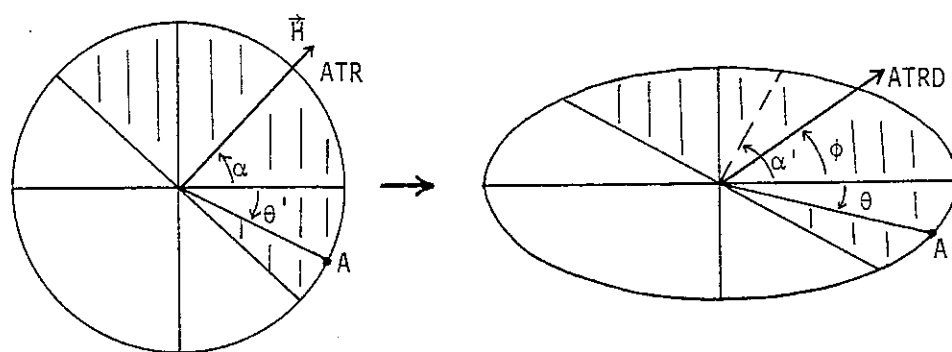


Figure 12 - Schéma du calcul de l'ATRD

on a dans ce cas :

$$\vec{M} = \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos(\alpha - \theta') d\theta \quad (12)$$

avec $\alpha' = \text{Arctg}(\lambda \text{tg } \alpha)$ et $\theta' = \text{Arctg}(\lambda \text{tg } \theta)$ (13)

L'intégration (annexe 1) conduit encore à la relation :

$$\text{tg } \phi = \frac{M_3}{M_1} \text{tg } \alpha$$

Mais cette fois M_1 et M_3 sont des fonctions de λ contenant des intégrales n'ayant pas de solution analytique évidente. Elles seront donc calculées par intégration numérique.

On peut maintenant examiner les conséquences de ces différents modèles. On remarque d'abord que si l'ATR et l'ATRD répondent bien à un comportement tensoriel il n'en est pas de même pour l'ARI et l'ARID. Si l'on trace la courbe décrite par le vecteur ARI, identique à celle décrite par le vecteur ARID, on obtient une pseudo-ellipse pratiquement confondue avec une ellipse vraie. Cependant la direction de l'ARI est loin d'avoir un comportement tensoriel, comme on le voit, par comparaison avec l'ATR, sur la fig. 13.

La figure 14 montre pour différentes valeurs de λ les ellipses et pseudo-ellipses de déformation, d'ARI (ou d'ARID), d'ATR et d'ATRD. La principale différence entre aimantation et déformation est que l'évolution de l'aimantation n'est pas "iso-aire". En effet quand λ tend vers l'infini on a toujours $\sqrt{\lambda} \cdot \frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 1$, mais $M_1 \cdot M_3$ tend vers zéro car M_3 tend vers zéro tandis que M_1 tend vers une valeur finie : $2 M_0$ pour l'ATR et l'ATRD, $\frac{\pi}{2} M_0$ pour l'ARI.

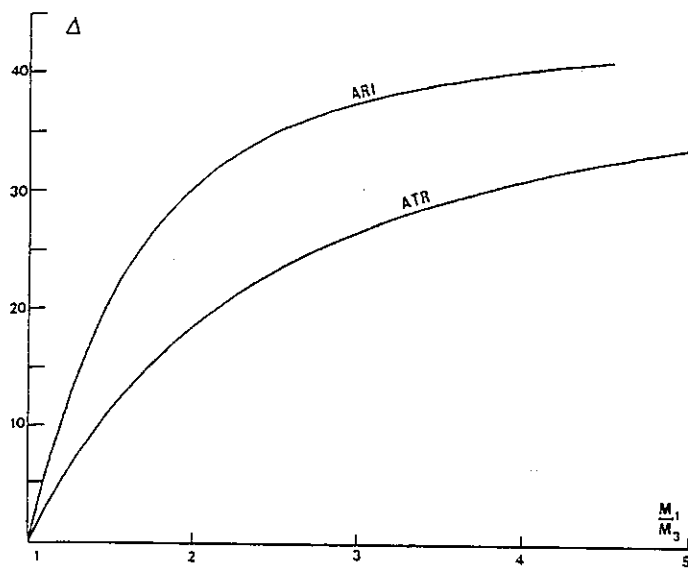


Figure 13 - Déviation de l'aimantation rémanente, $\Delta = \alpha - \phi$, en fonction de M_1/M_3 pour ARI et ATR avec $\alpha = 45^\circ$

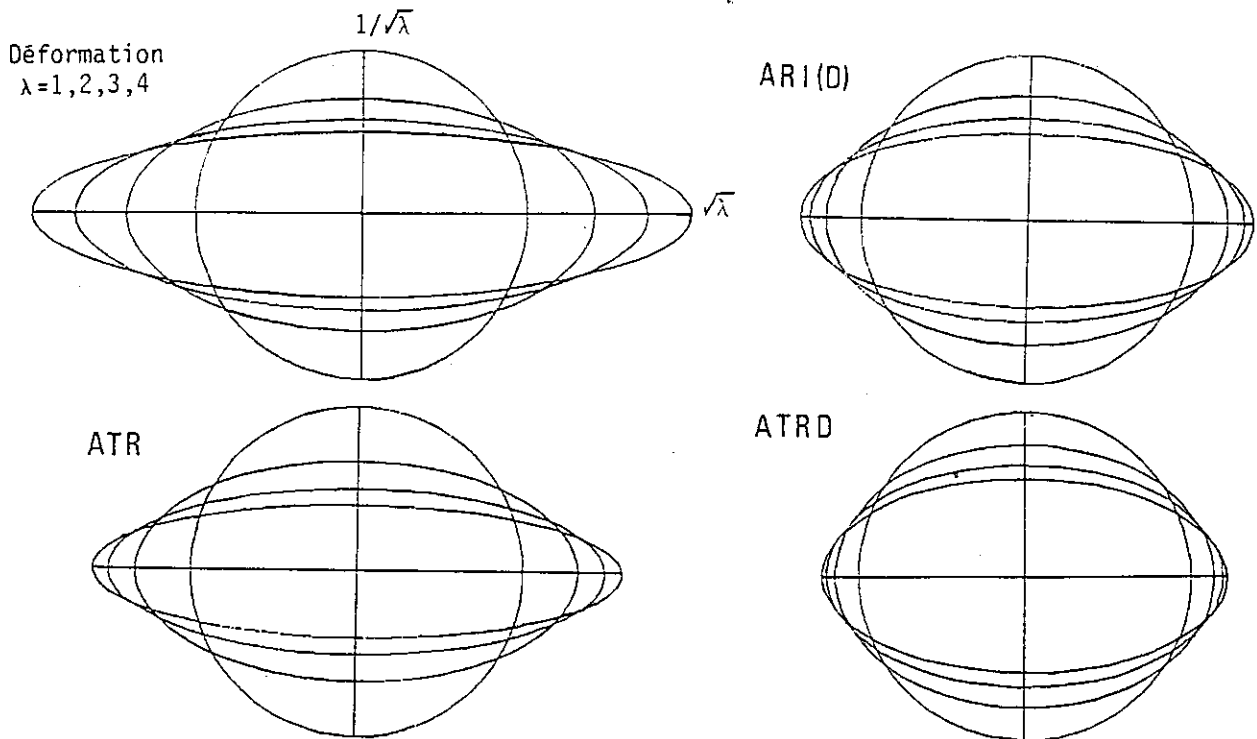


Figure 14 - Ellipses de déformation et d'aimantation rémanentes pour différentes valeurs de λ : 1, 2, 3, 4

Pour ce qui est de l'anisotropie d'aimantation en fonction de la déformation (fig. 15) on peut faire plusieurs remarques :

- l'ARI présente pour une même déformation un degré d'anisotropie plus faible que l'ATR ;
- pour l'ATR les équations (11) donnent :

$$\frac{M_1}{M_3} = \lambda$$

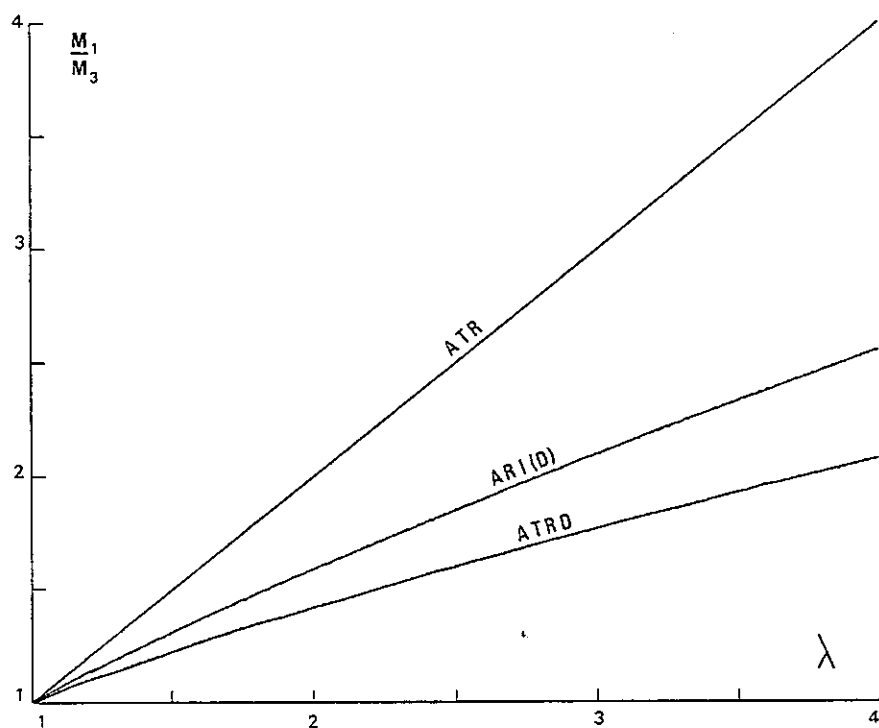


Figure 15 - Rapport d'anisotropie de l'aimantation rémanente, M_1/M_3 , en fonction de λ

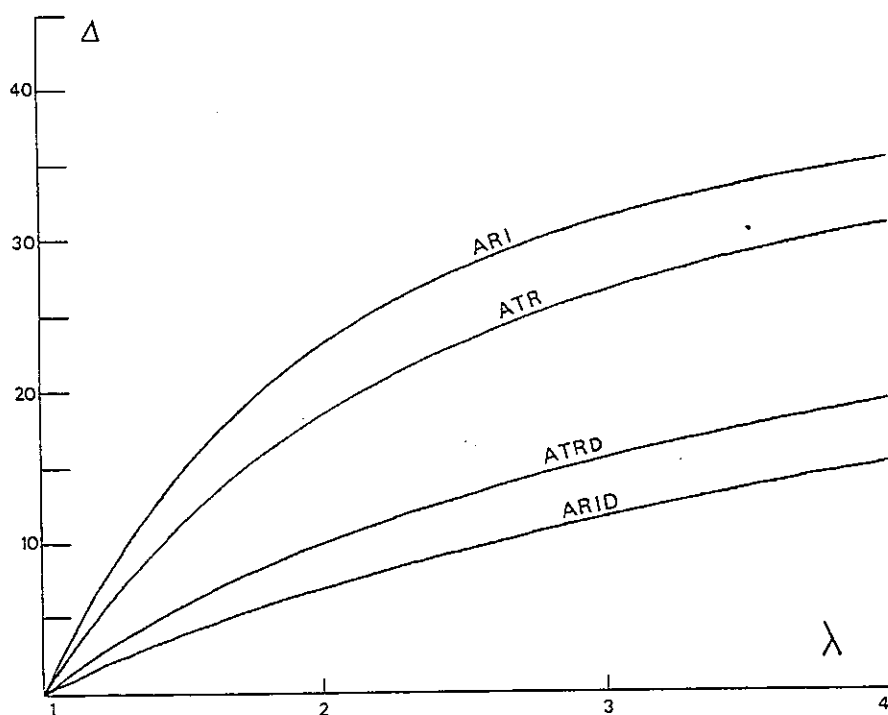


Figure 16 - Déviation de l'aimantation rémanente, $\Delta = \alpha - \phi$, en fonction de λ avec $\alpha = 45^\circ$

Cela équivaut au fait que l'angle entre le champ appliqué et l'ATR acquise sur le matériau déformé est le même que l'angle de rotation d'une ligne passive lors de la déformation.

Un tel modèle permet donc de calculer simplement la valeur de la déformation à partir de l'anisotropie d'aimantation rémanente provoquée (ARI ou ATR). Il peut aussi permettre de calculer la déviation angulaire ($\alpha - \phi$) de l'aimantation par rapport au champ appliqué (fig. 16). En particulier il peut donner, à partir de la mesure de l'anisotropie de l'ARI, la déviation par rapport au paléo-champ terrestre de la direction d'ARN équivalente à une ATR acquise avant la déformation.

Enfin on constate un phénomène important : la déviation prédite par le modèle pour des aimantations acquises avant déformation est beaucoup plus faible que pour les aimantations postérieures à la déformation.

Cependant ce modèle a des limitations très importantes :

- le modèle de March n'est réellement applicable que dans des cas particuliers ;
- les grains ne sont pas toujours à anisotropie uniaxiale ;
- enfin et surtout les grains porteurs d'une aimantation rémanente dans une roche ne sont jamais tous identiques ce qui pose particulièrement un problème pour comparer ARI et ARN, d'autant plus que l'ARN n'est pas non plus toujours équivalente à une ATR.

Pour certaines applications, par exemple le calcul de la déviation angulaire en fonction de M_1/M_3 , le problème du modèle de déformation peut être tourné puisque λ n'intervient que comme paramètre de la fonction de densité. Or même si le modèle de March n'est pas toujours strictement vérifié, la forme de la fonction de densité est peu dépendante du modèle.

Il existe très peu de travaux expérimentaux qui pourraient permettre de tester ce modèle. Deux études de déformation expérimentale d'une aimantation ont été rapportées. La première, faite par Kodama et Cox (1977) sur un échantillon de kaolinite contenant 0.03% de magnétite, montre un résultat surprenant : pour un raccourcissement de 33% ($\lambda = 2.25$) l'aimantation est faiblement déviée vers l'axe de compression, ce qui a été interprété par un modèle discontinu de la déformation.

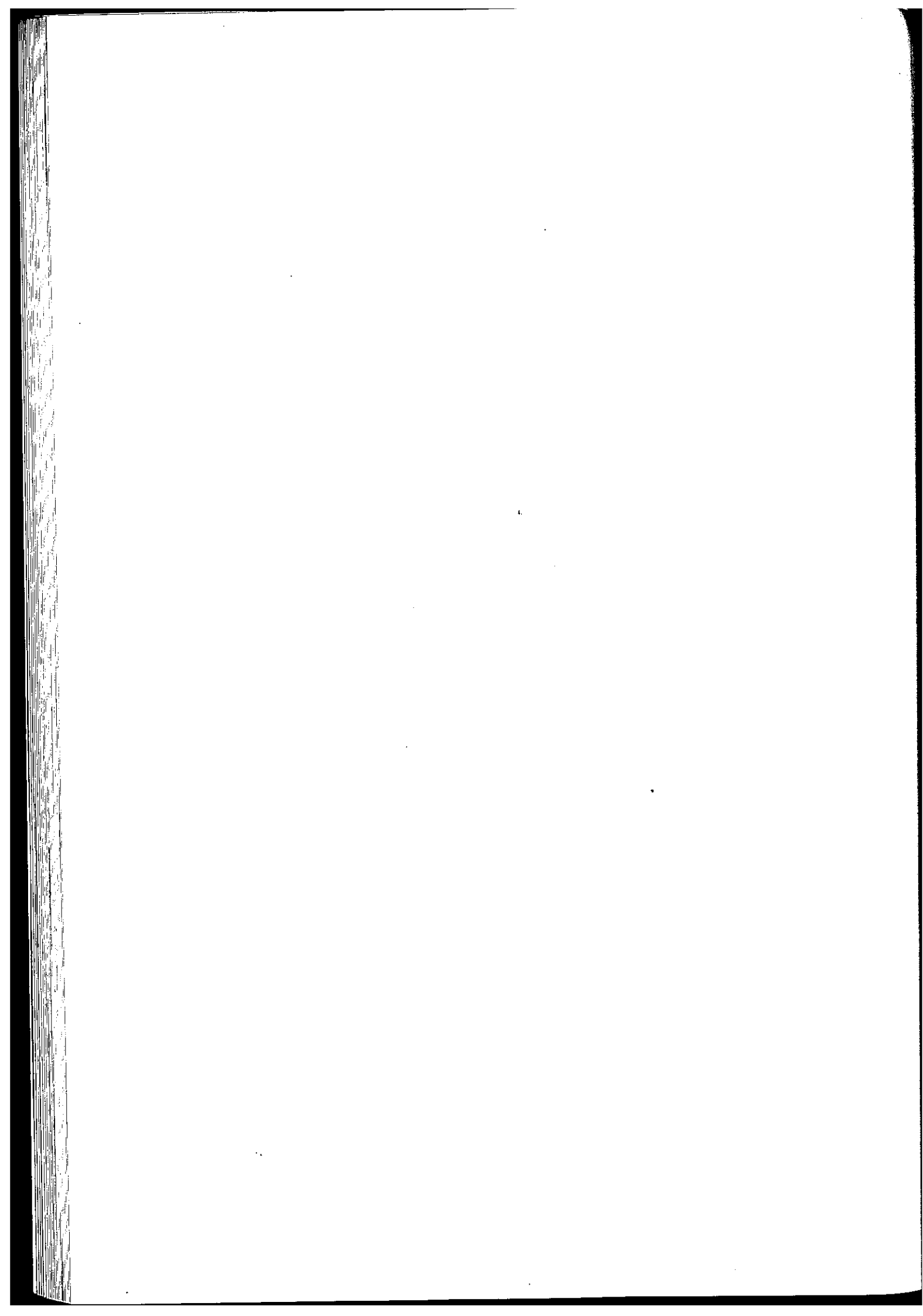
Par contre Ozima (1980) a observé sur un alliage Cu-Co (2% de Co sous forme de grains fins ferromagnétiques) déformé plastiquement, une rotation importante de l'ARI acquise avant déformation dans 1000 Oe. La rotation observée (vers la direction d'étirement) était pratiquement celle d'une ligne passive ; elle est donc supérieure à celle prédite par le modèle présenté ici. Mais on peut se demander si une interaction entre les grains de Co qui sont en proportion importante n'intervient pas pour amplifier l'effet de la déformation.

Pour ce qui est des aimantations provoquées sur des matériaux anisotropes des expériences ont été décrites par Fuller (1963), Uyeda et al. (1963), Janak (1967) et Daly (1970). En particulier Daly a observé que l'ARI décrivait à peu près une ellipse et que l'anisotropie de l'ARI dépendait fortement du champ (le champ maximum qu'il a utilisé est de 800 Oe). Ceci montre bien que seule l'anisotropie d'ARI à saturation peut avoir une signification quantitative.

DEUXIEME PARTIE

METHODES ET TECHNIQUES D'ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES

- I - LES MESURES D'ANISOTROPIE EN CHAMP FAIBLE
- II - LES MESURES D'AIMANTATION REMANENTE NATURELLE (ARN)
- III - LES MESURES MAGNETIQUES SOUS CHAMP ET TEMPERATURE VARIABLES



DEUXIEME PARTIE

METHODES ET TECHNIQUES D'ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES

CHAPITRE I - LES MESURES D'ANISOTROPIE EN CHAMP FAIBLE

Dans un premier temps, pour tester la coïncidence entre pétrofabrique et fabrique magnétique, ainsi que l'homogénéité de celle-ci, il fallait effectuer un nombre important de mesures d'anisotropie magnétique. La technique utilisée est celle de la mesure d'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible.

I.1 - Caractéristiques de l'appareillage et procédure expérimentale

Dans ce travail j'ai utilisé l'appareillage Digico du laboratoire de paléomagnétisme de Gif-sur-Yvette, qui associe deux éléments (Rathore, 1975). Le premier est un magnétomètre à rotation qui mesure, dans un champ magnétique alternatif de 7 Oe et de fréquence 10 kHz, la composante horizontale perpendiculaire à ce champ de l'aimantation d'un échantillon tournant autour d'un axe vertical à la vitesse de 7 t/s. La transformée de Fourier du signal fournit alors directement la différence ΔX entre susceptibilité minimale et maximale dans le plan perpendiculaire à l'axe de rotation, ainsi que la direction de susceptibilité maximale dans ce plan. Cette mesure est effectuée dans trois plans perpendiculaires.

Le deuxième élément est un pont d'impédances qui mesure la susceptibilité dans le même champ selon une direction donnée de l'échantillon. La valeur de susceptibilité ainsi obtenue, combinée aux mesures décrites précédemment, permet le calcul complet de l'ellipsoïde de susceptibilité en champ faible : directions des axes principaux et valeurs des susceptibilités principales.

Cet appareillage mesure des échantillons standards : cylindres de 25 mm de diamètre et 23 mm environ de hauteur, obtenus par le sciage à la longueur voulue d'une carotte prélevée et orientée sur le terrain. Les valeurs de l'azimut et du pendage de l'axe de la carotte mesurées sur le terrain permettent le calcul des directions principales dans les coordonnées géographiques du site.

Les mesures sont données en unités 10^{-6} uem. $0e^{-1}$.cm $^{-3}$ (cgs), le calcul étant basé sur un volume standard de 12,9 cm 3 . La valeur de la susceptibilité selon une direction (axe de la carotte), obtenue en moyennant plusieurs mesures successives, est connue avec une sensibilité de l'ordre de 10^{-7} cgs. Mais la reproductibilité des mesures est altérée par une variation éventuelle de température. La sensibilité sur la mesure de la différence ΔX est de l'ordre de 10^{-8} cgs.

Pour les directions d'anisotropie la précision angulaire dépend de l'importance de l'anisotropie. Il est ainsi bien clair que plus l'ellipsoïde magnétique se rapproche d'un ellipsoïde de révolution et moins les directions perpendiculaires à l'axe de révolution sont bien définies. Avec un échantillon de susceptibilité moyenne égale à 10^{-5} cgs, la direction d'un axe principal de susceptibilité, pour lequel la susceptibilité est différente de plus de 5% des deux autres susceptibilités principales, est mesurée à mieux que 5° près. Par contre une déficience inconnue de l'appareillage rend les valeurs des susceptibilités principales assez peu reproductibles même dans le cas où les directions sont très bien définies.

I.2 - Analyse des données

I.2.1 - Traitement des données brutes

La mesure de l'anisotropie de susceptibilité d'un échantillon fournit donc concrètement les valeurs des susceptibilités principales $X_1 > X_2 > X_3$ et la direction de chacune, définie dans le repère géographique par un couple déclinaison, inclinaison (D, I), l'inclinaison étant prise vers le bas c'est-à-dire positive, ce qui est toujours possible puisque la direction est définie à 180° près. On définit aussi la susceptibilité moyenne X_m :

$$X_m = (X_1 + X_2 + X_3) / 3$$

Pour l'interprétation quantitative des données j'utiliserai les paramètres suivants :

- le rapport d'anisotropie : $P = \frac{X_1}{X_3}$, qui mesure l'intensité de l'anisotropie ;
- un paramètre de forme V, défini par Coward et Whalley (1979) et qui équivaut au paramètre T proposé par Jelinek (1981) :

$$V = \{2 k_2 - (k_1 + k_3)\} / (k_1 - k_3) \text{ avec } k_i = \text{Log } X_i$$

Ce paramètre caractérisant la forme de l'ellipsoïde magnétique a l'avantage d'être symétrique par rapport à la valeur 0 correspondant à l'ellipsoïde "neutre", tel que $X_2 = \sqrt{X_1 \cdot X_3}$. V vaut en effet + 1 pour un ellipsoïde aplati de révolution autour de X_3 ($X_1 = X_2$) et - 1 pour un ellipsoïde allongé de révolution autour de X_1 ($X_2 = X_3$).

I.2.2 - Analyse statistique

Pour interpréter, à l'échelle de l'affleurement géologique, la fabrique magnétique observée il est nécessaire de comparer les caractéristiques de plusieurs échantillons - en général 10 à 20 - provenant d'un même site. L'analyse est faite dans un premier temps en observant les relations entre les directions de susceptibilités maximale et minimale de tous les échantillons d'un site, reportées sur un stéréogramme (projection équi-aréale). En considérant les trois axes principaux, différents cas de figure peuvent être observés :

- a) Les trois axes présentent une grande dispersion. Cette dispersion peut soit être instrumentale et donc corrélée à de faibles valeurs de P ou de X_m - on peut alors dire que la fabrique magnétique à l'échelle du site est expérimentalement isotrope - soit elle peut être due à une dispersion réelle de la pétrofabrique.
- b) Un axe présente un groupement important tandis que les deux autres sont dispersés dans le plan perpendiculaire à la direction de groupement.
- * Il peut s'agir d'un groupement des directions de X_1 , en général accompagné de valeurs négatives de V , qui définit une linéation magnétique à l'échelle du site. Si la dispersion de X_3 dans le plan perpendiculaire à cette linéation est aléatoire on considère que l'anisotropie est globalement de révolution autour de l'axe X_1 .
 - ** Si le groupement est observé sur les directions de X_3 , avec en général des valeurs positives de V , on définit alors une foliation magnétique dont le pôle est la direction moyenne de X_3 . De même si les directions de X_1 sont dispersées aléatoirement dans ce plan on a une anisotropie planaire de révolution.
 - *** On peut aussi imaginer que X_1 et X_3 soient dispersées dans un plan perpendiculaire à la direction de regroupement de X_2 . Une telle configuration, qui ne peut pas être due à une dispersion instrumentale, nécessite des caractéristiques structurales ou magnétiques très particulières et n'a pas été rencontrée dans cette étude.
- c) Enfin lorsque l'on observe un bon groupement des axes X_1 et X_3 (donc a fortiori X_2), accompagné en général de valeurs de V proches de 0, linéation et foliation magnétique peuvent être définies.

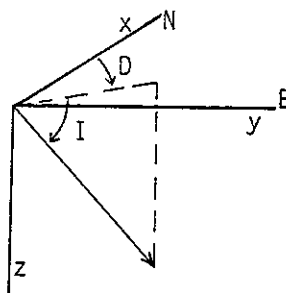
Chaque fois que possible est donc attribuée à un site une fabrique magnétique moyenne caractérisée par une linéation ou (et) une foliation ainsi que des paramètres P et V moyens. Dans ce but il est nécessaire de faire une statistique des directions obtenues pour le site. La statistique de Fisher (1953, et dans McElhinny, 1973) permet pour un groupement de directions, considérées comme des vecteurs, de calculer la direction moyenne et des paramètres de précision.

Pour un échantillon défini par un couple (D, I) , ses composantes cartésiennes sont :

$$x = \cos D \cdot \cos I$$

$$y = \sin D \cdot \cos I$$

$$z = \sin I$$



la direction moyenne de N échantillons est définie par le couple (D_m, I_m) tel que :

$$\operatorname{tg} D_m = \frac{\sum y_i}{\sum x_i} \quad \text{et} \quad \sin I_m = \frac{1}{R} \cdot \sum z_i$$

$$\text{avec } R^2 = (\sum x_j)^2 + (\sum y_j)^2 + (\sum z_j)^2$$

on utilise pour estimer la dispersion des directions le paramètre k :

$$k = (N-1) / (N-R)$$

et l'angle de confiance α_{95} , demi-angle d'un cône centré sur la direction moyenne calculée et contenant la direction moyenne vraie avec une probabilité de 95% :

$$\alpha_{95} = 140 (kN)^{-\frac{1}{2}} \text{ pour } \alpha_{95} \text{ petit et } k > 3$$

Voici un exemple de calcul suivant la statistique de Fisher, qui permet par ailleurs de comparer des mesures faites avec un spinner Digico au laboratoire de paléomagnétisme de l'E.T.H. à Zürich et avec un appareil du même type à Gif-sur-Yvette sur 12 échantillons du site BL (cf. 3e partie) :

Tableau des directions de X_1

éch.	BL1	BL4	BL5	BL6	BL7	BL8	BL9	BL10	BL12	BL13	BL16	BL18
a) D :	31.2	25.7	29.4	37.7	27.1	39.5	29.4	25	29.6	18.5	35.2	31.9
I :	17.2	23.5	19.3	25.4	11.3	24.7	18.6	17.3	22.1	27.8	24.7	12.8
b) D :	28.6	26.4	24.5	38.4	27.1	40.4	23.4	31.2	26.7	13.4	40.2	35.3
I :	11	19.6	20.1	28.8	11.8	21.4	16.3	23.6	18.8	21.9	25.3	11.7

a) Zürich

- b) Gif-sur-Yvette

le calcul donne :

	D_m	I_m	k	α_{95}
Zürich	30.0	20.4	119	3.6
Gif-sur-Yvette	29.5	19.3	76	4.6

On voit que si individuellement existe un écart angulaire quelquefois supérieur à 5° entre les directions fournies par les deux appareils pour le même échantillon, les directions moyennes ne sont pas significativement différentes.

Une autre méthode, plus adaptée à l'analyse de directions non orientées, et qui permet en particulier le calcul du plan moyen contenant un ensemble de directions, a été proposée par Westphal (1979). Cette méthode utilise les vecteurs propres V_1, V_2, V_3 et les valeurs propres associées $J_1 > J_2 > J_3$ du tenseur d'inertie T , obtenu à partir des coordonnées cartésiennes (x_j, y_j, z_j) des directions considérées, par :

$$T = \begin{bmatrix} \Sigma(y_i^2 + z_i^2) & -\Sigma x_i y_i & -\Sigma x_i z_i \\ -\Sigma x_i y_i & \Sigma(x_i^2 + z_i^2) & -\Sigma y_i z_i \\ -\Sigma x_i z_i & -\Sigma y_i z_i & \Sigma(x_i^2 + y_i^2) \end{bmatrix}$$

V_3 est la moyenne des directions individuelles et V_1 est le pôle du plan moyen contenant ces directions. Des angles de précision peuvent être calculés à partir des valeurs de J_1, J_2, J_3 .

Une fois déterminées les caractéristiques de la fabrique magnétique à l'échelle du site on essaye de les corrélérer avec les données structurales mesurées sur le terrain ou sur les échantillons au laboratoire.

CHAPITRE II - LES MESURES D'AIMANTATION REMANENTE NATURELLE (ARN)

Dans tous les sites étudiés du point de vue de l'anisotropie magnétique on a également mesuré l'aimantation rémanente naturelle (ARN). Ceci a été fait dans deux optiques différentes :

- l'éventualité d'une application structurale de l'analyse des directions d'ARN ;
- la considération que les diverses propriétés magnétiques de la roche forment un tout et que la connaissance des propriétés de l'ARN est utile pour la compréhension de l'ensemble.

II.1 - Techniques expérimentales

Les mesures présentées dans ce travail ont été faites à Gif-sur-Yvette avec un rémanomètre à rotation Digico (Molyneux, 1971) dont la sensibilité est de l'ordre de quelques 10^{-8} uem.cm⁻³. Avec le rémanomètre Digico la précision sur la direction d'une aimantation de 10^{-6} uem.cm⁻³ est de quelques degrés. En dessous de $0,5 \cdot 10^{-6}$ la précision diminue rapidement et dans cette étude les échantillons d'aimantation inférieure à $0,2 \cdot 10^{-6}$ ont été écartés.

On étudie la stabilité et la signification de l'ARN par les techniques de désaimantation progressive :

- désaimantation thermique par chauffe et refroidissement de l'échantillon en champ nul par paliers successifs, l'aimantation étant remesurée à chaque palier ;
- désaimantation par champ alternatif.

La désaimantation thermique, qui s'avère en général la meilleure pour les roches sédimentaires, a surtout été utilisée.

II.2 - Analyse des directions d'ARN

La désaimantation permet d'une part d'avoir une idée des températures de blocage ou des champs coercitifs des grains ferromagnétiques contenus dans la roche, d'autre part de savoir s'il existe plusieurs composantes d'aimantation et de séparer éventuellement ces composantes en utilisant par exemple les diagrammes de Zyderveld (in Collinson et al., 1967).

Le but de l'analyse est de retrouver l'origine de l'aimantation et la direction du champ terrestre dans lequel cette aimantation a été acquise. Si l'on a échantillonné une structure plissée un test très important est de savoir si les directions d'aimantation présentent un regroupement meilleur avant ou après déplissement de la structure. C'est le "test du pli", qui détermine si l'aimantation est postérieure ou antérieure à la tectonique. Si l'aimantation est antétectonique il est raisonnable de supposer qu'elle date de l'époque de dépôt ou de diagénèse de la roche.

La comparaison entre la direction obtenue après déplissement (ou "correction de pendage") et les directions obtenues dans d'autres formations du même âge permet de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse et d'autre part d'observer une rotation éventuelle de la région étudiée, par rapport aux régions de référence. Cette comparaison passe par l'intermédiaire d'une donnée indépendante des coordonnées géographiques du site : c'est le pôle géomagnétique virtuel (PGV). Le calcul de la position de celui-ci à partir des coordonnées du site et de la direction moyenne de l'ARN qui découle de l'hypothèse du champ dipolaire, est décrit par McElhinny (1973), p 25.

Enfin dans cette étude une attention particulière a été portée sur l'effet possible de l'anisotropie magnétique sur la direction d'ARN. Les méthodes utilisées dans ce but seront décrites lors de l'interprétation des données.

CHAPITRE III - LES MESURES MAGNETIQUES SOUS CHAMP ET TEMPERATURE VARIABLES

Les mesures présentées dans les chapitres précédents ont pour but, en général sur un grand nombre d'échantillons, de déterminer des directions et intensités magnétiques corrélées à des phénomènes géologiques qui sont indépendants de la "nature" magnétique de la roche. L'interprétation de ces marqueurs magnétiques suppose cependant que l'on ait une bonne idée des propriétés magnétiques intrinsèques du matériau considéré : c'est le domaine du magnétisme des roches, qui nécessite des mesures physiques plus élaborées.

J'ai pu utiliser, au laboratoire Louis Néel, un magnétomètre cryogénique S.H.E. permettant, par des mesures sous champ et température variables, une étude approfondie des différents aspects du magnétisme des roches. Accessoirement j'ai aussi utilisé des appareils de mesure d'aimantation spécifiques de deux domaines inaccessibles au magnétomètre S.H.E. : celui des champs intenses (champ supérieur à 50 kOe) et celui des hautes températures (température supérieure à 130° C).

III.1 - Le magnétomètre à effet Josephson S.H.E.

III.1.1 - Caractéristiques de l'appareil

Comme les magnétomètres cryogéniques conçus pour les mesures d'ARN, ce magnétomètre utilise des capteurs "SQUID" basés sur l'effet Josephson (Josephson, 1962 ; Goree et Fuller, 1976) c'est-à-dire en quelques mots la quantification du flux magnétique traversant un circuit supraconducteur. Le matériau utilisé est un alliage niobium-titane maintenu à la température de l'hélium liquide.

L'aimantation d'un échantillon est mesurée par extraction dans une bobine supraconductrice qui entoure le doigt chaud dans lequel est descendu l'échantillon (fig. 17). Le courant permanent induit dans la bobine de mesure par le mouvement de l'échantillon aimanté passe dans le capteur, opérant ainsi un transfert et une amplification de flux. L'échantillon est déplacé continuellement entre deux bobines de mesure en série ; l'aimantation est alors proportionnelle à l'amplitude d'oscillation du signal, ce qui permet de s'affranchir facilement des problèmes de dérive. La sensibilité de la mesure, très dépendante des conditions de l'expérience, peut normalement atteindre 10^{-7} uem. L'aimantation maximale mesurable est de 20 uem et il est facile d'atteindre une précision relative de l'ordre de 10^{-3} pour une aimantation supérieure à 10^{-4} uem. Dans toutes les expériences présentées ici, seule la composante verticale de l'aimantation, parallèle au champ, a été mesurée ; il sera bientôt possible d'obtenir les composantes horizontales grâce à l'utilisation d'une canne rigide.

Le diamètre intérieur du doigt chaud étant de 20 mm, les échantillons sont taillés, à partir des carottes orientées, sous forme de cubes de 12 mm de côté, c'est-à-dire d'un volume de 1.7 cm^3 environ. Ces cubes sont simplement attachés au bout d'un fil de coton, lui-même accroché à une suspension autocentrée dont le mouvement vertical est assuré par un moteur électrique (fig. 17). Ce système a l'avantage de réduire

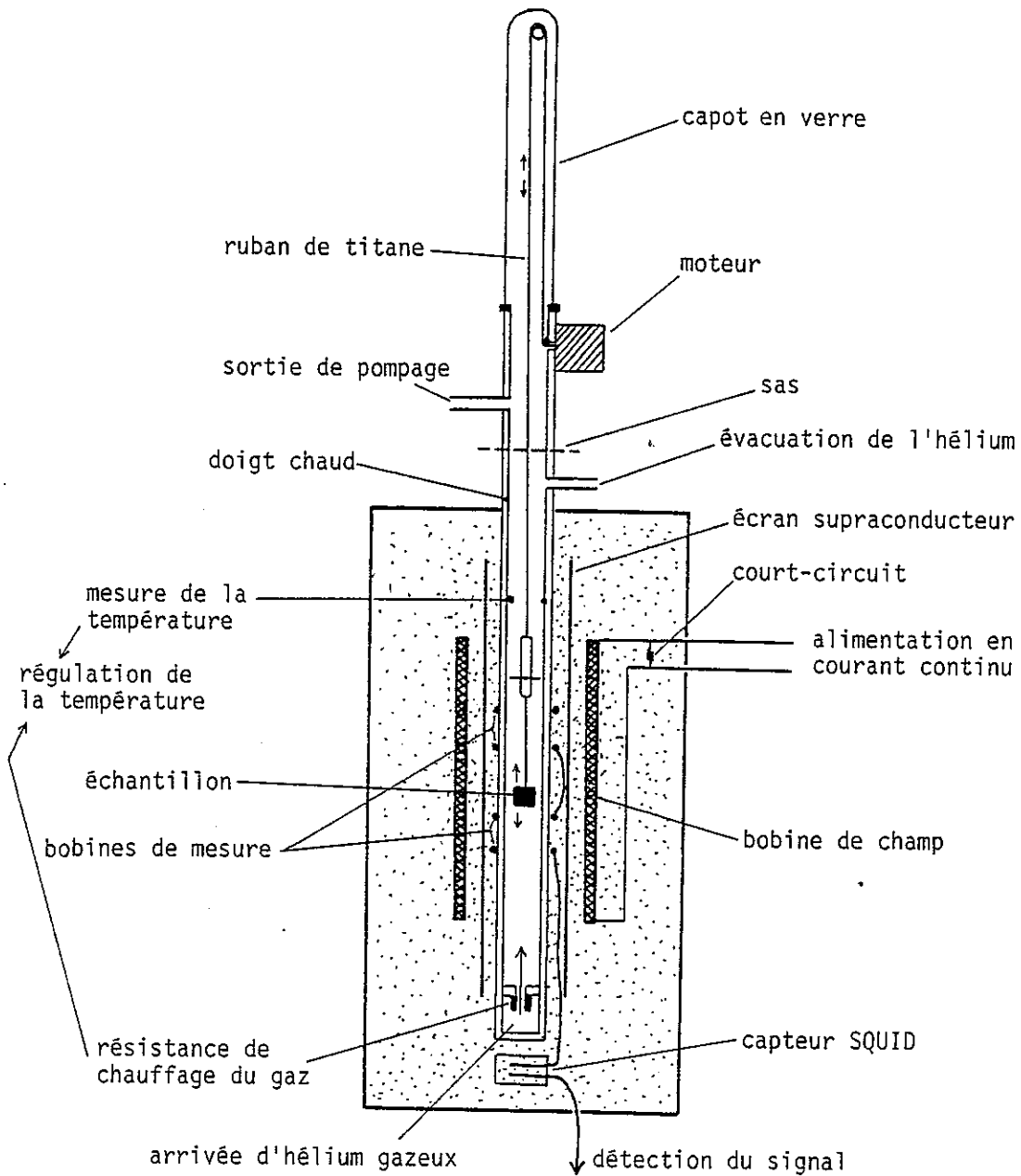


Figure 17 - Schéma de fonctionnement du magnétomètre S.H.E., en coupe; les proportions ne sont pas respectées. Zone pointillée : espace à 4.2 K (hélium liquide)

le porte-échantillon à environ 10 mg de matériau diamagnétique, donnant un signal toujours négligeable par rapport à celui de l'échantillon qui pèse en moyenne 4 g.

L'intérêt de cet appareil est qu'il permet des mesures d'aimantation dans une large gamme de champ et de température. Une bobine supraconductrice peut fournir un champ allant jusqu'à 50 kOe. L'absolue stabilité de ce champ, nécessaire au bon fonctionnement du capteur, est assurée par l'adjonction d'un écran supraconducteur intercalé entre la bobine de champ et les bobines de mesure. La procédure de changement de champ étant assez complexe, le temps qui s'écoule entre deux mesures d'aimantation pour des valeurs de champ différentes est de l'ordre de 10 minutes. Dans le domaine des champs faibles se pose le problème de la rémanence de la bobine. Cette rémanence, très faible tout de suite après la mise en froid de la bobine, atteint une valeur stable supérieure à 6 Oe après la première mesure à 50 kOe. L'injection d'un courant de quelques mA permet d'atteindre le champ nul à environ $5 \cdot 10^{-2}$ Oe près. Cependant il est nécessaire de tester assez régulièrement le champ résiduel ; l'étalon utilisé dans ce but est un sel paramagnétique de gadolinium.

Le maintien de la température dans le doigt chaud est assuré par un flux d'hélium gazeux régulé par l'intermédiaire d'une résistance chauffante au-dessous de l'échantillon et d'une résistance de mesure en alliage rhodium-fer au-dessus. L'intérieur du doigt chaud est isolé de l'atmosphère du laboratoire par un capot étanche. Ce système permet d'obtenir toute la gamme de température depuis celle de l'hélium liquide, 4.2 K, jusqu'à 400 K (127° C). Il est possible de descendre jusqu'à 2 K par pompage sur l'hélium. La stabilité de la température dépend de sa valeur et du temps d'attente. A 300 K lorsque l'équilibre est atteint, la stabilité est supérieure au dixième de degré. A champ constant un délai d'une demi-heure à une heure est nécessaire entre deux mesures à des températures différentes. Cette relative lenteur est compensée par l'automatisation, actuellement complète, des cycles champ et température.

III.1.2 - Les différentes procédures expérimentales

III.1.2.1 - Les courbes d'aimantation induite

L'étude d'un échantillon commence par sa courbe d'aimantation induite à température ambiante. Dans toute cette étude le terme "température ambiante" est appliqué à la température exacte de 300 degrés Kelvin (27° C). D'autre part la valeur de champ de 50 kOe est assez rarement utilisée car au delà de 40 kOe la procédure automatique n'est plus utilisable et certaines précautions doivent être prises pour ménager la bobine de champ.

Sur la figure 18 est portée la courbe d'aimantation dans la gamme des champs faibles (a) et des champs forts (b) d'un échantillon paramagnétique constitué de 0.4738 g de poudre de Gd_2O_3 enfermée dans une cuve en plexiglas. On constate la

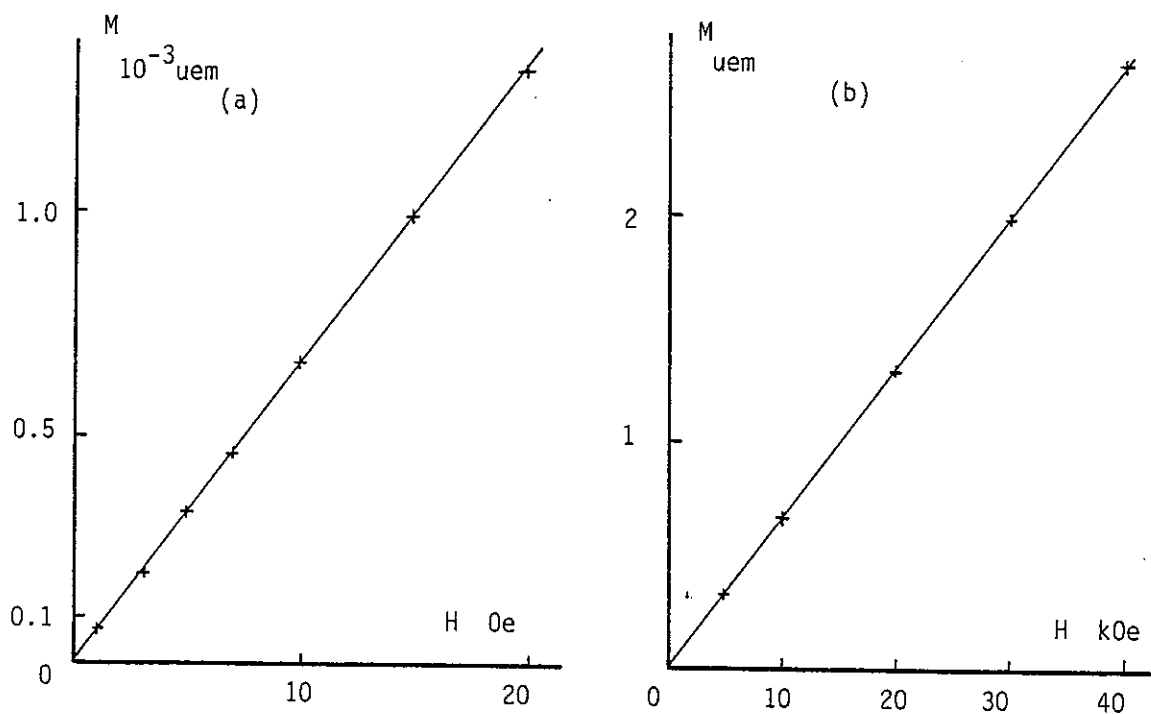


Figure 18 - Courbes d'aimantation à 300 K de Gd_2O_3 en champ faible (a) et en champ fort (b)

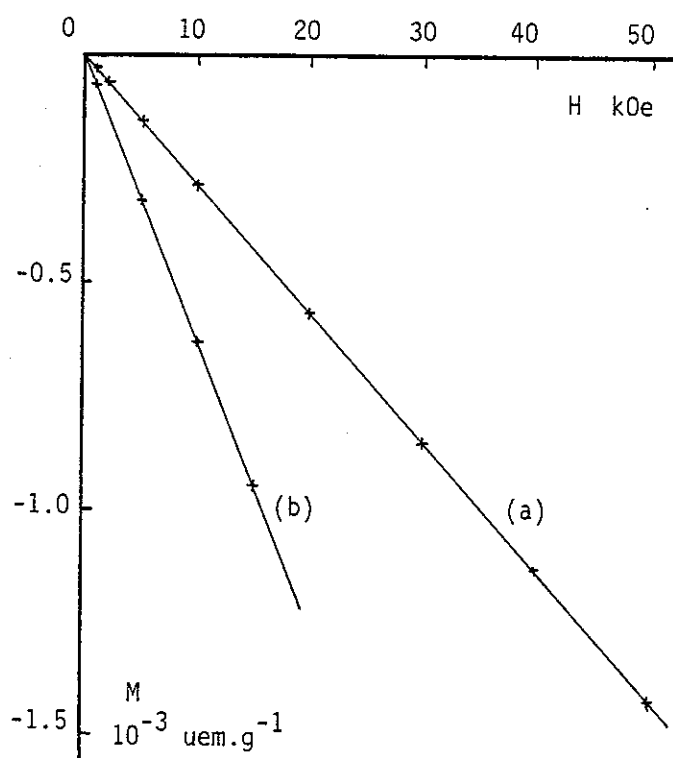


Figure 19 - Courbes d'aimantation à 300 K de deux échantillons diamagnétiques :
 a) cube de calcite polycristalline
 b) cube de plexiglas

parfaite linéarité de la courbe dans les deux domaines, c'est-à-dire que l'on peut écrire : $M = \chi.H$, avec $\chi = \text{constante}$. La corrélation linéaire donne $\chi = + 66.62 \cdot 10^{-6} \text{ uem.Oe}^{-1}$ d'autre part la cuve en plexiglas a une susceptibilité de $- 0.10 \cdot 10^{-6} \text{ uem.Oe}^{-1}$, ce qui donne pour la susceptibilité spécifique de Gd_2O_3 : $+ 140.82 \cdot 10^{-6} \text{ uem.Oe}^{-1}.\text{g}^{-1}$. Cette poudre a été utilisée pour comparer les mesures de susceptibilité du pont d'impédances Digico à celles du magnétomètre SHE.

J'ai donc préparé avec la même poudre un échantillon contenant 15.63 g de Gd_2O_3 dans une cuve plastique de taille standard. La susceptibilité obtenue, corrigée du signal de la cuve et du porte-échantillon est de $162.18 \cdot 10^{-6} \text{ uem.Oe}^{-1}.\text{cm}^{-3}$. La correspondance déduite de ces mesures entre la susceptibilité obtenue avec le magnétomètre SHE, χ en $\text{uem.Oe}^{-1}.\text{g}^{-1}$, et celle obtenue avec le pont Digico, χ_D en $\text{uem.Oe}^{-1}.\text{cm}^{-3}$ est donc :

$$\chi = \chi_D \cdot \frac{V_0}{m} \quad \text{avec} \quad V_0 = 13.6 \text{ cm}^3$$

m étant la masse en gramme de l'échantillon pour le Digico. Si l'étalonnage avait été parfait entre les deux appareils V_0 aurait dû avoir la valeur standard de 12.9 cm^3 .

D'autre part la formule ci-dessus doit être utilisée avec une confiance limitée pour les raisons suivantes :

- la température (non contrôlée) était lors de la mesure Digico d'environ 22°C . La différence avec la température de mesure de 27°C dans le magnétomètre SHE entraîne une erreur sur la susceptibilité de 1.7% pour un matériau paramagnétique. Cette erreur n'est pas la même suivant les échantillons ;
- les méthodes de mesure n'étant pas semblables pour les deux appareils la possibilité de comparer les susceptibilités obtenues n'est pas évidente pour des échantillons contenant des grains fins ferromagnétiques ; la différence la plus importante est celle du champ de mesure : 10 kHz alternatif pour le Digico, continu pour le SHE.

Après le comportement paramagnétique, le comportement diamagnétique est illustré figure 19, où sont portées les courbes d'aimantation d'un échantillon de calcite polycristalline (a), provenant d'une fente d'extension dans un calcaire, et d'un cube de plexiglas (b). Des échantillons de plexiglas ont permis de vérifier l'absence d'effet de la taille de l'échantillon sur la valeur mesurée de l'aimantation spécifique. Trois cubes de 12, 9 et 6 mm de côté ont donné des susceptibilités spécifiques, déterminées à partir de 4 valeurs de champ, de $- 0.6318$, $- 0.6298$ et $- 0.6317 \cdot 10^{-6} \text{ cgs}$; ces valeurs ne sont pas significativement différentes.

Dans les roches habituelles la courbe d'aimantation est rendue plus complexe par la présence de grains fins ferromagnétiques (s.l.). La figure 20a montre la courbe d'aimantation induite à 300 K d'un échantillon de calcaire à griottes du Dévonien sup. de la Montagne Noire (Rochette et al., 1981). Cette courbe, due à la superposition

d'une composante ferromagnétique et d'une composante linéaire pouvant comprendre des contributions diamagnétiques, paramagnétiques et antiferromagnétiques, peut être décomposée en supposant que la saturation des grains fins ferromagnétiques est atteinte dans les champs utilisés.

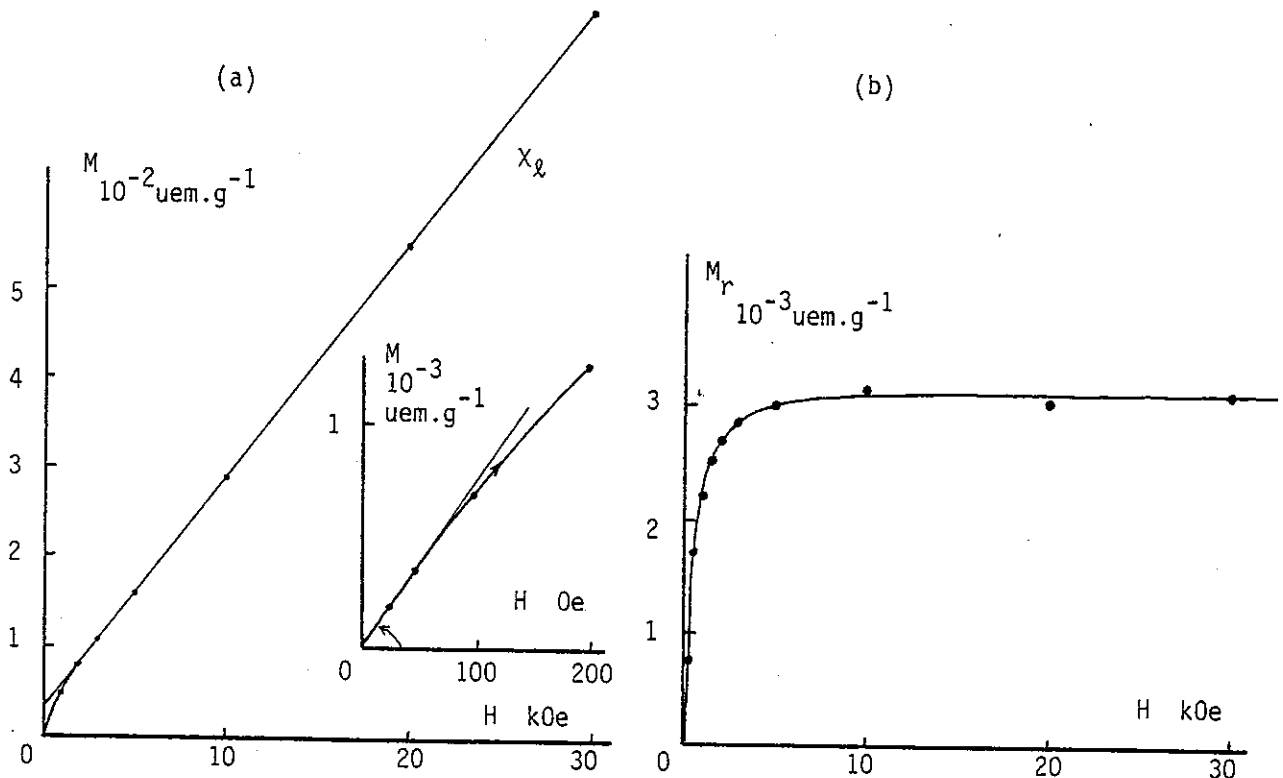


Figure 20 - Courbes d'aimantation à 300 K de l'échantillon FRDS28 :
 a) aimantation induite ;
 b) aimantation ferromagnétique, $M_f = M - X_L H$

La susceptibilité en champ fort, appelée X_L , nous donne alors la susceptibilité des contributions non ferromagnétiques, provenant de ce que l'on appelle la matrice car elle constitue la quasi-totalité de la roche, dans laquelle sont dispersés les grains fins ferromagnétiques. Il faut cependant remarquer que dans le cas des antiferromagnétiques à ferromagnétisme "parasite" le même minéral contribue à la fois à X_L , par sa susceptibilité antiferromagnétique, et à la composante ferromagnétique.

L'aimantation ferromagnétique induite M_f peut être calculée en retranchant $X_L \cdot H$ à l'aimantation totale M (figure 20b). En particulier on peut définir une aimantation ferromagnétique induite à saturation M_s et une susceptibilité ferromagnétique en champ faible X_f telle que :

$$X_f = X_L - X_0$$

où X_0 est la susceptibilité totale mesurée en champ faible. Dans le cas de l'échantillon FRDS28 on a :

$$X_0 = 2,57 \cdot 10^{-6} \text{ cgs}$$

$$X_f = 4,26 \cdot 10^{-6} \text{ cgs}$$

$$M_S = 3,04 \cdot 10^{-3} \text{ uem/g}$$

La composante ferromagnétique ne peut être définie dans son ensemble que si elle n'est pas négligeable par rapport à la composante linéaire. Dans le cas de FRDS28 M_f représente 3,8% de l'aimantation à 30 kOe et l'incertitude de calcul est déjà importante. Quand l'aimantation ferromagnétique est négligeable en champ fort M_S ne peut pas être calculée de manière significative et seule la valeur de X_f permet de mesurer la contribution ferromagnétique.

Pour l'échantillon FRDS28 on peut faire quelques calculs quantitatifs : si l'on suppose que les grains ferromagnétiques sont des grains de magnétite le calcul à partir de M_S donne une teneur de 330 ppm, ce qui permet de ramener X_f à sa valeur par gramme de magnétite : $X_f = 0,13$ cgs, valeur tout à fait plausible. La présence de magnétite est aussi suggérée par la rapide saturation de M_f .

III.1.2.2 - Etude de la rémanence

Avec les grains ferromagnétiques apparaît le phénomène d'hystérésis. Celui-ci peut être constaté en comparant les courbes d'aimantation croissante et décroissante ou de manière beaucoup plus précise en mesurant après chaque valeur de champ l'aimantation rémanente isotherme (ARI) en champ nul. Fréquemment une relaxation (décroissance de l'aimantation) est observable. Pour pouvoir comparer les mesures d'ARI, j'ai essayé d'utiliser toujours le même temps d'attente, entre l'instant où le champ est coupé et celui où est prise la mesure.

J'appellerai aimantation rémanente à saturation, M_{rS} (ou ARI_S), l'ARI mesurée après application de la plus forte valeur de champ atteinte (en général 40 kOe). La valeur de M_{rS} est inférieure ou égale à la valeur vraie de l'aimantation à saturation. Dans l'exemple présenté plus haut on a :

$$M_{rS} = 0,97 \cdot 10^{-3} \text{ uem/g et } M_{rS}/M_S = 0,32$$

Rappelons que pour une population de monodomaines répartis aléatoirement $M_{rS}/M_S = 0,5$. Dans cet échantillon monodomaines et polydomaines coexisteraient donc d'après cette mesure.

Il est d'autre part intéressant de tracer la courbe d'acquisition de l'ARI. Pour l'échantillon FRDS 28 (figure 21) on voit qu'en fait la saturation n'est pas vraiment atteinte à 40 kOe. Ceci implique la présence, en plus de la magnétite, d'une phase à fort champ coercitif correspondant très probablement au pigment qui colore la roche

en rose. En effet l'échantillon FRDS17, non pigmenté et provenant du même site, montre lui une saturation atteinte pratiquement dès 4 kOe (fig. 21). Cette interprétation confirme pleinement celle faite antérieurement à partir des propriétés de l'ARN lors des désaimantations thermiques et par champs alternatifs.

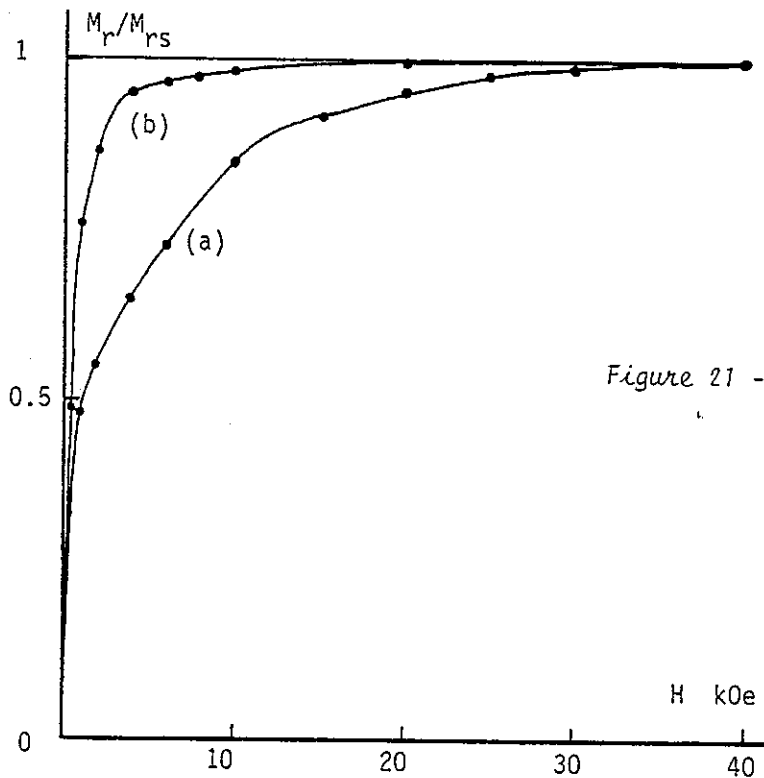


Figure 21 - Courbes d'acquisition d'ARI à 300 K
a) FRDS28 b) FRDS17

Pour pousser plus loin la caractérisation des grains ferromagnétiques il peut s'avérer très intéressant d'étudier la variation de l'ARI_s en fonction de la température. L'observation d'une décroissance rapide de l'aimantation attribuable aux transitions de Verwey (118 K) ou de Morin (258 K) permet en effet d'identifier sans ambiguïté la magnétite ou l'hématite. Malheureusement l'absence de transition n'implique pas forcément l'absence totale de ces deux minéraux mais seulement leur absence sous une forme proche de celle du cristal idéal ; ceci est particulièrement vrai pour l'hématite.

On peut soit mesurer en fonction décroissante de la température l'évolution de l'ARI acquise à 300 K soit l'évolution à température croissante de l'ARI acquise à basse température. Dans le deuxième cas la transition de Morin est a priori invisible, par contre on peut se rendre compte de l'importance du superparamagnétisme par l'existence de températures de blocage en dessous de la température ambiante.

Sur la figure 22a sont portées pour un même échantillon GM21 les courbes correspondant à ces deux procédures où l'on peut voir la présence simultanée de la

transition de Verwey et de la transition de Morin, donc de la magnétite et de l'hématite. L'échantillon mesuré provient du marbre de Guillestre (calcaire pélagique du Malm Briançonnais). La teneur en fer de cet échantillon étant de 0,26%, on peut se rendre compte du seuil de détection de cette méthode.

Pour l'échantillon FRDS28, la figure 22b montre cette fois l'évolution réversible de l'ARI (ARI acquise à 300 K, refroidie sous champ nul jusqu'à 10 K et mesurée à température croissante). La transition de Verwey apparaît très nettement, avec un point d'inflexion vers 118 K. Ceci confirme encore la présence de magnétite. Avec l'échantillon GM21 la transition de Verwey a aussi été constatée sur la courbe réversible.

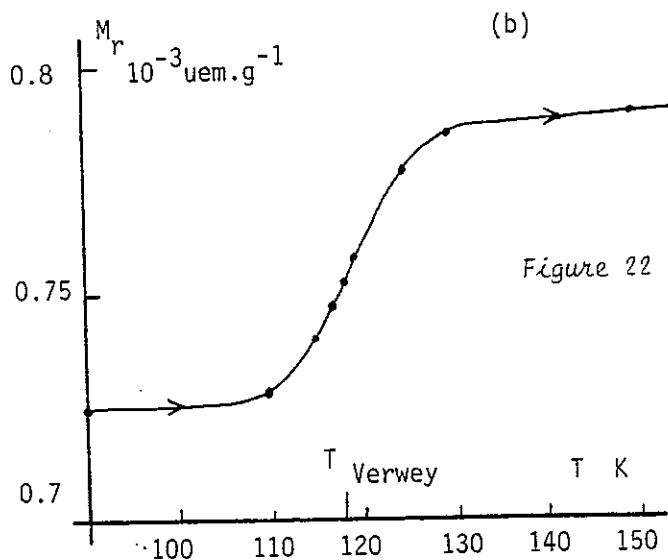
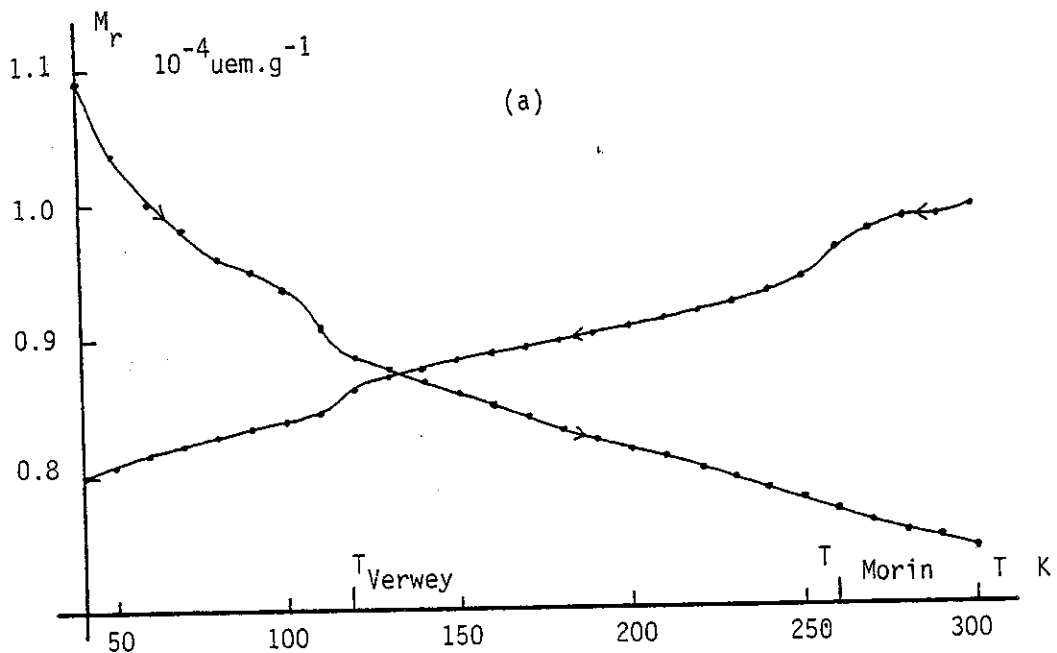


Figure 22 - Courbes d'évolution thermique de l'ARI
 a) GM21 - chauffe de l'ARI acquise à 20 K et refroidissement de l'ARI acquise à 300 K
 b) FRDS28 - évolution réversible

III.1.2.3 - Etude de l'aimantation induite en fonction de la température

Nous avons vu que la susceptibilité en champ fort X_{ℓ} était la somme de toutes les contributions de la matrice. L'étude de X_{ℓ} en fonction de la température peut permettre une séparation supplémentaire. En effet les minéraux paramagnétiques (paramagnétisme de Langevin) ont une susceptibilité qui suit la loi :

$$\chi = \frac{C}{T-\theta}$$

C étant la constante de Curie et θ la température de Curie paramagnétique, tandis que les minéraux diamagnétiques et paramagnétiques de Van Vleck (tels que la pyrite) ont une susceptibilité indépendante de la température. Pour les minéraux antiferromagnétiques la susceptibilité est dans le cas général décroissante quand la température décroît mais l'on peut dans certains cas la supposer pratiquement constante dans un certain domaine de température.

Dans tous les cas étudiés ici X_{ℓ} a satisfait l'équation :

$$X_{\ell} = C/(T-\theta) + D,$$

dans le domaine de températures, 70 à 370 K, qui est celui que j'ai généralement utilisé. Il est ainsi possible de séparer un terme paramagnétique d'un terme constant, D, toujours faible par rapport au terme paramagnétique.

Pratiquement la procédure est la suivante : soit on mesure l'aimantation sous deux valeurs de champ différentes (par exemple 30 et 40 kOe) en fonction de la température et l'on calcule X_{ℓ} par différence, soit on n'utilise qu'une seule valeur de champ si la contribution ferromagnétique est négligeable, ce que l'on teste en effectuant la courbe d'aimantation pour quelques valeurs de température.

Les valeurs de C, θ , D sont calculées par la méthode suivante ; la valeur de D est ajustée pour obtenir la meilleure corrélation linéaire entre $1/X_{\ell}-D$ et T dans la relation :

$$1/(X_{\ell}-D) = T/C - \theta/C$$

autrement dit il faut minimiser la quantité $1-R$, où R est le coefficient de corrélation :

$$R = \text{cov}(X,Y) / (\text{v}(x) \text{v}(y))^{1/2} \quad \text{avec } X = T, Y = \frac{1}{X_{\ell}-D}$$

La figure 23 montre pour l'échantillon BM15 (schiste à quartz, calcite, phyllosilicates) la courbe $1/X_{\ell}$ en fonction de T et la courbe $1/(X_{\ell}-D) = f(T)$ pour la meilleure valeur de D. Le tableau donne les paramètres C, θ , $1-R$ pour différentes valeurs de D. On voit qu'avec cette méthode C est le paramètre le mieux défini et D le moins bien défini. L'interprétation de ces résultats sera faite dans la 3e partie.

Plus généralement l'étude de l'aimantation induite en fonction de la température peut permettre la mise en évidence de composés présentant des températures d'ordre inférieures à la température ambiante. La valeur de θ est aussi intéressante pour l'identification des composés paramagnétiques et la valeur de C peut permettre un dosage du fer sous forme paramagnétique.

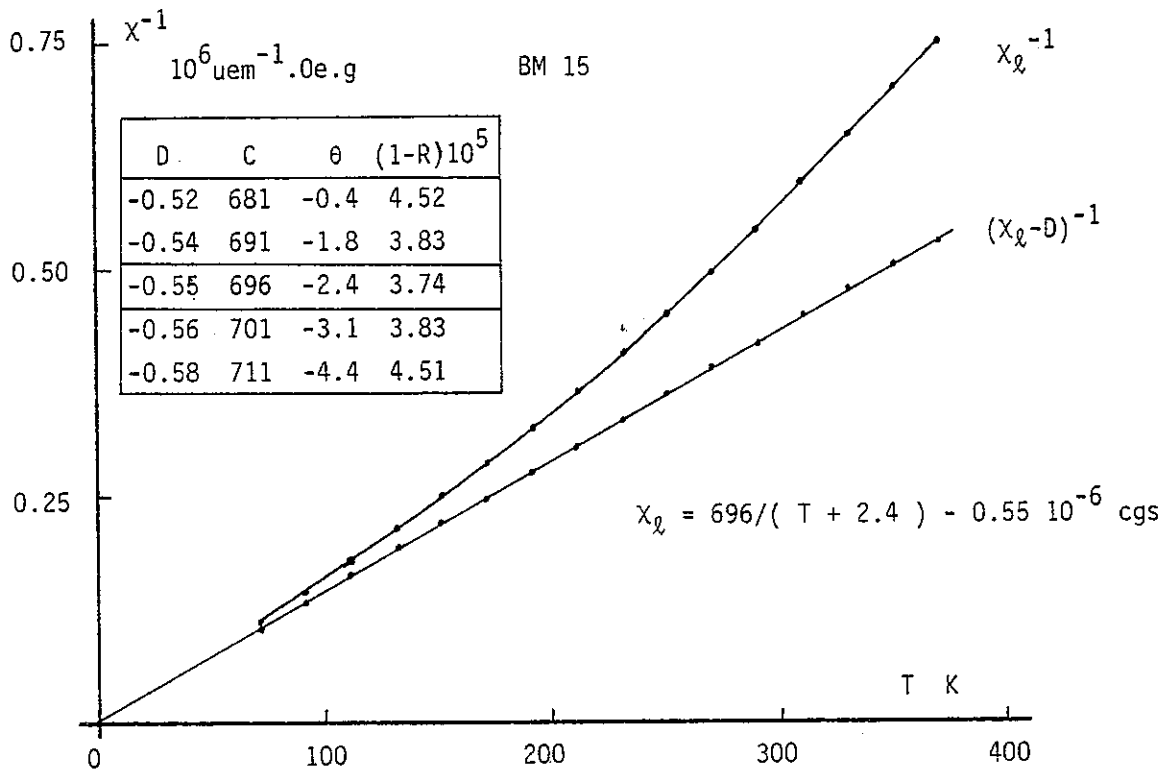


Figure 23 - Courbes de $1/X_g$ et $1/(X_g - D)$ en fonction de T pour l'échantillon BM15 et paramètres de l'ajustement

III.1.2.4 - Etude de l'anisotropie

Les procédures mises au point sur le magnétomètre SHE permettent donc d'effectuer une analyse approfondie des propriétés magnétiques d'un échantillon et en particulier de séparer les diverses contributions ferromagnétiques, paramagnétiques, diamagnétiques et autres, et de les mesurer par un certain nombre de paramètres magnétiques : X_g , X_f , M_s , M_{rs} , C , θ , D , ... (Rochette et al., 1983).

Cette méthode s'étend à l'analyse de l'anisotropie magnétique. Pour cela on utilise un échantillon cubique taillé selon les directions principales de susceptibilité, déterminées auparavant avec l'appareillage Digico et corrélées à la microstructure de la roche. Les études précédemment décrites, effectuées selon les différentes directions principales permettent de connaître l'anisotropie des différents paramètres

précités et ainsi de comprendre l'origine de l'anisotropie globale, séparée en ses diverses contributions possibles.

III.2 - Les mesures en champ intense

Le magnétomètre SHE est limité à la valeur de champ de 50 kOe. Pour certaines applications à basse température il était intéressant d'utiliser des champs plus importants pour examiner l'approche de la saturation des paramagnétiques ou les propriétés d'éventuelles phases ordonnées à basse température.

Dans ce but, j'ai pu utiliser des appareillages existants au S.N.C.I. à Grenoble, qui fournissent des champs allant jusqu'à 150 ou 180 kOe (18 Teslas) grâce à des bobines résistives. La mesure, effectuée par extraction au bout d'une canne rigide de plexiglas, n'a pas une grande sensibilité : un digit vaut $2.66 \cdot 10^{-3}$ uem. Cependant les aimantations mesurées à 4.2 K étant de l'ordre de l'uem, la précision obtenue est amplement suffisante. Les échantillons mesurés sont des cubes d'environ 7 mm de côté, orientés en vue de l'étude de l'anisotropie en champ intense. Seules des mesures à 4.2 K ont été faites car d'autres températures ne peuvent être utilisées qu'avec des échantillons plus petits.

A ce stade se pose le problème de la représentativité d'une mesure magnétique faite sur un échantillon de 0.34 cm^3 . En fait ce problème existait aussi, dans une moindre mesure, avec les échantillons du magnétomètre SHE (1.7 cm^3) et avec les échantillons standards (11.3 cm^3).

Le premier aspect du problème, qui est celui de la signification de l'anisotropie, dépend de l'homogénéité de la fabrique et du nombre de grains contenus dans l'échantillon. En prenant des grains de dimension moyenne égale à $100 \mu\text{m}$ donc de volume 10^{-6} cm^3 on obtient, si l'anisotropie magnétique est due seulement à 1 pour mille des grains, une population de 340 grains sur laquelle est sommée l'anisotropie pour l'échantillon de 0.34 cm^3 . Ce nombre paraît une limite satisfaisante. Donc pour des échantillons de fabrique homogène et à grain fin ($<100 \mu\text{m}$) on peut considérer que la représentativité de l'anisotropie est bonne.

Le deuxième aspect est la signification de la valeur des paramètres magnétiques moyens, en relation avec la composition chimique et minéralogique. Ce problème de l'échelle d'homogénéité de composition est plus compliqué que le précédent et il nécessiterait pour être résolu au point de vue magnétique un grand nombre de mesures cas par cas.

III.3 - Les mesures à haute température

Les mesures à haute température peuvent être intéressantes pour observer les températures d'ordre des phases ordonnées à température ambiante, dans le domaine allant de 120°C pour la goethite à 680°C pour l'hématite. Un appareillage classiquement utilisé dans ce but en magnétisme des roches est la balance de Curie, où l'on

mesure la force appliquée par un gradient de champ sur un échantillon d'aimantation \vec{M} induite dans un champ H . La formule de base est :

$$F = M \frac{dH}{dx}$$

Au laboratoire L. Néel existe une balance de Curie horizontale, mise au point par M. Maeder, pouvant atteindre 850° C. Champ et gradient de champ étant horizontaux la mesure n'est pas sensible au poids de l'échantillon. Cet appareil peut mesurer des échantillons de dimensions suivantes : 6 x 6 x 40 mm (masse de l'ordre de 4 g).

L'aimantation M dépend de la force F , mesurée en mV par compensation électromagnétique, selon la formule suivante :

$$M = 2.5 \frac{F}{H} \text{ uem}$$

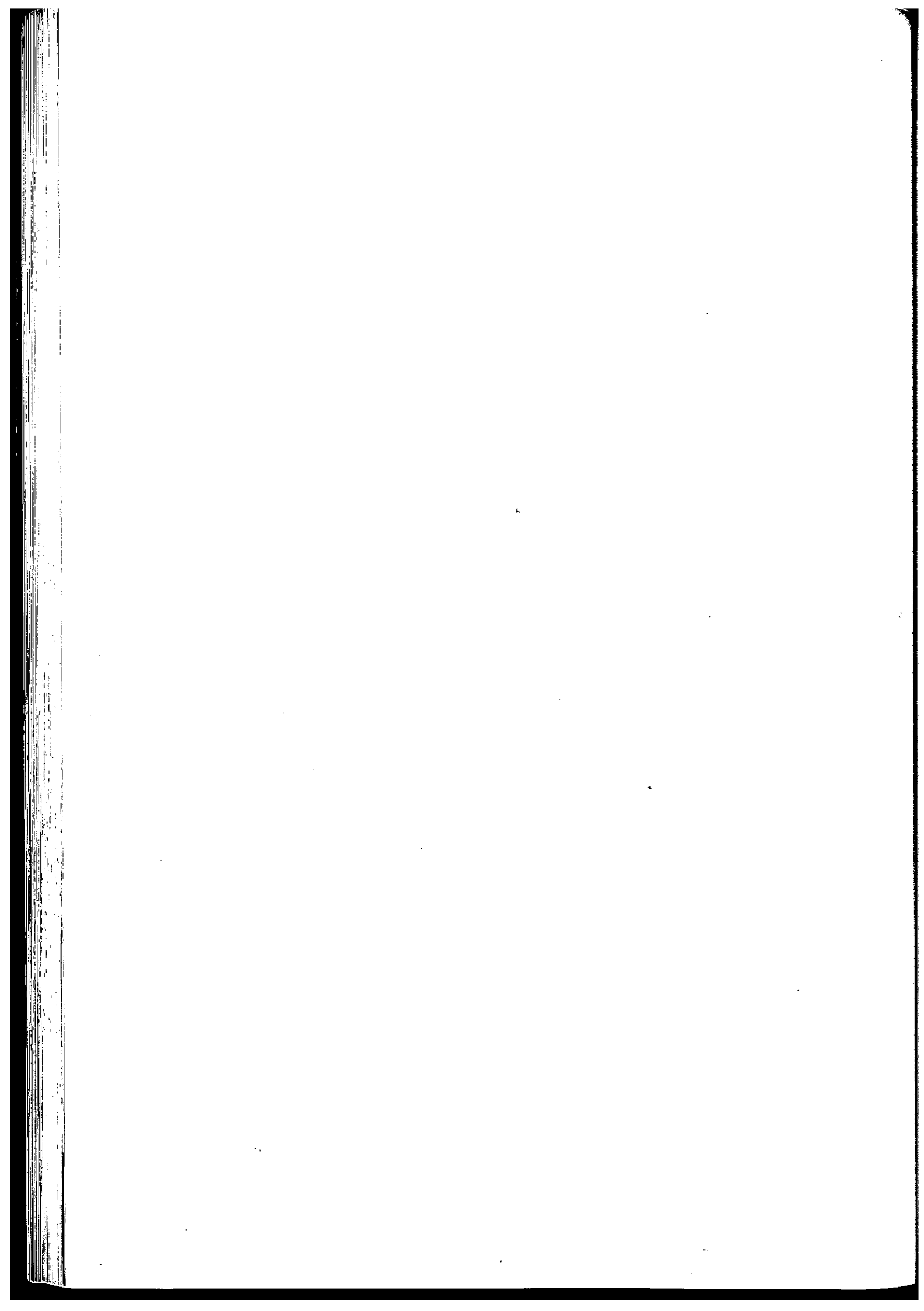
où H est le champ en Oe. La sensibilité est de l'ordre de 0.1 mV. La température est mesurée par une résistance de platine plaquée contre l'échantillon avec une précision meilleure que 1°. L'échantillon et l'ensemble du dispositif sont dans une atmosphère d'hélium à la pression de 0.2 bar. La valeur de champ maximale pouvant être atteinte est de 12 kOe. Cependant pour faire ressortir la contribution ferromagnétique il vaut mieux utiliser la plus petite valeur possible. Malheureusement le signal décroît très vite avec le champ (le signal est en H^2 pour un échantillon paramagnétique).

D'autre part les mesures magnétiques à haute température sont souvent difficiles à interpréter à cause d'éventuelles transformations chimiques de la roche au cours de la chauffe. Ces transformations peuvent en effet avoir des effets magnétiques très importants, particulièrement dans les roches sédimentaires. On peut les limiter en diminuant la durée de la chauffe ou en utilisant une atmosphère contrôlée : les composés du fer sont en effet très sensibles aux conditions d'oxydo-réduction. Des réactions de déshydratation peuvent aussi se produire. En comparant les courbes de montée et de descente en température on peut apprécier l'importance de ces transformations.

TROISIEME PARTIE

ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES DU DOGGER DE LA ZONE DAUPHINOISE

- I - CADRE GEOLOGIQUE DES SITES ETUDIES
- II - RESULTATS DES MESURES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ET D'ARN
- III - MINERALOGIE ET PROPRIETES MAGNETIQUES
- IV - INTERPRETATION DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE ET DE L'ARN



TROISIEME PARTIE

ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES DU DOGGER DE LA ZONE DAUPHINOISE

Dans le but de trouver un matériau propice à l'étude des relations entre propriétés magnétiques et déformation, j'ai effectué un certain nombre d'études préliminaires dans diverses formations sédimentaires alpines. Comme l'étude d'un premier site (BL) de marno-calcaires du Dogger (Jurassique moyen) donnait des résultats intéressants, je me suis borné à l'étude de cette seule formation le long de la zone dauphinoise sur le rebord Ouest des massifs cristallins externes, du Pelvoux au Mont-Blanc, avec une incursion à l'Est de ces massifs, au revers des Grandes Rousses.

En effet il était plus intéressant, pour définir un marqueur magnétique de la déformation, d'observer une évolution des propriétés magnétiques à l'intérieur d'une même formation, en fonction des différentes positions structurales, plutôt qu'une variation des propriétés magnétiques en fonction de variations lithologiques.

Le Dogger répond bien à ces conditions puisqu'il présente une lithologie assez constante à travers la zone dauphinoise tandis que se succèdent du Sud-Ouest au Nord-Est tous les types de fabrique depuis la fabrique sédimentaire dans la région du Beaumont jusqu'à une fabrique tectonique évoluée dans la région de Mégève et encore plus intense au revers des Grandes Rousses.

CHAPITRE I - CADRE GEOLOGIQUE DES SITES ETUDIES

I.1 - Présentation générale

La zone dauphinoise des Alpes françaises (Ramsay, 1963 ; Debelmas, 1974) est constituée d'un socle hercynien et d'une série sédimentaire épaisse de plus de 3 km au niveau de Grenoble, essentiellement secondaire et déposée sur un plateau continental représentant la marge ouest ("européenne") de la mer alpine (fig. 24). Au-dessus des niveaux triasiques semi-continentaux et évaporitiques la série peut, du point de vue lithologique et mécanique, être divisée en deux ensembles.

L'ensemble inférieur, plus épais et formant la majeure partie du Jurassique jusqu'aux terres noires de l'Oxfordien, est constitué de roches sombres, souvent schisteuses, allant des marno-calcaires aux argilites plus ou moins siliceuses (Barfèty et al., 1972 ; Eltchaninoff et al., 1982). L'ensemble supérieur, beaucoup

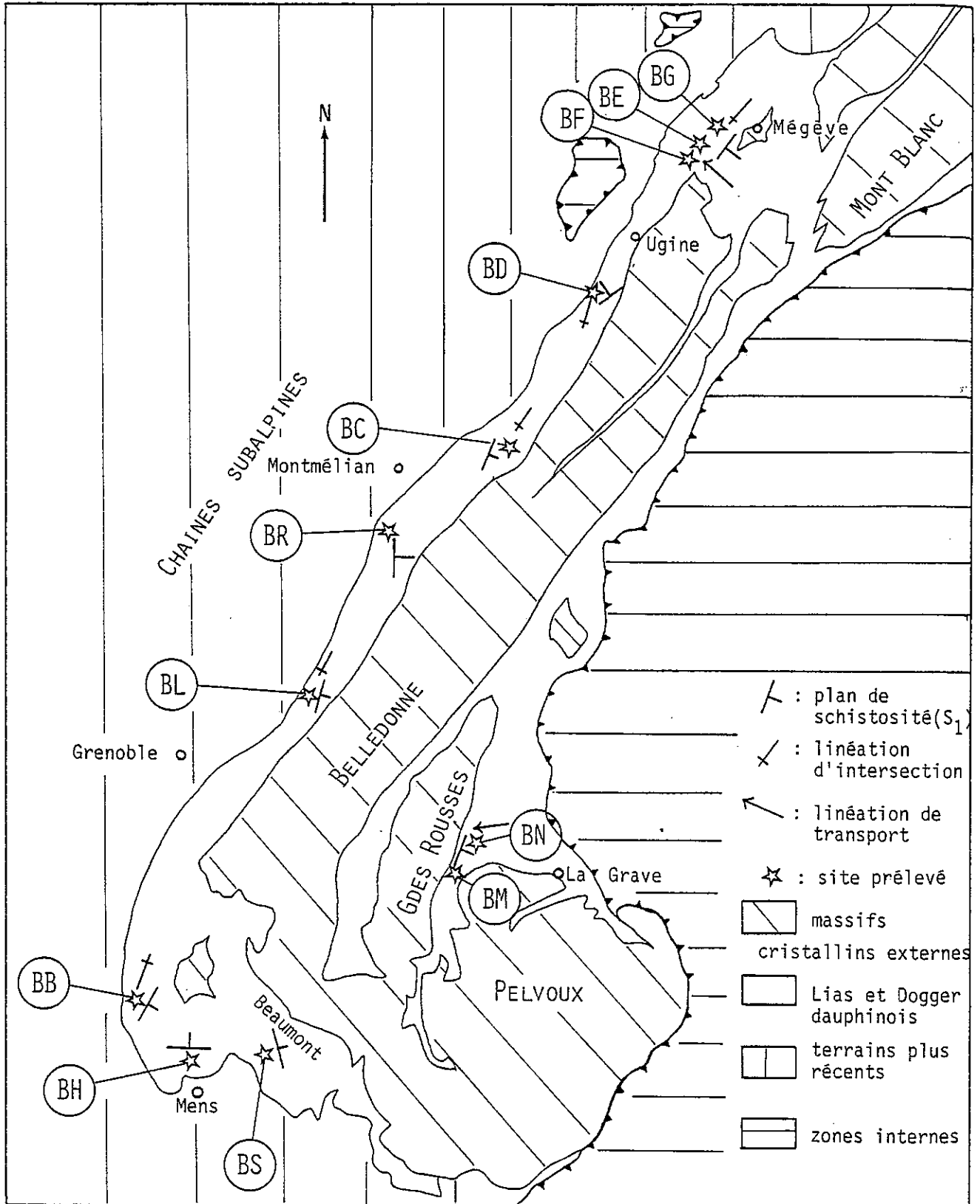


Figure 24 - Carte lithologique et structurale des Alpes occidentales avec la localisation des sites étudiés

plus contrasté, est armé par deux barres de calcaire massif : le Tithonique et l'Urgonien.

La tectogénèse alpine est ici marquée dans sa phase principale par le chevauchement du socle vers le Nord-Ouest (Ménard, 1979) et le glissement dans la même direction de la pile sédimentaire. La déformation compressive se traduit, dans l'ensemble supérieur par une série de plis kilométriques formant les chaînes subalpines, et dans l'ensemble inférieur par des plis beaucoup plus discrets et surtout par une schistosité pénétrative régionale. Le transport vers le Nord-Ouest des chaînes subalpines implique à leur base un cisaillement horizontal qui a été surtout accommodé par la déformation continue de l'ensemble inférieur (Lias, Dogger). Ceci explique l'attitude de la schistosité, pentée vers le Sud-Est ou subhorizontale, et le déversement des plis vers le Nord-Ouest (Gratier et al., 1973 ; Pijolat, 1978).

Ce cisaillement de plus en plus important en allant vers le Nord-Est, avec l'apparition des diverses nappes, induit une déformation croissante du Sud-Ouest vers le Nord-Est : la schistosité est de plus en plus développée et proche de l'horizontale tandis que le déversement des plis croît. Alors que dans toute la zone sud et médiane, de Mens à Ugine, l'étirement observé est assez constamment parallèle aux axes de plis et à l'intersection schistosité-stratification, orientés dans la direction N30, dans la région de Mégève apparaît un étirement selon la direction de transport, orienté en moyenne N130. Cet étirement s'accompagne d'une réorientation des axes de pli et d'un glissement sur les plans de schistosité (Pijolat et al., 1981).

Dans la zone sud, où la déformation est la plus faible, apparaissent des complications liées probablement à la courbure de la chaîne et à la présence du dôme de la Mure. L'attitude de la schistosité est moins régulière et en se rapprochant du massif du Dévoluy on peut observer une phase tectonique plus précoce marquée par des plis est-ouest et à laquelle se superpose la phase synschisteuse ici plus ou moins nord-sud.

Le gradient d'intensité de la déformation précédemment décrit s'accompagne d'un gradient de métamorphisme - l'épizone est atteinte dans la région de Mégève - probablement lié à une variation de l'enfouissement tectonique (Zwart, 1973 ; Aprahamian, 1974 ; Saliot, 1978).

A l'Est des massifs cristallins externes les affleurements de la série dauphinoise sont essentiellement constitués de schistes et marno-calcaires sombres allant du Lias au Dogger. Dans le bassin de Bourg-d'Oisans la déformation est marquée par une linéation d'étirement subverticale (Gratier et Vialon, 1980), tandis qu'à l'Est du massif des Grandes Rousses la linéation est moins pentée et orientée dans la direction moyenne N90. Dans cette région la déformation, particulièrement l'étirement, et le métamorphisme (faciès schistes verts) sont beaucoup plus intenses qu'à l'Ouest des massifs cristallins. On peut relier l'intensité du métamorphisme à un

effet de socle aux abords du Pelvoux et des Grandes Rousses (Bernard et al, 1977).

I.2 - Description des sites prélevés

Onze sites ont été prélevés dans le Dogger de la zone dauphinoise avec l'aide de J.L. Bonnet, P. Dousset, J.P. Gratier, R. Guiguet, J.L. Mugnier, Y. Orengo et P. Vialon.

J'ai aussi repris le site BL échantillonné par J. Pocachard et J.P. Gratier, et étudié du point de vue de la rémanence par J. Pocachard (1980). Le tableau 1 en annexe résume les caractéristiques structurales de ces différents sites, qui sont par ailleurs portés sur la carte de la fig. 1.

Les cartes géologiques au 1/50.000 de la Chapelle-en-Vercors, Domène, Montmélian, St Gervais, La Grave et au 1/80.000 de Vizille et Albertville ainsi que les données structurales de Gratier et al. (1973) et Pijolat (1978) ont été utilisées pour le choix des sites de prélèvement.

I.2.1 - Pétrographie

Le Dogger de la zone dauphinoise, représenté par le Bajocien, est une formation d'épaisseur initiale supérieure à 300 m, monotone et de faciès relativement constant dans toute la zone étudiée. Elle se présente comme une alternance de bancs durs, riches en carbonates, décimétriques à métriques, et de bancs tendres plus argileux. Le Bajocien est caractérisé, par rapport aux formations qui l'encadrent, par l'abondance des grains de quartz détritiques. Les fossiles sont rares ; des traces pyritisées sont quelquefois observées au microscope.

L'analyse des éléments majeurs par fluorescence X a été faite à l'Institut Dolomieu par G. Vivier et F. Keller sur 7 échantillons du site BL.

Tableau 2 - Liste des teneurs par élément (% poids d'oxyde)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
1	62.35	8.90	2.61	0.03	0.46	11.37	1.71	0	0.52	0.18	11.32
2	34.40	3.66	1.80	0.04	1.81	29.3	0.71	0	0.11	0.33	27.08

1 : moyenne de 4 échantillons d'un banc riche en SiO₂ (11, 12, 13, 15)

2 : moyenne de 3 échantillons d'un banc riche en carbonates (17,18,19)

Pour ce qui est des éléments magnétiques l'analyse donne donc 1.83 (1) et 1.26 (2) % de fer (métal) et une teneur en manganèse quasi-nulle. D'autre part le fer a été dosé par voie humide sur d'autres échantillons, par N. Picot à l'École Normale Supérieure.

Tableau 3 - Teneurs en fer métal (g %) mesurées par voie humide

BL2	BL3	BS0	BB6	BF11	BM8	BM11	BM15	BN2
1.78	2.10	3.59	2.31	2.27	3.21	2.46	1.46	2.93

L'échantillon BS0 est représentatif d'une masse importante tandis que les autres proviennent de carottes dont les propriétés magnétiques ont été étudiées en détail.

Le soufre a aussi été dosé par voie humide dans les échantillons BL2 et BL3 donnant 1.37 et 1.29 g %. La matière organique est relativement abondante dans tous les échantillons.

La composition minéralogique, déterminée par diffraction X à l'Institut Dolomieu par E. Dompnier, est qualitativement la même dans tous les sites : quartz, calcite ou dolomie, illite ou autre mica, chlorite. La chlorite est absente au site BL. Le pic à 2.71 Å de la pyrite a été détecté dans les sites BS, BR, BF, BM.

L'étude en diffraction X de la fraction argileuse d'échantillons des sites BL et BF montre au site BL la présence de l'illite seule, au site BF la présence d'illite, environ 80% du total, de chlorite et de traces de paragonite (J. Aprahamian, communication personnelle). La paragonite indique que le métamorphisme a atteint l'épizone. La cristallinité de l'illite pour ces deux échantillons est de 7.4 (BL) et 5.3 (BF) indiquant aussi l'augmentation du métamorphisme vers le Nord-Est (Aprahamian, 1974) ; en fait la présence de paragonite augmente l'indice de BF.

L'observation en microscopie optique confirme bien la présence des minéraux précités, en grains de taille petite et homogène. Les grains de quartz, anguleux, dépassent rarement 50 µm. Les phyllosilicates peuvent se présenter sous trois formes différentes : grands cristaux plats de muscovite détritique, amas globulaires polycristallins de chlorite ayant une taille de 50 à 300 µm, cristaux très petits et répartis de façon diffuse dans la roche.

Les grains opaques, toujours relativement abondants, se présentent sous forme de sphérules de taille variant de 1 à 50 µm environ, très fréquemment en amas. La teinte observée en lumière réfléchie sur ces grains est toujours celle de la pyrite. Le dégagement de SO₂ facilement détectable lors d'une attaque par l'acide chlorhydrique concentré montre aussi l'abondance des sulfures. Plus rarement on observe des tronçons rectangulaires allongés ou d'autres formes attribuables à des débris de fossiles pyritisés. Des cristaux cubiques de pyrite n'apparaissent que dans les sites BM et BN, les plus métamorphiques. Dans certains échantillons (site BL et BF) on observe une coloration brune des plans de dissolution qui est probablement liée à la présence d'oxyhydroxydes de fer.

I.2.2 - Déformation et pétrofabrique

La déformation interne de la roche se manifeste macroscopiquement par plusieurs éléments : la schistosité, la linéation d'intersection, la linéation d'étirement, des marqueurs d'étirement tels que les fentes de tension, stries de glissement, ..., qui sont en fait des marqueurs de la déformation discontinue qui accompagne la déformation continue. L'augmentation de la déformation se traduit, du Sud-Ouest au Nord-Est, par l'évolution de la combinaison de ces divers éléments. On retrouve la succession des divers types de pétrofabrique planaire ou linéaire décrite par Ramsay (1982) dans les nappes helvétiques, depuis la fabrique planaire sédimentaire due à la compaction jusqu'aux fabriques tectoniques évoluées dues à l'aplatissement et à l'étirement lors de la déformation alpine (fig. 25).

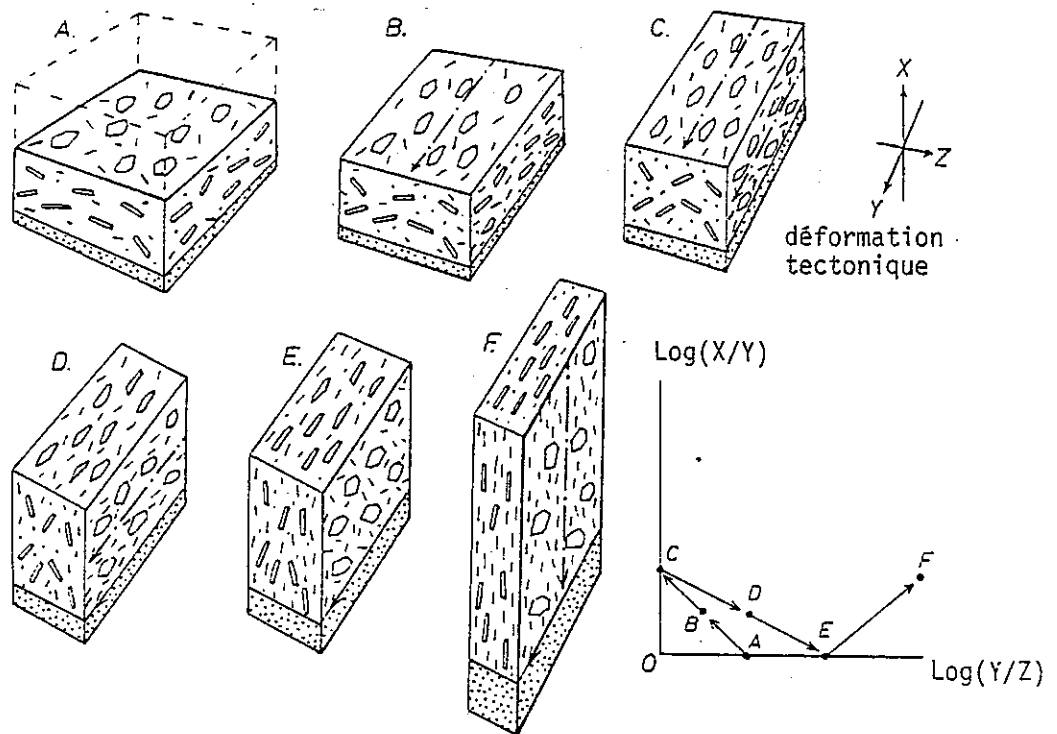


Figure 25 (d'après Ramsay, 1982) - Axes de déformation et pétrofabrique de marqueurs linéaires et planaires dans une déformation croissante :

- A - fabrique planaire sédimentaire,
- C - fabrique linéaire d'intersection,
- E - fabrique planaire tectonique,
- F - fabrique linéaire d'étirement.

Dans les sites de la région du Beaumont, BS et BH, la schistosité est en fait très peu marquée (schistosité de fracture espacée) et la déformation interne liée à cette schistosité est faible.

Au site BB la schistosité (S_1) est déjà plus importante, fortement oblique sur la stratification (S_0) et la linéation d'intersection des plans S_0 et S_1 (S_0 - S_1) devient plus visible. Un étirement parallèlement à cette linéation est indiqué par de nombreuses fines fentes de calcite. Plus au Nord la schistosité devient de plus en plus pénétrative. Lorsque S_0 et S_1 forment un angle important (sites BL, BC, BD) la linéation d'intersection domine et la roche prend un débit en crayons (particulièrement visible au site BD).

Au site BR, S_1 , proche de l'horizontale, est très développée et pratiquement confondue avec S_0 . La linéation d'intersection est alors très peu marquée. En fait au gradient horizontal de cisaillement vers le Nord-Est se superpose un gradient "vertical" à l'intérieur de l'ensemble Lias-Dogger qui fait que plus l'on se rapproche du socle et plus le cisaillement est intense (Pijolat, 1978). Or le site BR se trouve à un niveau structural plus profond que celui des sites voisins, BL et BC, et d'autre part la faible fréquence des bancs durs, qui indique que l'on se trouve à la base du Bajocien, explique que la schistosité ait plus facilement transposé la stratification.

Les trois sites de la région de Mègeve, BF, BE et BG, présentent des caractères similaires : schistosité S_1 sub-horizontale très bien développée, effacement quasi-total de la stratification, nombreux indices d'étirement selon la direction de transport vers le Nord-Ouest. On peut quelquefois observer une légère crénulation correspondant à une schistosité tardive plus raide, S_2 .

Les sites BM et BN, prélevés dans une étroite bande de Dogger affleurant au pied des Grandes Rousses, montrent une coupure franche par rapport à l'évolution décrite dans les sites occidentaux. La roche, très compacte et d'aspect métamorphique, possède une véritable foliation formée de l'addition de l'ancienne stratification et de plusieurs schistosités successives. Dans le site BM on observe une linéation d'étirement très marquée et de nombreux plis décimétriques, P_1 , aplatis dans le plan de schistosité. Les axes de ces plis sont réorientés dans une direction proche de la linéation d'étirement, parallèle à la direction de transport. Bien que la linéation d'étirement soit toujours visible dans le site BN c'est cette fois la fabrique planaire qui domine et l'on n'observe pas de plis P_1 .

La pétrofabrique de ces roches a été observée à partir de lames minces orientées selon les éléments structuraux macroscopiques. La fabrique planaire sédimentaire quand elle est encore repérable s'exprime par plusieurs aspects :

- une alternance millimétrique de lits de composition minéralogique différente ;
- l'orientation préférentielle dans le plan S_0 de grains aplatis ou allongés tels que

des phyllosilicates (muscovite détritique), des grains de quartz, des grains opaques à section rectangulaire, des bioclastes de calcite (site BS), des débris de fossiles ;

- l'orientation préférentielle d'amas de sphérules de pyrite dans le plan S_0 . Ces amas planaires ou linéaires, constitués souvent de plusieurs dizaines de sphérules jointives, ont probablement conservé la forme de débris organiques aplatis dans le plan de dépôt par la compaction et dont la décomposition lors de la diagénèse précoce a provoqué la cristallisation de sulfures dans ce micro-milieu plus réducteur.

La déformation interne tectonique se traduit microscopiquement par deux phénomènes :

- l'apparition de plans de dissolution parallèles à la schistosité et où s'accumulent les minéraux les moins "solubles" : grains opaques et phyllosilicates ;

- la rotation de particules, bien visible sur les phyllosilicates et plus intense à proximité des plans de dissolution.

Les plans de dissolution, formant un réseau cloisonnant la roche en domaines, sont pratiquement absents dans les sites du Beaumont et deviennent de plus en plus nombreux en allant vers le Nord. Des amas linéaires de grains insolubles s'organisent à l'intersection d'un plan de dissolution et d'un plan sédimentaire plus riche en grains insolubles que son entourage, marquant ainsi la linéation d'intersection.

Dans le site BF la linéation d'étirement parallèle à la direction de transport est bien visible à l'échelle microscopique par l'orientation préférentielle des grands axes des porphyroblastes ou amas de chlorite dont la forme est proche de celle d'un ellipsoïde aplati dans le plan S_1 . La forme de ces porphyroblastes semblerait donc pouvoir être utilisée comme marqueur de la déformation interne ou au moins d'une partie de cette déformation ; par contre l'orientation des plaquettes de chlorite d'un même amas n'est pas directement liée à la déformation (voir la discussion faite par Woodland, 1982). La linéation d'intersection, localement perpendiculaire à la linéation d'étirement, est ici toujours visible dans le plan S_1 , où elle est marquée par des bandes d'enrichissement en grains opaques.

Enfin dans les sites BM et BN, la pétrofabrique est caractérisée par la recristallisation totale et orientée de la roche. On observe un véritable litage minéral et une très forte orientation préférentielle des phyllosilicates, en grains bien cristallisés. Les grains de quartz et de calcite sont allongés selon la linéation de transport et les phyllosilicates montrent une crénulation (ondulation des plans des plaquettes) autour de cette direction. Dans ces sites la dissolution n'a pu intervenir que précocement ou tardivement et son rôle dans la fabrique finale paraît mineur par rapport aux recristallisations métamorphiques.

Dans les sites occidentaux l'importance des transferts de matière dus à la déformation par dissolution peut être mise en évidence par ses effets sur la composition chimique.

Une carte de teneur en fer a été réalisée avec un microscope électronique à balayage équipé d'un spectromètre X à sélection d'énergie, au L.A.R.E.C. à Grenoble par J. Garden, sur une surface de quelques mm^2 d'une lame polie perpendiculairement à la linéation d'intersection d'un échantillon du site BL. Sur cette carte apparaissent nettement des bandes d'enrichissement en fer, parallèles aux plans de dissolution (voir photo 1). L'accumulation des grains opaques correspond donc bien à une accumulation du fer.

A partir de l'analyse chimique des éléments majeurs, J.P. Gratier (1983) a mis au point une méthode permettant d'observer les transferts de matière différentiels dans une déformation hétérogène. J'ai utilisé cette méthode dans le cas du pli échantillonné au site BL à partir de l'analyse de 4 échantillons provenant du même banc (fig. 26a).

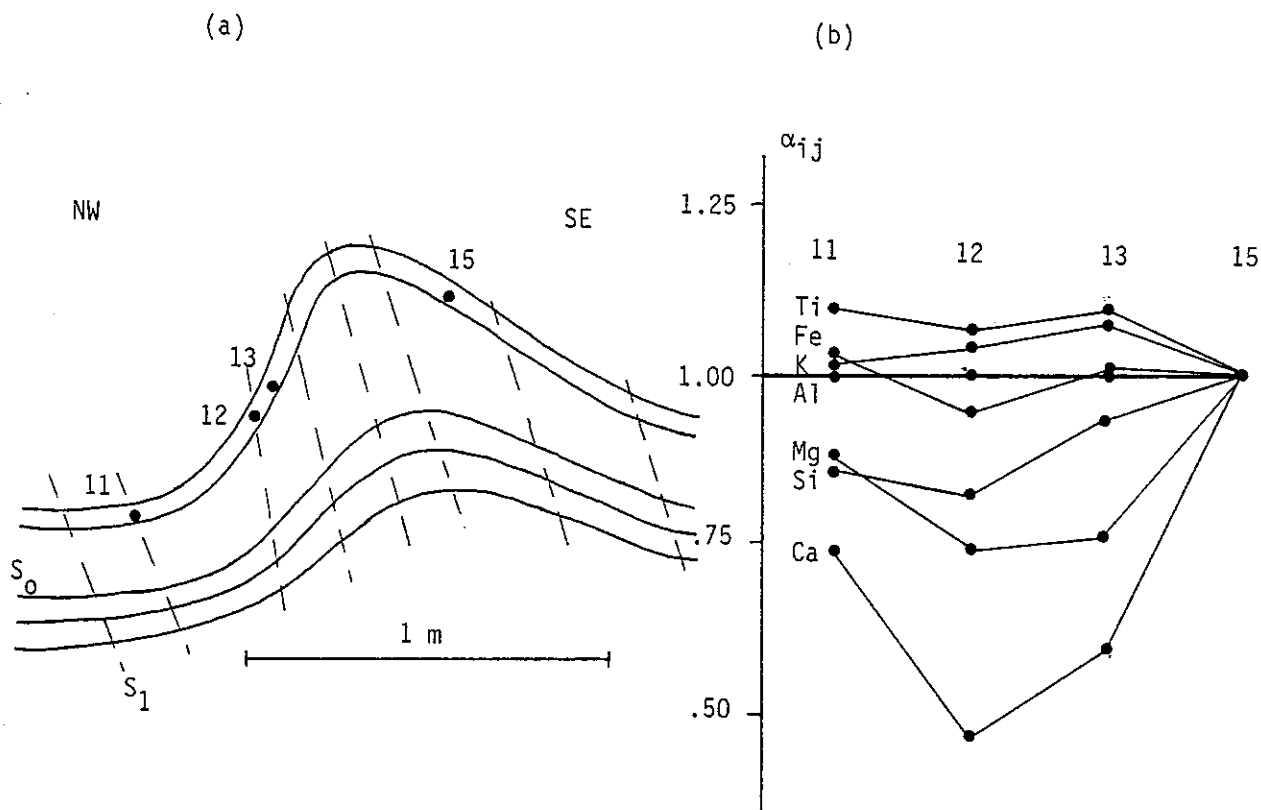


Figure 26 - a) Schéma des prélèvements du pli du site BL
b) Spectres des coefficients α_{ij} pour sept éléments chimiques

La méthode consiste à calculer, à partir d'un échantillon de référence considéré comme celui qui a subi la plus faible dissolution, ici l'échantillon 15, les rapports :

$$R_{ij} = t_{ij}/t_{i15} \text{ où } t_{ij} \text{ est la teneur de l'élément } i \text{ dans l'échantillon } j,$$

$$\text{puis les coefficients : } \alpha_{ij} = R_{ij}/R_{Alj}$$

On trace ensuite la variation des coefficients pour chaque élément afin de définir son comportement (fig. 26b). On voit se dégager deux groupes d'éléments :

- ceux qui sont contenus dans les minéraux dissouts : quartz (Si), calcite (Ca), dolomie (Mg) ; les faibles valeurs de α_{ij} correspondent à une dissolution plus marquée de ces minéraux dans le flanc nord-ouest du pli ;
- les éléments Al, Fe, Ti, K qui ont tous le même comportement ; ils sont contenus dans les minéraux qui s'accumulent passivement lors de la dissolution c'est-à-dire les phyllosilicates et les grains opaques.

Cette situation, similaire à celle décrite par Gratier (1982) dans le même type de matériau, s'explique par l'hétérogénéité de la déformation dans un pli formé par cisaillement. Au début du plissement c'est en effet le flanc inverse, ici le flanc nord-ouest, qui subit la plus importante contraction. Cette contraction est absorbée par la dissolution ; la différence de volume disparu entre les échantillons 15 et 12 calculée à partir de la teneur en Al est :

$$\frac{\Delta V}{V_0} = t_{Al15}/t_{Al12} - 1 = - 25\%$$

En résumé on a vu que les sites échantillonnés décrivent bien l'évolution générale de la pétrofabrique présentée au début de ce paragraphe. On observe aussi une évolution dans les mécanismes d'acquisition de cette pétrofabrique : diagénèse et compaction visible surtout au Sud, dissolution puis rotation de particules croissante en allant vers le Nord-Ouest, et enfin recristallisation orientée surtout visible dans les sites métamorphiques du revers des Grandes Rousses.

CHAPITRE II - RESULTATS DES MESURES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ET D'ARN

II.1 - Caractéristiques de l'anisotropie et relation avec la structure

II.1.1 - La susceptibilité moyenne en champ faible

La susceptibilité moyenne est assez faible dans tous les sites puisqu'elle varie entre les valeurs extrêmes de 3 et 17 10^{-6} uem.Oe $^{-1}$.cm $^{-3}$, se situant ainsi juste au-dessus du seuil de sensibilité de la mesure (selon l'anisotropie de 3 à 5 10^{-6}). Un ordre de grandeur de la susceptibilité en uem.Oe $^{-1}$.g $^{-1}$ peut être obtenu en multipliant par 0.45 la valeur en uem.Oe $^{-1}$.cm $^{-3}$.

La figure 27 montre les valeurs moyennes des différents sites, portés du Sud-Ouest au Nord-Est BM et BN étant à part. Des sous-sites ont été définis là où il y a eu soit prélèvement dans deux affleurements distants de quelques dizaines de mètres, comme dans le site BF - sous-site a, échantillons 1 à 7, et b, 8 à 11 - et dans le site BE - a, 1 à 13, et b, 15 à 20 - soit prélèvement de deux types lithologiques distincts comme dans le site BM où le sous-site b contient les échantillons très calcaires (12, 13, 15, 16, 17) et le sous-site a les échantillons plus phylliteux.

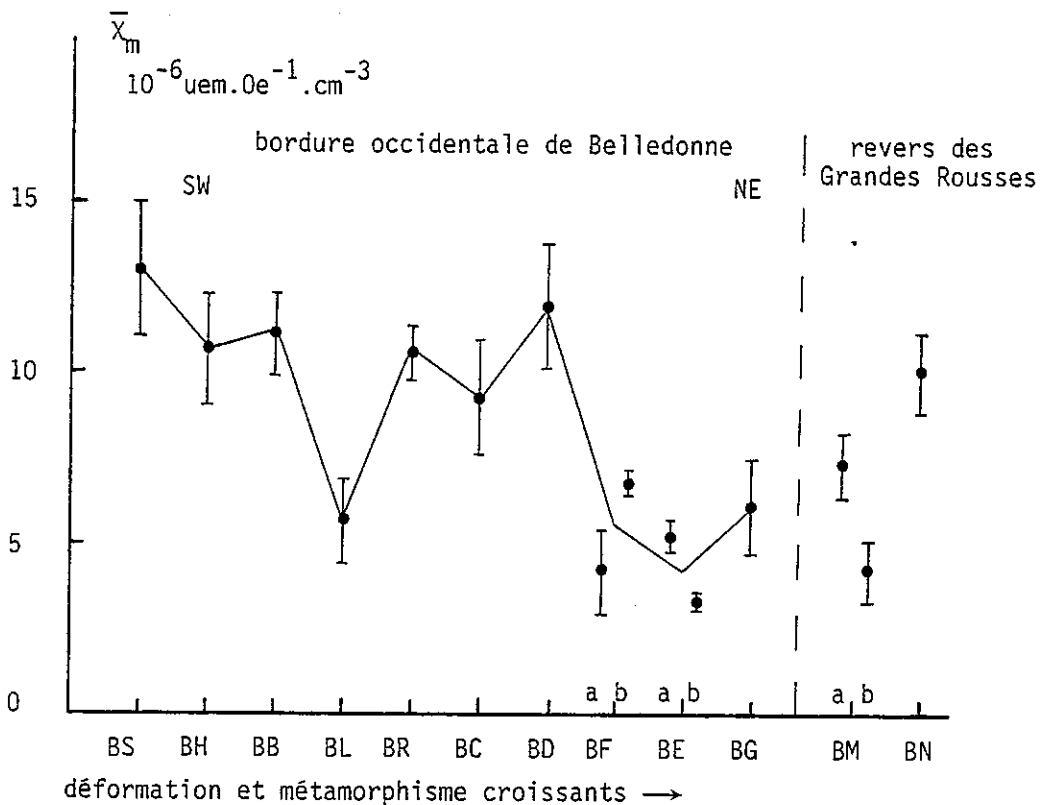


Figure 27 - Valeurs de la susceptibilité moyenne (Digico) pour chaque site ou sous-site. La barre verticale correspond à l'écart-type sur la moyenne

Dans les sites de la bordure ouest on constate une tendance générale (mis à part les sites BL et BD) à une diminution de \bar{X}_m . En fait on peut aussi considérer que \bar{X}_m , en gros constante des sites BS à BD avec une valeur moyenne de 10 ou 11, chute à la valeur moyenne de 5 dans les trois sites voisins BF, BE, BG.

La susceptibilité moyenne en champ faible ne dépend pas directement de la teneur en fer mais de l'état dans lequel se trouve ce fer : nature du minéral, état de division, etc. Par exemple au site BL la susceptibilité moyenne des échantillons 11, 12, 13, 15 provenant d'un même banc riche en SiO_2 est de 4,68 pour une teneur en fer de 1,83 g % et pour les échantillons 17, 18, 19 provenant d'un banc riche en carbonates, elle est de 7,73 pour une teneur en fer de 1,26 g % (voir tableau 2). Si les échantillons carbonatés ont une plus forte susceptibilité que les échantillons plus phylliteux dans ce site, c'est le contraire qui est observé dans les sites BE et BM. On voit donc que l'interprétation des différences de susceptibilité moyenne entre les sites, qui sera faite dans le chapitre suivant, est a priori assez complexe.

II.1.2 - Les directions d'anisotropie de susceptibilité en champ faible

Les directions d'anisotropie, mesurées et analysées selon les procédures décrites dans le chapitre 2.I, présentent les caractéristiques suivantes.

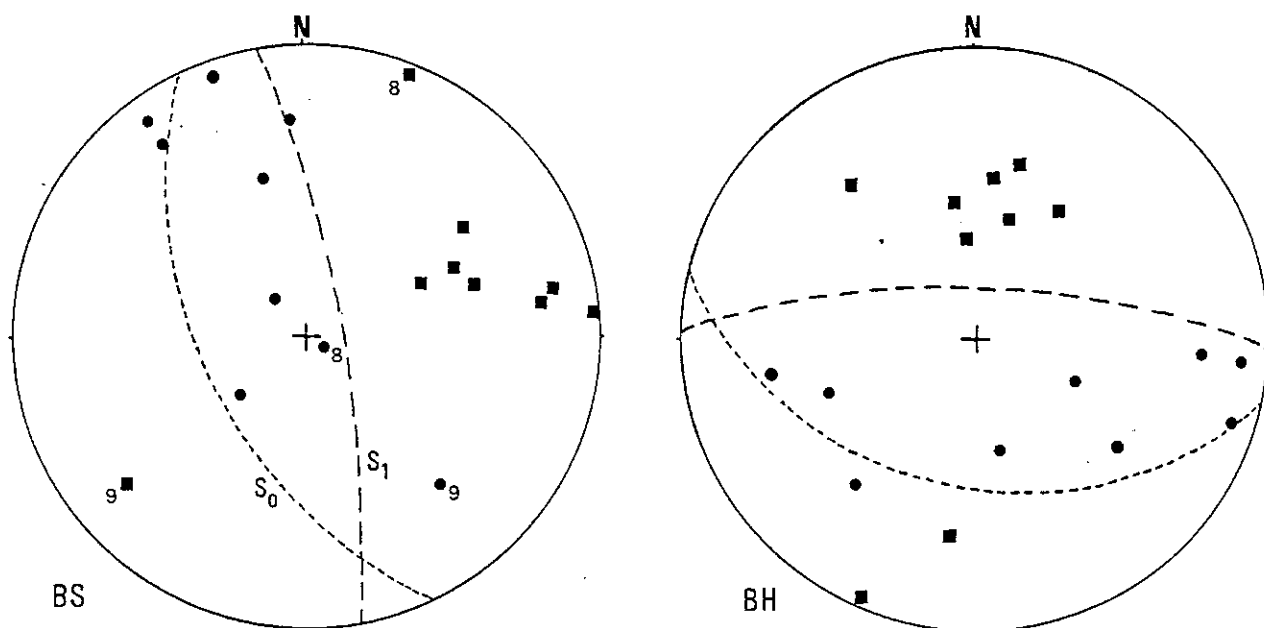


Figure 28 - Projections stéréographiques des directions individuelles d'anisotropie pour les sites BS et BH. ● : X_1 ; ■ : X_3 ; pointillés serrés : S_0 ; pointillés espacés : S_1

Dans le site BS seuls les échantillons du flanc sud-est du pli ont été étudiés du point de vue de l'anisotropie. On observe sur la fig. 28a que les directions sont assez dispersées. Cependant si l'on écarte 8 et 9, qui ont un pendage différent de celui des autres échantillons (voir 3.II.2.1) les directions de X_3 montrent un certain groupement dans une direction proche du pôle moyen de S_0 . Les directions de X_1 tendent aussi à se regrouper vers l'azimut 350 qui correspond en gros à l'intersection S_0-S_1 , mal définie dans ce site.

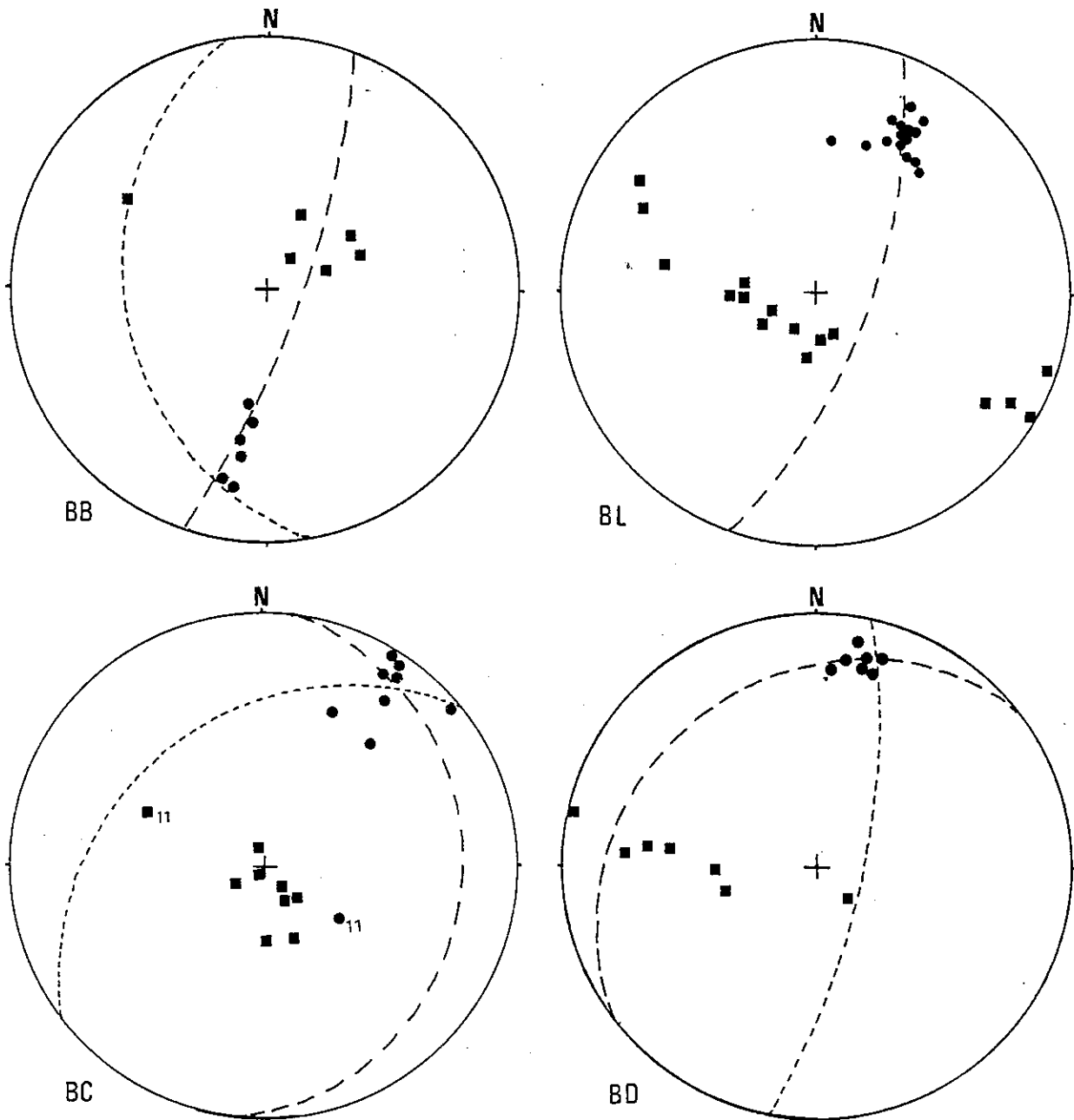


Figure 29 - Projections des directions individuelles d'anisotropie pour les sites à fabrique linéaire d'intersection. Mêmes conventions que fig. 28

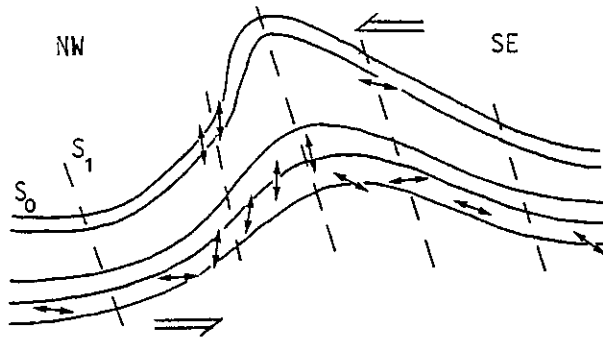


Figure 30 - Traces des plans de foliation magnétique (\rightarrow) perpendiculairement à l'axe du pli du site BL

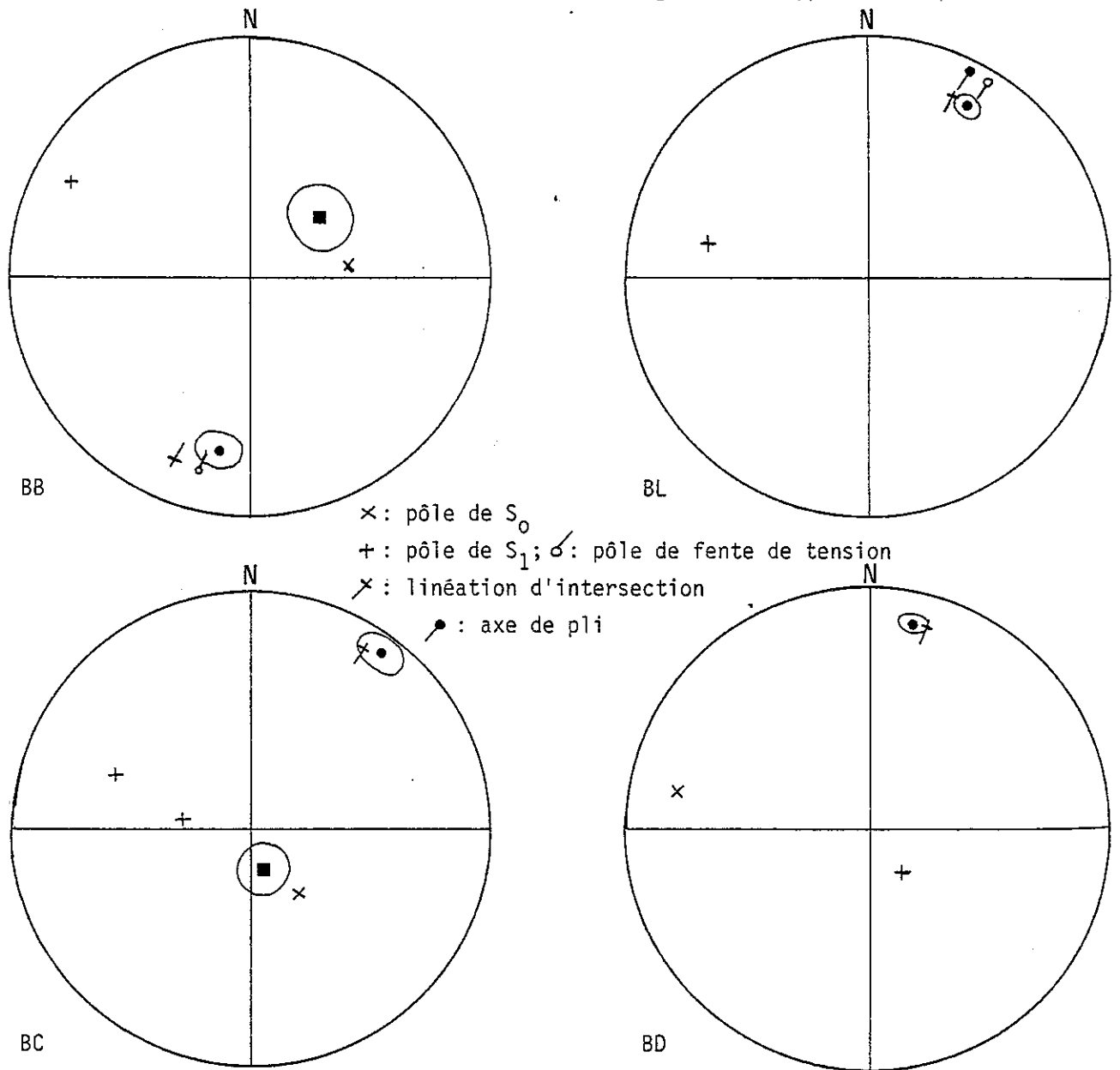


Figure 31 - Directions moyennes d'anisotropie avec leur cercle de confiance et éléments structuraux (mêmes sites que fig. 29)

Dans le site BH on observe encore une forte dispersion et les mêmes caractéristiques (fig. 28b) : - regroupement des directions de X_3 dans une direction proche du pôle de S_0 - dispersion des directions de X_1 dans le plan de foliation magnétique. Dans ces deux sites de la région du Beaumont on peut considérer que la fabrique magnétique correspond à une fabrique planaire sédimentaire peu marquée avec la possibilité d'une légère influence de la fabrique tectonique (linéation d'intersection).

Plus au Nord l'influence de la fabrique tectonique apparait nettement, tandis que les directions d'anisotropie montrent un meilleur groupement. Dans les sites BB, BL, BC, BD (fig. 29) les directions de X_1 sont bien groupées, définissant ainsi une linéation magnétique qui est parallèle à la linéation d'intersection S_0 - S_1 (fig. 31). La situation pour les directions de X_3 est variable : dans le site BB, le moins déformé, les directions de X_3 , assez bien groupées, définissent une foliation magnétique proche du plan S_0 ; dans les autres sites, la compétition entre la fabrique planaire sédimentaire et la fabrique planaire tectonique se traduit par une dispersion des directions de X_3 entre les pôles de S_0 et S_1 .

Le cas du pli échantillonné dans le site BL montre clairement cette compétition : on observe en effet (fig. 30) que dans le flanc inverse (NW), le plan de foliation magnétique est proche de S_1 , tandis qu'il est proche de S_0 dans les flancs normaux (voir aussi la dispersion des directions de X_3 , fig. 29). L'augmentation de l'influence de la fabrique tectonique sur l'anisotropie magnétique se fait donc en parallèle avec l'augmentation de la contraction par dissolution décrite au chapitre précédent (fig. 26).

Dans le site BL tous les échantillons disponibles ont été exploités, tandis que dans le site BB j'ai écarté les échantillons 4 et 5, pratiquement isotropes et donnant des résultats incohérents, de même que les échantillons 1 et 2 du site BC. Dans ce site l'échantillon 11 a sa direction de X_2 parallèle à la linéation magnétique moyenne. Ce phénomène d'inversion d'axes, déjà décrit par d'autres auteurs (Henry, 1982), est ici sans doute plutôt dû à une déficience instrumentale qu'à une combinaison minéralogique particulière. Enfin dans le site BD deux échantillons en très mauvais état ont dû être abandonnés.

Dans les sites BR, BF, BE, BG c'est cette fois la fabrique planaire tectonique qui domine et les diagrammes de la figure 32 montrent tous un très bon groupement des directions de X_3 parallèlement au pôle de la schistosité (fig. 33). On observe entre les sous-sites définis dans BF et BE une différence sur les directions de X_3 . Dans le site BE particulièrement, le sous-site b présente une importante dispersion des directions de X_3 , probablement liée à l'incertitude de mesure découlant de la faible susceptibilité moyenne ($3.26 \cdot 10^{-6}$ cgs).

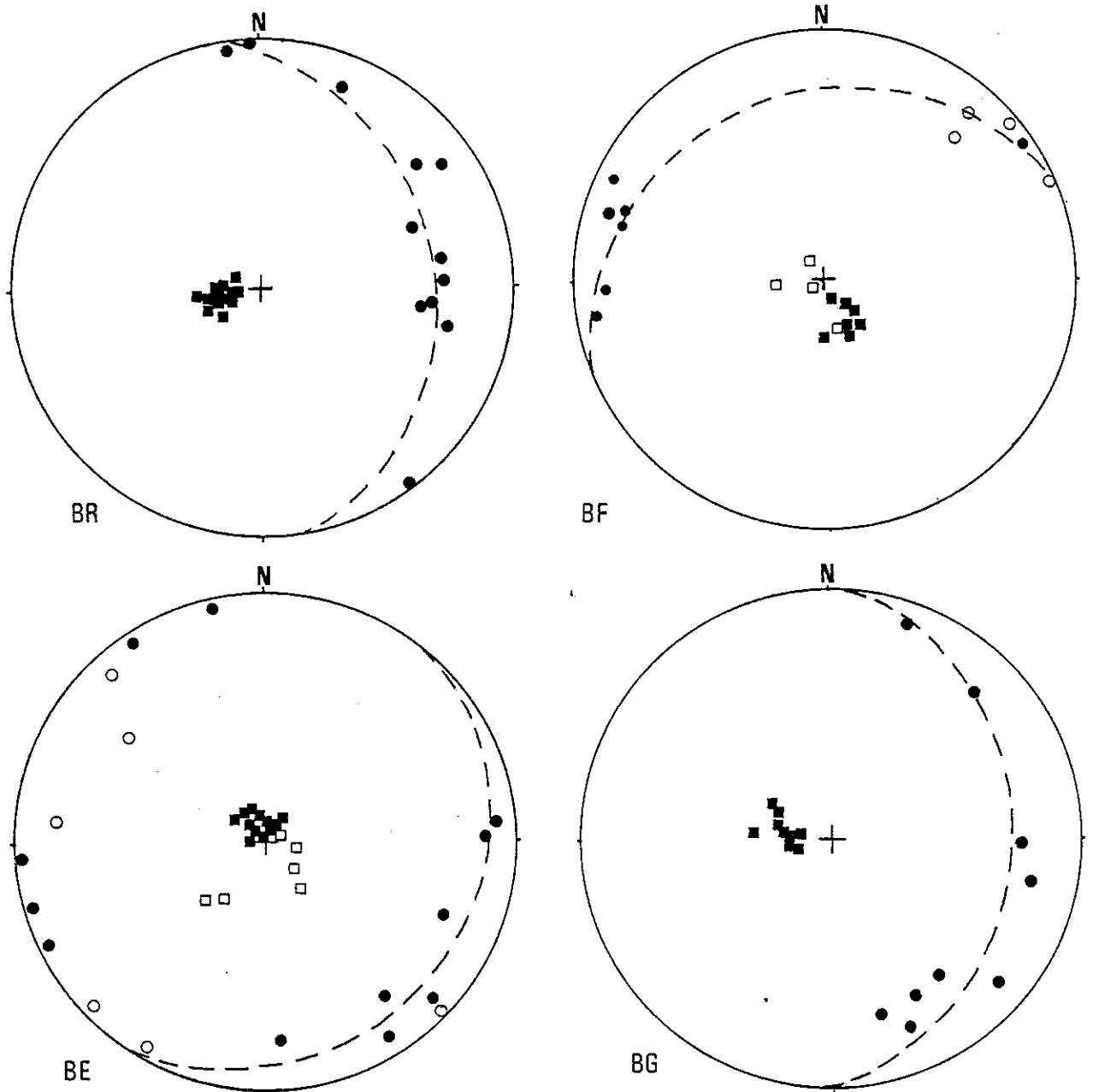


Figure 32 - Directions individuelles d'anisotropie pour les sites à fabrique planaire tectonique. Symboles pleins : sous-sites a ; symboles ouverts : sous-sites b

Les directions de X_1 sont elles très dispersées. Dans le site BR existe une légère tendance au regroupement vers la direction d'intersection S_0-S_1 (ici environ $N60$), mais en gros on peut dire que la fabrique est pratiquement isotrope dans le plan de foliation magnétique.

Dans les sites BF, BE, BG semble apparaître la compétition entre la linéation de transport $N130$ et la linéation d'intersection $N40$ environ (intersections S_0-S_1 ou S_1-S_2). Cette compétition avait déjà été établie du point de vue structural par Pijolat (1978). Dans le site BF on constate que la direction de X_1 est plutôt

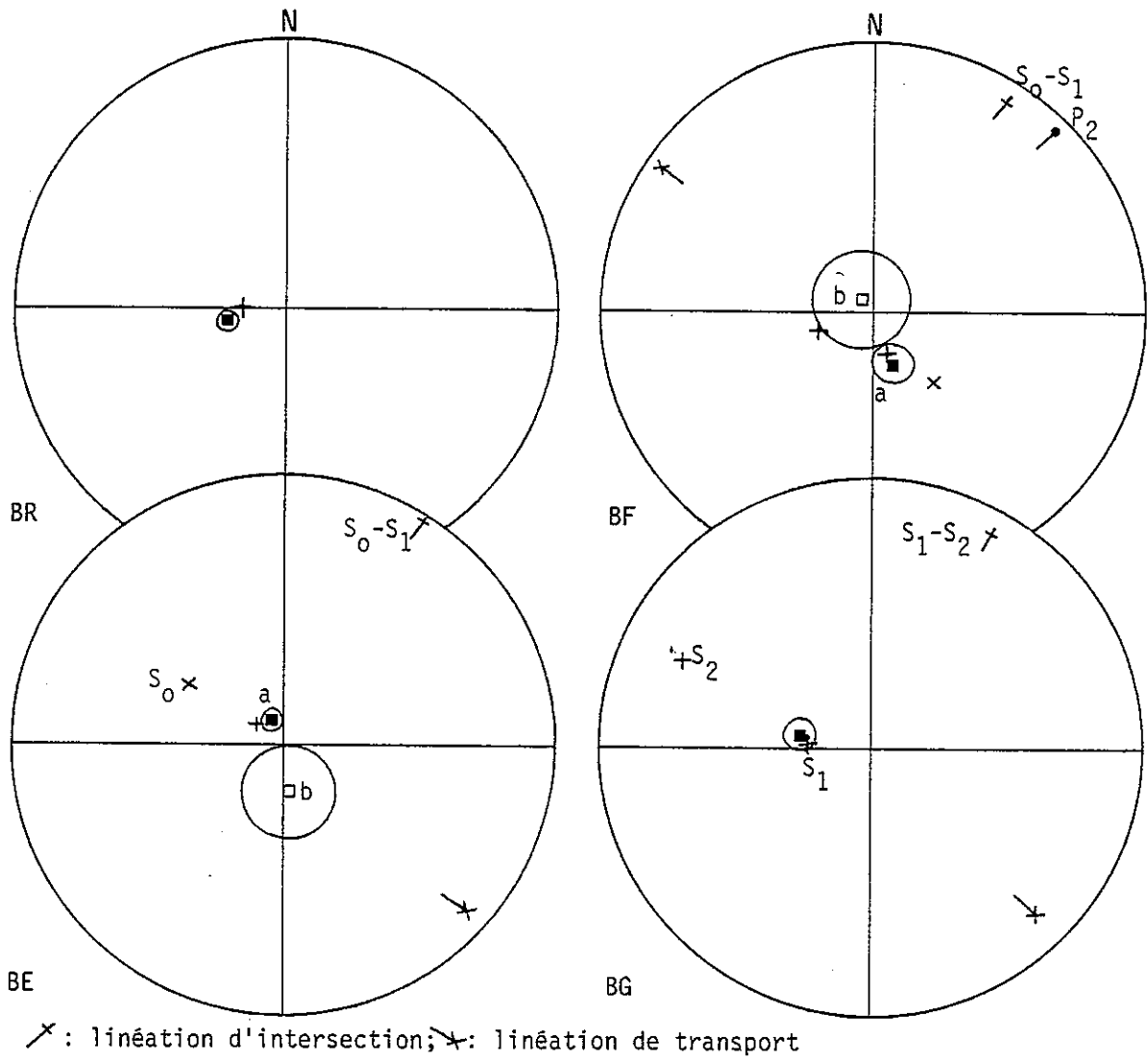


Figure 33 - Directions moyennes d'anisotropie et éléments structuraux (mêmes sites que fig. 32)

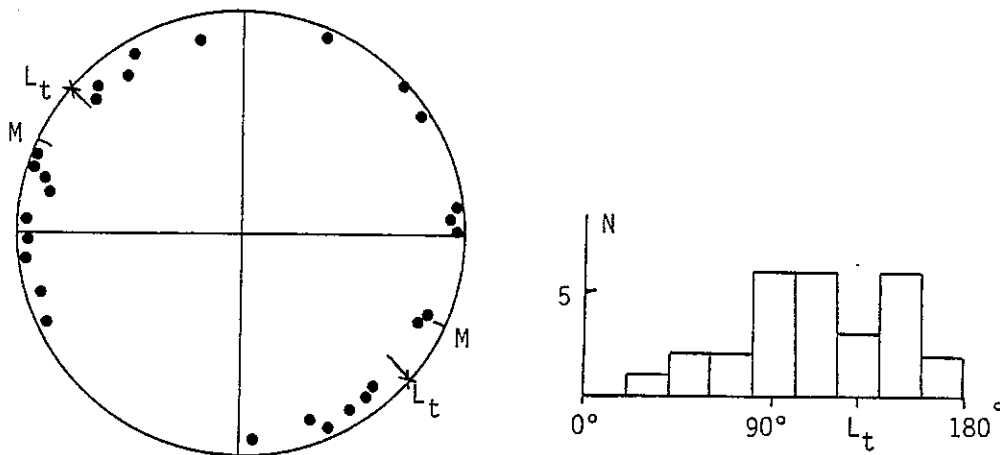


Figure 34 - a) Directions de X_1 corrigées (direction moyenne de X_3 verticale) pour BF_a , BE_a , BG . M : direction moyenne. b) Histogramme des azimuts de X_1

proche de la linéation de transport dans le sous-site a et proche de la linéation d'intersection dans le sous-site b. Un certain regroupement autour de la linéation de transport est plus visible si l'on projette les résultats des 3 sites (en écartant les sous-sites b de BE et BF) après avoir ramené à la verticale la direction moyenne de X_3 pour chaque site ou sous-site (fig. 34). La direction moyenne calculée sur 28 échantillons par la méthode du tenseur d'inertie est de N14. Il est difficile de séparer les deux causes de dispersion : compétition entre les deux linéations et incertitude de mesure due à la faible anisotropie dans le plan de foliation magnétique.

Dans les sites orientaux BM et BN, malgré une schistosité et une linéation très bien marquées, la dispersion des directions est relativement importante (fig. 35), ce qui indiquerait un net changement dans la relation entre anisotropie magnétique et déformation par rapport aux sites occidentaux.

Dans le site BM les échantillons du sous-site b (bancs très carbonatés) donnent des directions peu cohérentes ; ceci s'explique soit par la proximité du seuil de mesure (faible anisotropie conjuguée avec une faible valeur de X_m), soit par un effet minéralogique (voir 3.III.1.2) inversant les axes ; en effet pour trois échantillons X_1 est très proche du X_3 moyen pour le sous-site a. Dans le sous-site a la linéation magnétique est assez bien définie et proche de la linéation de transport, tandis que les directions de X_3 , plus dispersées, ont une moyenne proche du pôle moyen de S_1 (fig. 35c).

La dispersion de X_3 selon un grand cercle peut s'expliquer en supposant que la foliation magnétique est parallèle à la foliation minérale précoce S_{0-1} . Cette foliation est reprise par la schistosité générale S_1 ; S_{0-1} et S_1 sont en fait le plus souvent parallèles, sauf dans les charnières de pli P_1 . La dispersion observée de la foliation magnétique se ferait alors autour des axes P_1 . En effet le pôle du plan moyen contenant les directions de X_3 a un azimuth (N97) plus proche de la direction moyenne des axes P_1 (N110) que de la linéation d'étirement (N80). Dans ce cas la linéation magnétique pourrait aussi être l'image des axes P_1 plutôt que de la direction d'étirement ; les résultats semblent indiquer que l'étirement domine.

Dans le site BN, où la roche est plus phylliteuse et où la distinction entre S_{0-1} et S_1 n'apparaît pas (absence de plis P_1), la foliation magnétique est cette fois bien définie et parallèle à S_1 . Les directions de X_1 sont assez dispersées ; cependant la direction moyenne est proche de la direction d'étirement (fig. 35 b et d).

En résumé on voit (fig. 30, 33, 35) que même si le plus souvent un seul des deux éléments, linéation et foliation magnétique, peut être défini nettement, la fabrique magnétique est bien coaxiale à la pétrofabrique. On trouvera dans le tableau 4 en annexe les directions moyennes et les paramètres de précision représentés sur ces figures.

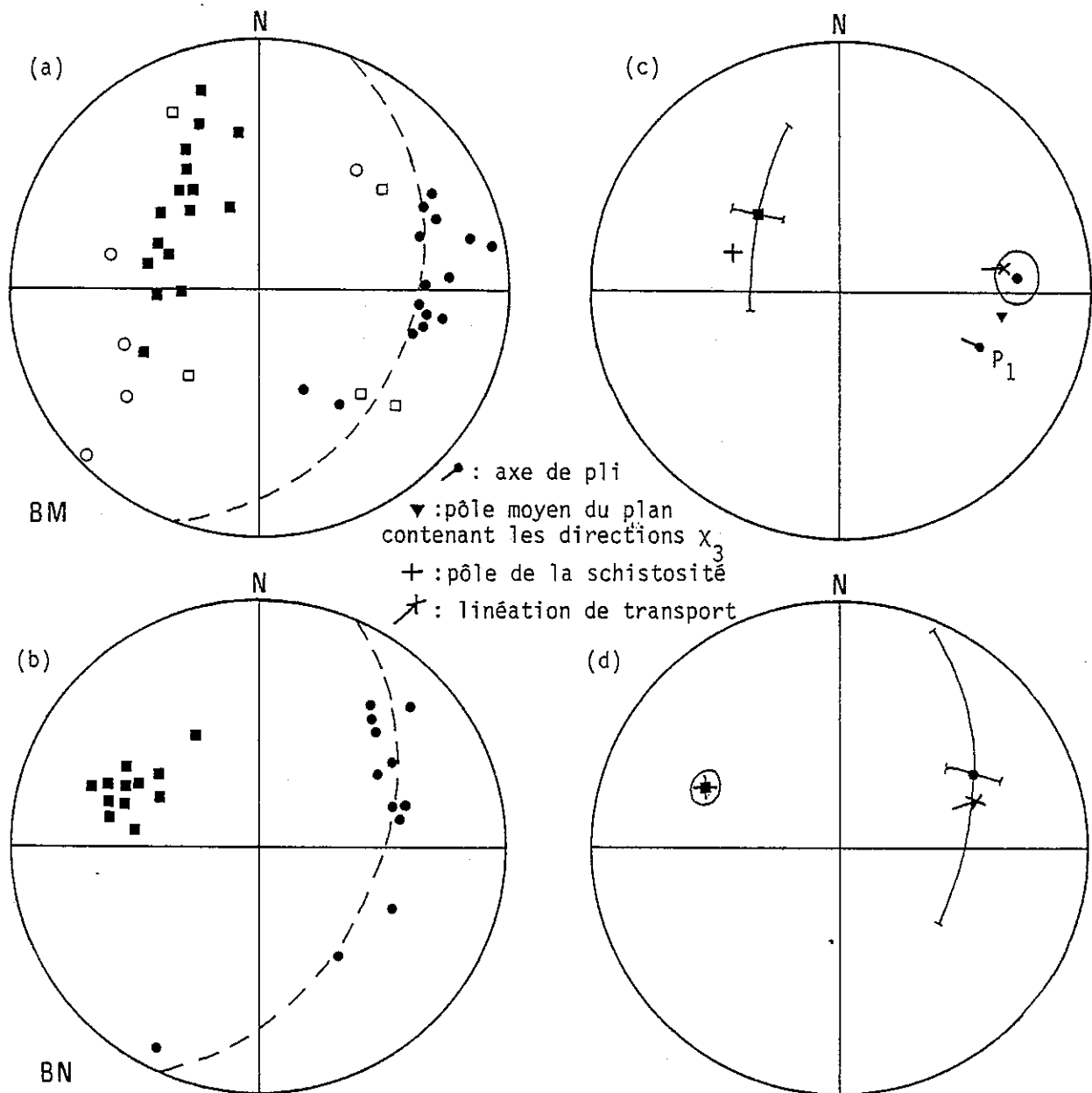


Figure 35 - a) et b) Directions individuelles d'anisotropie pour BM et BN. Symboles ouverts : sous-site b de BM (éch. très calcaires). c) et d) Directions moyennes d'anisotropie avec le cercle de confiance pour X_1 (BM) et X_3 (BN) et les axes principaux de l'ellipse de confiance pour X_3 (BM) et X_1 (BN) ; éléments structuraux

II.1.3 - Forme et intensité de l'anisotropie

L'utilisation des paramètres moyens \bar{P} et \bar{V} (voir 2.I.1.2) d'un site pour comparer l'anisotropie des différents sites doit être entreprise avec précaution vu les problèmes de mesure déjà mentionnés et la grande dispersion de ces paramètres effectivement observée à l'intérieur d'un même site. Cependant la valeur relative de ces paramètres, particulièrement du paramètre de forme V , semble significative.

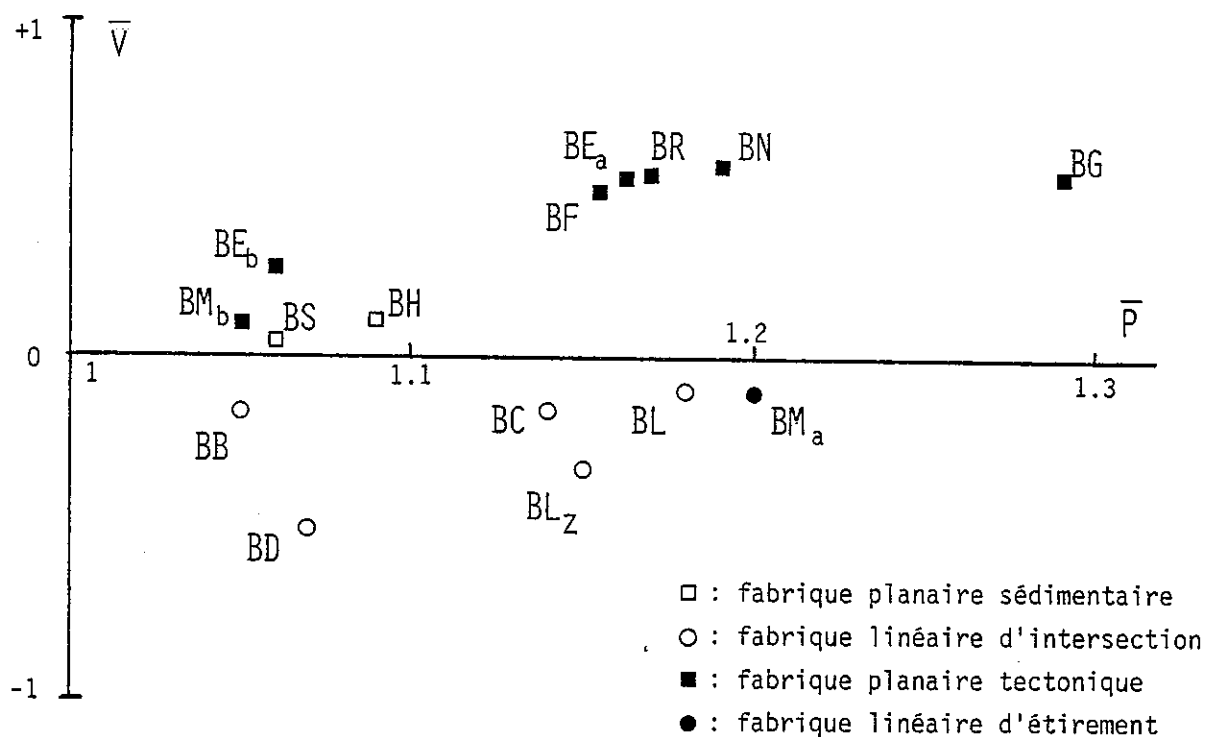


Figure 36 - Valeurs de \bar{V} et \bar{P} pour les différents sites ou sous-sites étudiés. BL_Z correspond aux mesures faites à Zürich

La situation de tous les sites dans un diagramme \bar{V} , \bar{P} (fig. 36) montre assez bien l'évolution de la fabrique magnétique en fonction de la déformation croissante, en bon accord avec les caractéristiques dégagées de l'étude de la pétrofabrique et des directions d'anisotropie.

On retrouve donc au niveau de l'anisotropie magnétique la succession des différents types de fabrique décrits au chapitre précédent (fig. 25) :

- la fabrique planaire sédimentaire ($\bar{V} > 0$) dans les sites du Beaumont, BS et BH, où l'anisotropie est faible et les directions de X_3 assez dispersées ;
- la fabrique linéaire d'intersection ($\bar{V} < 0$) dans les sites BB, BL, BC, BD où il y a compétition entre S_0 et S_1 pour déterminer la foliation magnétique ;
- la fabrique planaire tectonique ($\bar{V} > 0$) dans les sites BR, BF, BE, BG, BN avec une compétition dans le plan de foliation magnétique entre linéation d'intersection et linéation d'étirement tectonique pour les sites BF, BE, BG, et prédominance de l'étirement dans le site BN ;
- la fabrique linéaire d'étirement ($\bar{V} < 0$) dans le site BM.

Si cette séquence se déroule très grossièrement à \bar{P} (degré d'anisotropie) croissant, on constate dans le détail des variations importantes de \bar{P} en contradiction complète avec ce que l'on connaît du gradient de déformation. On verra que ces contradictions s'expliquent en fait par des différences entre les propriétés magnétiques moyennes des différents sites.

II.2 - Analyse de l'ARN

L'intensité de l'ARN varie entre $8 \cdot 10^{-6}$ et environ 10^{-7} uem.cm⁻³. L'évolution de l'intensité moyenne par site, de même que $\bar{\chi}_m$, montre une diminution générale de l'aimantation à déformation et métamorphisme croissants, malgré d'importantes oscillations (fig. 37).

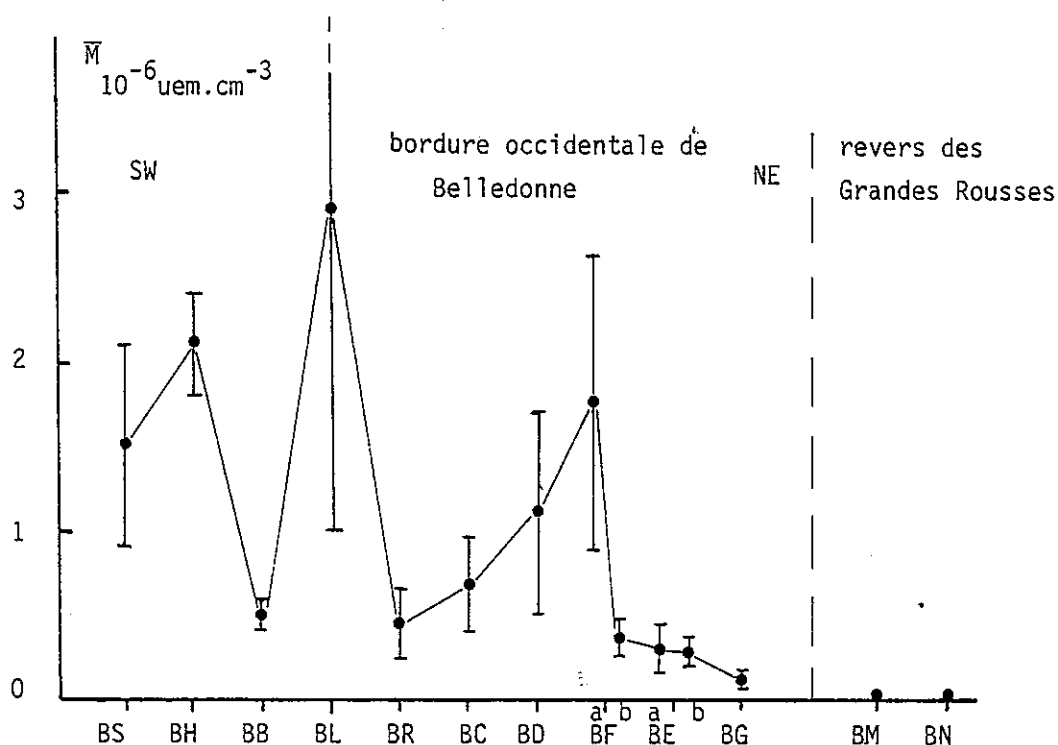


Figure 37 - Valeurs moyennes de l'intensité d'ARN avant désaimantation. Les barres verticales correspondent à l'écart-type sur la moyenne

Les mesures d'ARN présentées pour le site BL ont été faites par J. Pocachard (1980 et communication personnelle). Le seul appareil utilisé étant le rémanomètre Digico, les faibles intensités d'aimantation ont conduit à écarter complètement les sites BG, BM et BN ; ce fait a aussi rapidement limité la désaimantation dans les autres sites. Les 9 sites restants se séparent, selon leurs propriétés, en deux groupes :

- Les trois sites du Sud, BS, BH, BB, peu déformés et où aucun effet d'anisotropie n'apparaît clairement.

- Les six autres sites, BL, BR, BC, BD, BF et BE où l'anisotropie influe nettement sur la direction d'ARN.

II.2.1 - Les sites peu déformés

II.2.1.1 - Région du Beaumont : site BS

Dans ce site, où les deux flancs d'un pli décimétrique ont été prélevés, les directions brutes (avant désaimantation) sont déjà significativement différentes du champ actuel et différentes entre les deux flancs. Au cours de la désaimantation thermique, poursuivie jusqu'à 400° C, une composante secondaire proche du champ actuel disparaît et la direction caractéristique semble atteinte dès 250° C. Bien que le champ coercitif moyen soit faible, plus de la moitié de l'aimantation est perdue à 200 Oe (voir aussi chapitre suivant), la désaimantation par champ alternatif est inefficace pour éliminer la composante secondaire.

Les directions obtenues après désaimantation à 300° C sont portées sur le diagramme de la figure 38. L'échantillon 5 a été écarté à cause de sa faible intensité d'aimantation. On voit très nettement que les directions décrivent un cône autour de l'axe du pli, et que hormis les échantillons 8 et 9 les directions sont bien groupées dans chaque flanc. La direction intermédiaire de 8 et 9 correspond au fait que ces échantillons proviennent de la charnière d'un pli mineur. La position du plan stratigraphique au niveau de ces échantillons étant malaisée à définir leur direction ne sera plus utilisée par la suite.

Le déplissement (voir Bonhommet et al., 1981) peut s'effectuer en supposant deux phases tectoniques : la première (Crétacé sup.) ayant plissé les couches initialement horizontales autour d'un axe horizontal orienté N74, la seconde (Oligo-Miocène) ayant basculé l'ensemble de 51° vers le Sud autour d'un axe horizontal orienté N164, perpendiculaire à l'axe du pli précoce. Les deux phases du déplissement sont illustrées figure 38 b pour les directions moyennes des deux flancs a et b (voir aussi tableau 5 en annexe). L'accord après déplissement est assez bon. La direction moyenne calculée à partir des directions individuelles corrigées de 11 échantillons est : $D = 358.2$
 $I = 59.1$ $k = 105$ $\alpha_{95} = 4.1$.

La courbe de dérive des pôles de l'Europe stable au Jurassique est très mal connue (voir la discussion faite par Hijab et Tarling, 1982), ce qui rend la comparaison peu fiable. Cependant la direction obtenue n'est pas très éloignée des directions calculées à partir des pôles moyens donnés par Irving (1977) - le Bajocien correspond à l'intervalle 170-180 Ma - ou à partir du pôle récemment publié par Hijab et Tarling pour des marnes du Pliensbachien (Lias sup.) du Yorkshire. L'aimantation caractéristique du site BS, antérieure au Crétacé sup. d'après le test du pli est donc probablement une aimantation d'origine.

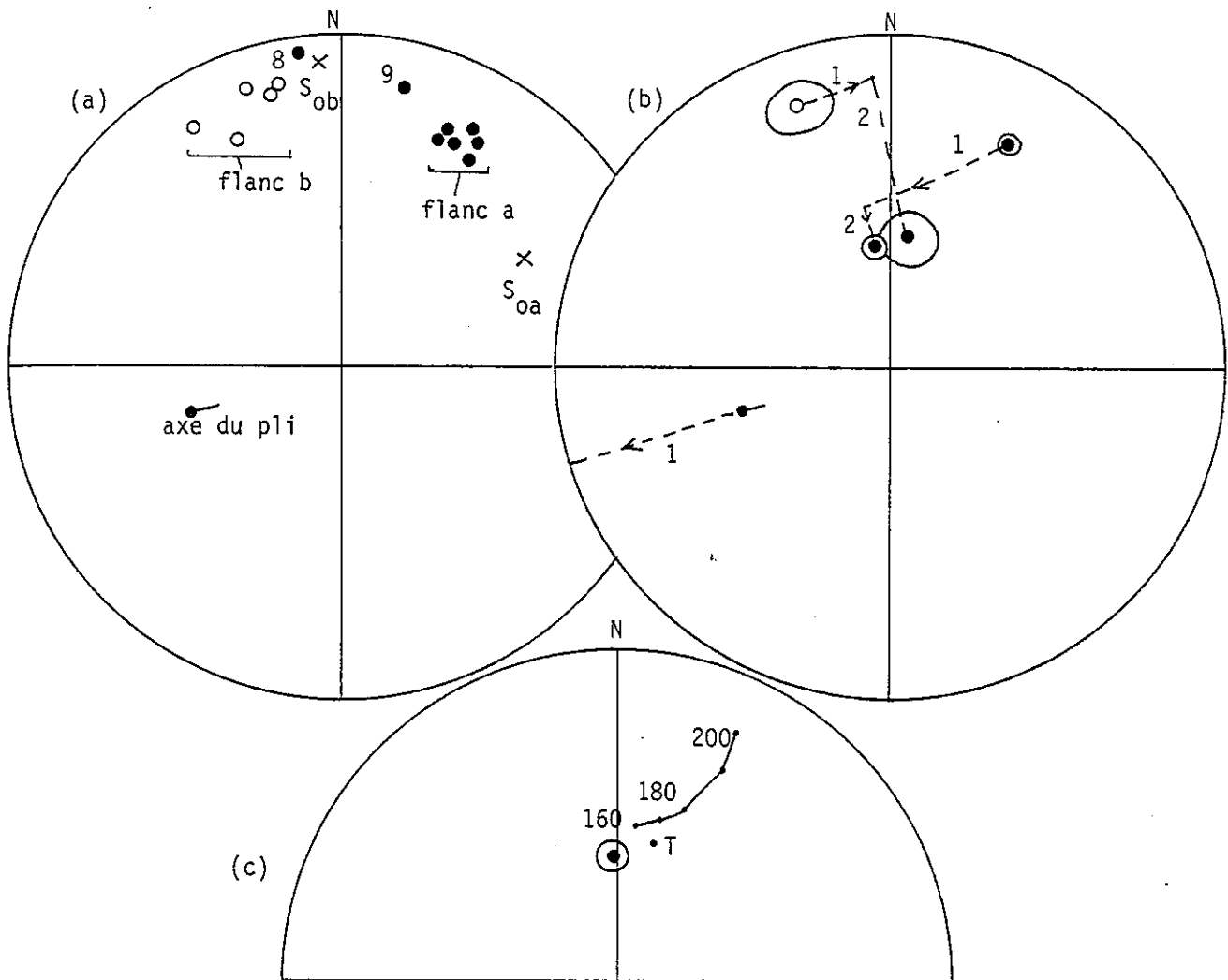


Figure 38 - ARN du site BS : a) directions individuelles à 300° C non corrigées ; b) déplissement des directions moyennes des deux flancs ; c) direction moyenne corrigée et directions déduites du pôle de Tarling (T), Lias sup., et de la courbe de dérive d'Irving (200 à 160 Ma : Lias inf. à Dogger sup.)

Cette étude préliminaire montre que le Bajocien de la série du Beaumont est utilisable du point de vue magnétostratigraphique et paléomagnétique. La polarité normale obtenue peut être comparée aux données magnétostratigraphiques revues par Steiner (1980). La faible rotation anti-horaire par rapport à l'Europe stable (15 à 20°) déduite de la comparaison des déclinaisons semble peu significative vu les multiples incertitudes : un seul site étudié avec 11 échantillons exploitables, incertitude sur le déplissement, mauvaise définition de la direction Europe stable. L'incertitude sur le déplissement provient surtout de la deuxième phase ; cependant l'axe de rotation choisi

est plausible puisque proche de l'azimut de l'horizontale du plan de schistosité et des axes de plis liés à cette phase. Dans l'état actuel des données aucune influence significative d'une déformation interne n'est décelable, en accord avec l'anisotropie de susceptibilité qui indique une fabrique sédimentaire dominante.

II.2.1.2 - Sites BH et BB

Ces deux sites fournissent des directions moyennes avant désaimantation (voir tableau 6 en annexe) proches de la direction du champ dipôle actuel, qui présente une déclinaison nulle et une inclinaison variant de 63.3 à la latitude du site BS à 64.1 à la latitude de Mégève. Pour le site BH la désaimantation thermique a pu être poursuivie jusqu'à 300° C, montrant une tendance vers une plus faible inclinaison et une dispersion importante des déclinaisons. Aucune direction stable n'est atteinte et la dispersion des directions au cours de la désaimantation, alors que le pendage est en gros constant, n'a pas pu être interprétée. Pour le site BB, où l'intensité de l'ARN est faible, la désaimantation thermique a été arrêtée à 150° C car les échantillons n'étaient plus mesurables. A 100° C la direction moyenne - D = 20.1, I = 61.9, $\alpha_{95} = 7$ - n'est pas significativement différente de la direction moyenne initiale. La valeur importante de la déclinaison n'est pas interprétée.

II.2.2 - Les sites de Grenoble à Mégève

Les six sites considérés montrent des directions avant désaimantation bien groupées (tableau 6 en annexe) ; les plus faibles paramètres de précision (k = 25 et 27) sont obtenus pour les sites à faible intensité d'aimantation, BE et BR. Dans le site BF seul le sous-site a a été considéré, étant donnée l'intensité d'aimantation beaucoup plus faible et la dispersion plus grande dans le sous-site b. A la désaimantation on observe une forte résistance au champ alternatif dans le site BL. Les directions moyennes calculées après désaimantation dans 100, 200 et 300 Oe ne sont pas significativement différentes de la direction avant désaimantation et les intensités diminuent très lentement. Au contraire lors de la désaimantation thermique l'aimantation décroît très rapidement et la désaimantation n'a pas été poursuivie au-delà de 150° C. Dans les sites BR, BC, BD, la direction des échantillons encore mesurables à 100, 125 ou 150° C n'évolue pas significativement par rapport à la direction initiale.

D'autre part l'aimantation est postérieure au plissement d'après le test du pli au site BL ; d'après les températures de blocage observées, elle est aussi postérieure au métamorphisme alpin qui a chauffé la zone considérée à plus de 200-250° C, comme l'indiquent l'étude des inclusions fluides (Gratier et al., 1973) et la cristallinité de l'illite (Arahamian, 1974). L'isotherme 150° C n'a probablement été franchi au plus tôt qu'à la fin du Miocène pour les roches actuellement à l'affleurement. Ces éléments conduisent à proposer pour l'origine de l'aimantation les modèles suivants :

- aimantation rémanente visqueuse acquise dans le champ actuel ;

- aimantation thermorémanente partielle acquise lors du refroidissement dans le champ mio-pliocène ;
- aimantation rémanente cristalline acquise lors de l'altération superficielle dans le champ quaternaire.

La discussion de ces différents modèles en fonction de la minéralogie et des propriétés magnétiques sera faite dans le chapitre suivant.

Les trois processus invoqués impliquent tous une acquisition pendant un intervalle de temps suffisamment long pour moyenner la dérive séculaire ; le champ d'acquisition devrait donc être le même pour tous les sites et égal au champ terrestre dipolaire qui, si l'on ne considère que les périodes normales, n'a pratiquement pas changé depuis la fin du Miocène. La dispersion des directions moyennes d'ARN peut s'interpréter en faisant les hypothèses suivantes :

- toutes les aimantations sont acquises dans le même champ H et déviées par rapport à la direction de ce champ à cause de l'anisotropie qui existe au moment de l'acquisition ;
- l'anisotropie magnétique dans les sites BL, BC, BD se réduit en première approximation à une anisotropie de révolution autour de X_1 . En supposant que l'anisotropie de susceptibilité et l'anisotropie d'aimantation rémanente sont coaxiales, la direction de H doit se trouver dans le plan défini par les directions moyennes de X_1 et d'ARN, à l'opposé de la direction de X_1 (Hargraves, 1959 ; Heller, 1973). De même l'anisotropie magnétique dans les sites BR, BF_a , BE se réduisant à une anisotropie de révolution autour de X_3 , la direction de H doit se trouver dans le plan défini par les directions moyennes de X_3 et d'ARN, entre ces deux directions.

La figure 39 montre pour les six sites les portions de grand cercle où d'après ces hypothèses devrait se trouver la direction de H (voir tableau 7 en annexe). Ces grands cercles convergent assez nettement vers une direction qui d'après le calcul est : $D = 3.7$, $I = 64.6$. Cette direction n'est pas significativement différente du champ dipôle actuel, ce qui correspond bien au modèle proposé. La déviation angulaire de l'aimantation, due à l'anisotropie (fig. 40), varie d'après ce modèle de 11 à 25°. L'interprétation quantitative de cette déviation sera faite dans le chapitre 3.IV.

Une autre interprétation serait possible, sans invoquer d'effet d'anisotropie : si l'on écarte les sites BF_a et BE on constate que les directions obtenues pour les sites BL, BR, BC, BD, auxquels peut s'ajouter le site BB, sont assez proches les unes des autres. La direction moyenne obtenue pour les 56 échantillons des 5 sites - $D = 15.3$, $I = 53.6$, $k = 53$, $\alpha_{95} = 2.6$ - pourrait être celle du champ d'acquisition.

Mais outre le fait que ce modèle ne tient pas compte de l'importante anisotropie effectivement observée, il est difficile d'interpréter cette direction significativement différente du champ dipôle de l'Europe stable qui est très bien documenté pour

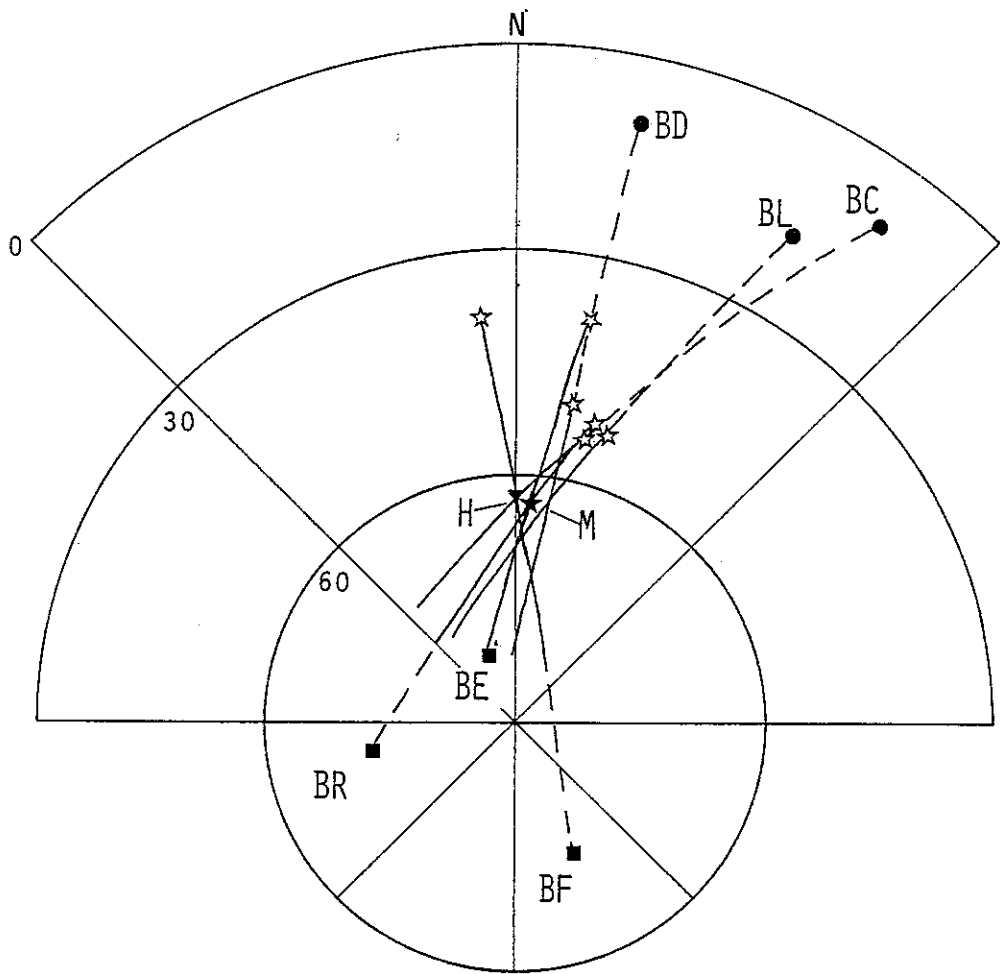


Figure 39 - Sites BL à BF. ☆: directions moyennes d'ARN ; ● : X_1 moyen pour BL, BC, BD ; ■ : X_3 moyen pour BR, BF, BE ; ★ (M) : direction moyenne de convergence des grands cercles ; ▼ (H) : champ dipôle actuel

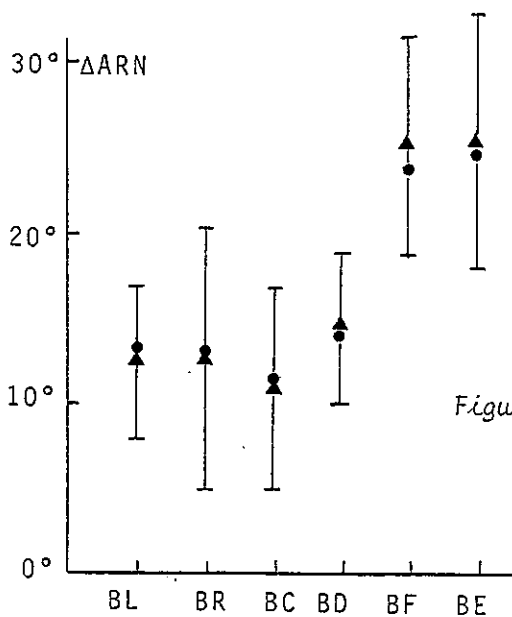


Figure 40 - Déviations de l'ARN par rapport au champ dipôle actuel (●) et par rapport au champ moyen de convergence (▲). La barre verticale correspond au cercle de confiance sur la direction d'ARN

la période du Miocène à l'actuel (voir McElhinny, 1973 ; Irving, 1977, pour la moyenne européenne et Bicquand et Prévot, 1972 ; Bonhommet, 1972, pour les données des formations volcaniques du Massif Central). Il faudrait supposer, soit une forte incursion de champ non dipolaire, soit une rotation normale de 15° de tout l'arc alpin depuis la fin du Miocène, l'inclinaison trop faible restant inexpliquée.

Ces hypothèses paraissent peu probables et de plus n'expliquent pas les directions observées pour les sites BF et BE. On peut donc plutôt considérer que la proximité des directions d'ARN des sites BL, BR, BC, BD est due à la coïncidence des directions d'anisotropie, liées aux directions structurales régionalement assez constantes, conjuguée à un effet déviateur de l'anisotropie sur la rémanence d'intensité voisine pour les quatre sites.

CHAPITRE III - MINERALOGIE ET PROPRIETES MAGNETIQUES

Comme on l'a vu dans les deux premières parties, les contributions aux propriétés magnétiques peuvent être multiples, particulièrement lorsque susceptibilité et rémanence sont faibles. Pour comprendre d'une part la relation entre l'anisotropie magnétique et la pétrofabrication, et d'autre part l'origine de l'ARN, il est nécessaire dans un premier temps de séparer ces diverses contributions liées à la matrice ou aux grains ferromagnétiques. Enfin il faut si possible identifier les minéraux à l'origine de ces contributions.

III.1 - Contribution de la matrice aux propriétés magnétiques

III.1.1 - Séparation de la contribution de la matrice

Un certain nombre d'échantillons ont été sélectionnés dans les différents sites présentés précédemment en vue d'une étude plus approfondie de leurs propriétés magnétiques, principalement à l'aide du magnétomètre SHE. J'ai essayé de choisir des échantillons représentatifs du comportement moyen du site.

Le premier stade, décrit au paragraphe 2.III.1.2, consiste, à partir de l'examen des courbes d'aimantation à température ambiante, à séparer la contribution de la matrice de celle des grains ferromagnétiques. La figure 41 montre quelques exemples de courbes d'aimantation entre 0 et 40 kOe, bien que certaines aient été poursuivies jusqu'à 50 kOe, et la figure 42 montre pour l'échantillon BL3 la courbe en champ faible. On voit sur celle-ci qu'une courbure est déjà décelable à 10 Oe ; la susceptibilité entre 0 et 10 Oe qui sera le plus souvent utilisée pour définir X_0 , n'est donc pas tout à fait égale à la susceptibilité initiale dans ce cas. A 15 Oe apparaît une viscosité : les deux points portés sur la courbe correspondent à l'aimantation mesurée à champ constant à 5 minutes d'écart. Au retour on observe une hystérésis et une viscosité en champ nul. La complexité de cette courbe illustre bien les problèmes liés à la définition d'une susceptibilité en champ faible, X_0 .

En champ fort se pose la question de la linéarité de la courbe. Dans certains cas, par exemple l'échantillon BF6, cette linéarité n'est pas totalement atteinte. On définit quand même la susceptibilité en champ fort, X_d , à partir de la différence d'aimantation entre les deux dernières valeurs de champ : 30 et 40 kOe ou 40 et 50 kOe.

Le tableau 8 donne les valeurs de X_0 et X_d , le pourcentage correspondant à la contribution de la matrice : $x = X_d/X_0$, et la valeur, X_d , de la susceptibilité en champ faible mesurée avec l'appareillage Digico et ramenée à sa valeur en $\text{uem.Oe}^{-1}.\text{g}^{-1}$ grâce à l'étalonnage décrit au paragraphe 2.III.1.2.1.

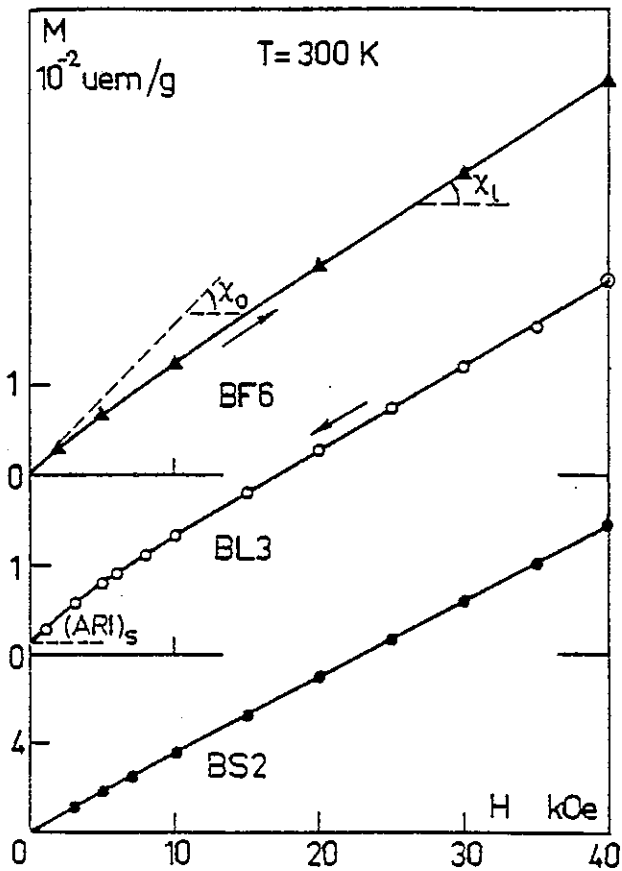


Figure 41 - Courbes d'aimantation en champ fort à 300 K pour 3 échantillons

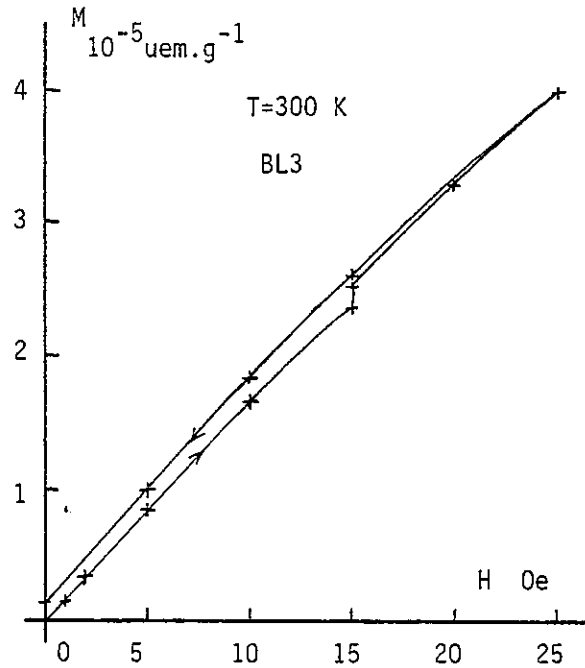


Figure 42 - Courbe d'aimantation en champ faible à 300 K pour BL3

Tableau 8

Ech.	X_0	X_L	$x(\%)$	X_d	Ech.	X_0	X_L	$x(\%)$	X_d
BS0	10.68	3.72	35		BD7	7.14	5.26	74	6.73
BS2	9.19	3.22	35	8.49	BF6	1.61	1.01	63	1.57
BB6	5.54	3.56	64	5.00	BF11	3.36	2.93	87	3.63
BL0	2.53	0.75	30		BE8	2.70	1.95	72	2.59
BL2	2.23	0.65	29		BG1	2.60	2.41	93	2.54
BL3	3.21	1.05	33		BM8	4.15	3.84	93	4.09
BR6	5.64	3.66	65	4.60	BM15	2.05	1.86	91	1.74
BR9	5.48	4.00	73	5.29	BN2	5.09	4.76	94	5.05
BC8	5.67	4.16	73	5.32					

valeurs de susceptibilité en $10^{-6}\text{ uem.Oe}^{-1}\text{.g}^{-1}$

On voit que les valeurs de la susceptibilité en champ faible X_0 et X_d sont généralement proches ; cependant la valeur de X_d est systématiquement plus faible, sauf pour BF11. On peut peut-être mettre en doute l'étalonnage, mais il est aussi très possible que la mesure Digico, faite à 10 kHz, donne pour les grains ferromagnétiques une susceptibilité plus faible que celle mesurée en champ continu, à cause d'un effet de relaxation. Cet effet n'a pas pu être pris en compte par l'étalonnage puisque celui-ci a été effectué avec un matériau paramagnétique. Par contre la variation de X en fonction du champ ne peut pas être invoquée puisque les champs utilisés sont proches : 7 Oe pour le Digico, 10 Oe pour le magnétomètre SHE.

La susceptibilité en champ fort représente toujours une part importante de X_0 : de 30% pour le site BL à plus de 90% dans les sites BM et BN. Ceci montre clairement que dans ces roches les propriétés de la matrice ont une grosse influence sur la susceptibilité et son anisotropie. Leur étude est donc indispensable pour pouvoir interpréter les propriétés globales.

La valeur de X_d varie de 0.65 à $5.26 \cdot 10^{-6}$ uem.Oe⁻¹.g⁻¹ ; les plus faibles valeurs sont obtenues pour les sites BL, BF (sous-site a), BE et BM (sous-sites b), qui se distinguaient déjà de leurs voisins par de faibles valeurs de susceptibilité moyenne \bar{X}_m (voir fig. 27). Pour les autres sites ou sous-sites X_d a une valeur moyenne d'environ 3 à $4 \cdot 10^{-6}$ cgs, constituant une sorte de fond continu auquel va s'ajouter une contribution ferromagnétique beaucoup plus variable.

A titre de comparaison le tableau ci-dessous indique les valeurs de X_d mesurées dans divers types de roche ainsi que pour deux échantillons de Dogger où X_0 n'a pas été mesurée.

Tableau 9

BC1	BM11	a	b	c	d	e	f
4.63	2.33	3.42	0.114	0.605	2.20	4.05	- 0.35

a : schiste Aalénien de la région de Mègeve ; b : calcaire Tithonique de Chartreuse ; c : marbre de Guillestre ; d : molasse rouge Oligocène (Barles) ; e : microgranite (Montagne Noire) ; f : gypse de Vizille.

III.1.2 - Analyse des propriétés de la matrice

La variation de X_d en fonction de la température (voir 2.III.1.2.3) permet de séparer la partie paramagnétique de la partie indépendante de la température en ajustant X_d (T) sur la loi :

$$X_d (T) = \frac{C}{T-\theta} + D$$

Pour les cinq échantillons BF11, BM8, BM11, BM15 et BN2, où en champ fort la contribution ferromagnétique est totalement négligeable (tableau 8), la valeur de χ_g est directement déduite de l'aimantation mesurée à 30 kOe. De plus dans ces échantillons on observe une anisotropie importante de χ_g et les paramètres C, θ et D ont été déterminés selon les directions de susceptibilité maximale et minimale. La figure 43 montre les courbes de $1/(\chi_g - D)$ en fonction de T selon les directions de χ_1 et de χ_3 (voir aussi fig. 24) pour l'échantillon BM8.

Tableau 10 - Valeurs des différents paramètres obtenus entre 70 et 370 K (16 points par courbe)

	BF11		BM8		BM11		BM15		BN2	
	χ_1	χ_3	χ_1	χ_3	χ_1	χ_3	χ_1	χ_3	χ_1	χ_3
C	1010	746	1373	1068	855	672	696	547	1581	1510
θ	-1.3	+23.3	-2.1	+16.7	+1.2	+17.5	-2.4	+7.6	+7.2	+12.2
D	-0.45	-0.03	-0.57	-0.20	-0.38	-0.20	-0.55	-0.22	-0.61	-1.04
$(1-R)10^5$	8.5	11.8	3.5	10.1	1.5	6.6	3.8	7.4	1.9	11.1

C : 10^{-6} uem.Oe $^{-1}$.K.g $^{-1}$; θ : K ; D : 10^{-6} uem.Oe $^{-1}$.g $^{-1}$

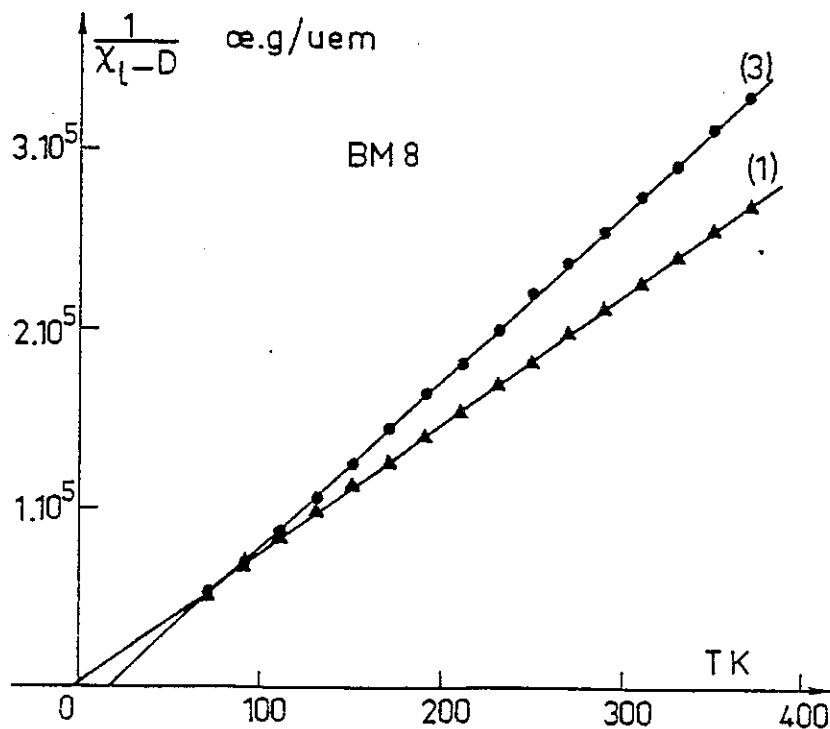


Figure 43 - Variation de $1/(\chi_g - D)$ en fonction de T selon les directions de χ_1 (1) et de χ_3 (3) pour BM8

Le coefficient de corrélation est toujours très bon. On peut cependant remarquer qu'il est systématiquement plus proche de 1 dans la direction de X_1 . Ceci est probablement dû au fait que le couple magnétique qui agit sur l'échantillon a tendance à stabiliser celui-ci lorsque X_1 est parallèle au champ, ce qui diminue le bruit de mesure "mécanique", tandis que le contraire se produit quand X_1 est perpendiculaire au champ.

Le terme D est toujours négatif et sa valeur moyenne, $- 0.43 \cdot 10^{-6}$ cgs, est tout à fait plausible pour une matrice diamagnétique puisqu'elle est intermédiaire entre les valeurs de la calcite et du quartz : $- 0.38$ et $- 0.50 \cdot 10^{-6}$ cgs. L'échantillon BN2 présente une valeur moyenne plus forte : $- 0.8 \cdot 10^{-6}$ cgs. Il est possible que le modèle utilisé pour décrire X_0 soit trop simpliste et qu'un comportement plus compliqué fasse que la valeur calculée de D ne corresponde pas à une réalité physique. Une forte valeur de la susceptibilité diamagnétique des phyllosilicates, malheureusement inconnue, pourrait aussi expliquer la forte valeur de D dans l'échantillon BN2 qui est effectivement le plus riche en phyllosilicates.

Les variations et l'anisotropie de D sont difficiles à interpréter car aux contributions diamagnétiques négatives s'ajoutent peut être dans une proportion notable des contributions positives telles que celles de la pyrite ou de minéraux antiferromagnétiques.

Afin de vérifier les propriétés supposées de la pyrite, j'ai étudié un monocristal provenant du site BM. Ce cristal se présentait sous la forme d'une plaquette de 2 mm de large et 0.5 mm d'épaisseur. Une légère pellicule d'oxyde présente à sa surface a été dissoute dans une solution de dithionite de sodium, $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$. La courbe d'aimantation à température ambiante est parfaitement linéaire, donnant une susceptibilité en champ fort de $+ 1.78 \cdot 10^{-9}$ uem.Oe $^{-1}$ c'est-à-dire $0.23 \cdot 10^{-6}$ cgs. Mais l'étude en fonction de la température montre que X est fonction de T ; on obtient : $\chi = 17/T + 0.18 \cdot 10^{-6}$ cgs. La partie en C/T équivaut seulement à 260 ppm d'impuretés paramagnétiques (Fe^{2+}) présentes soit dans le cristal soit à sa surface. D'autre part la susceptibilité est la même dans le plan de la plaquette ou perpendiculairement. Cette expérience confirme bien que la pyrite possède une très faible susceptibilité positive, isotrope et indépendante de la température, à laquelle peut s'ajouter un petit terme en C/T, dû à des impuretés.

Dans les quatre échantillons BF11, BM8, BM11 et BN2 la contribution paramagnétique est d'après l'étude pétrologique très probablement due aux ions Fe^{2+} et Fe^{3+} présents dans les phyllosilicates : chlorites et micas (illites ou autres). La constante de Curie est dans les 4 cas maximale dans le plan de schistosité (et selon la linéation de transport pour BM et BN) qui est le plan d'orientation préférentielle des cristaux de phyllosilicates. Cette propriété ainsi que les faibles valeurs de θ sont similaires aux propriétés des chlorites étudiées par O. Ballet (1979). En particulier l'anisotropie de la constante de Curie ne peut qu'être due aux ions Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

Le spectre Mössbauer de l'échantillon BM8 à 300 K, effectué par J.R. Régnerd au Laboratoire d'Interactions Hyperfines (D.R.F. Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble) confirme cette interprétation. La roche a simplement été réduite en poudre. Un très bon ajustement du spectre (fig. 44) est obtenu en combinant trois composantes. Les deux principales, 53% et 35% du fer total, correspondent indiscutablement d'après leurs paramètres aux ions Fe^{2+} de la chlorite et de la pyrite.

La diffraction X ayant indiqué la présence de chlorite, pyrite et mica, on a comparé les paramètres de la troisième composante, qui est nécessairement due à des ions Fe^{2+} , avec les paramètres connus pour les divers minéraux du groupe des micas. Seule la biotite semble correspondre aux paramètres obtenus. Bien que l'échantillon provienne d'un site où le métamorphisme est déjà prononcé, celui-ci reste dans le domaine de l'épizone et la présence de biotite semble curieuse. Il faudrait plutôt chercher du côté d'autres micas, pouvant être présents dans l'épizone, par exemple la paragonite, qui a été observée dans la région (Aprahamian, 1974). D'autre part s'il s'agit bien de biotite ce minéral possède un deuxième type de site, en proportion à peu près égale avec le premier, qui donne un spectre confondu avec celui de la chlorite. Les proportions seraient donc 41% du fer dans la chlorite, 35% dans la pyrite, 24% dans la biotite.

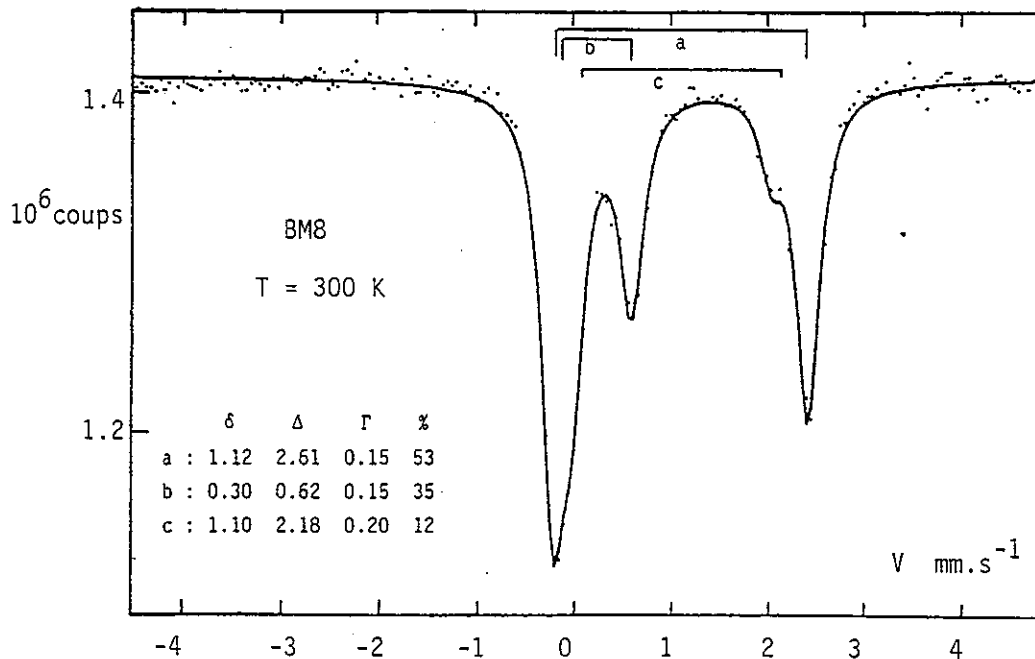


Figure 44 - Spectre Mössbauer à 300 K de BM8. Tableau des paramètres des 3 spectres théoriques utilisés pour l'ajustement ; δ : déplacement isomérique ; Δ : dédoublement quadrupolaire ; Γ : largeur de raie ; % du fer total. a : chlorite ; b : pyrite ; c : biotite (?)

Cependant d'autres études sont nécessaires pour confirmer ou infirmer la présence de biotite et affiner la proportion entre chlorite et biotite. Par contre un autre fait est clair : l'absence d'ions Fe^{3+} , à la sensibilité de la méthode près (1 ou 2%).

L'échantillon BM15, qui provient du sous-site b où sont groupés les échantillons très calcaires, a été mis à part car il pose un problème d'interprétation. Outre le fait qu'il contient très peu de phyllosilicates, la valeur maximale de X_2 et de la constante de Curie est perpendiculaire à la schistosité (voir aussi l'étude d'anisotropie en champ faible) ; ceci exclu le modèle invoqué pour les autres échantillons.

Une interprétation possible consiste à supposer que le paramagnétisme de BM15 est dû à des ions Fe^{2+} dans les carbonates. La sidérite, $FeCO_3$, (voir 1.III.1.2) a en effet une susceptibilité maximale selon l'axe c qui lors de la déformation s'oriente préférentiellement autour de l'axe d'aplatissement. Mais il faut plutôt imaginer que le fer est dilué en faible quantité dans la calcite et l'on ne connaît pas les propriétés magnétiques qui en découlent. D'autre part la susceptibilité diamagnétique est aussi maximale selon l'axe de compression, ce qui, si l'anisotropie diamagnétique est bien due à la calcite, est en accord avec le modèle proposé (Owens et Rutter, 1978).

On a étudié les échantillons entre 70 et 370 K. Il était aussi intéressant d'observer la saturation du paramagnétisme à basse température et en champ intense. J'ai pu réaliser au Service National des Champs Intenses, grâce à l'obligeance de M. Picoche, des courbes d'aimantation à 4.2 K jusqu'à 180 kOe pour l'échantillon BM8 et jusqu'à 150 kOe pour les autres.

On observe (fig. 45) une forte anisotropie même à la valeur maximale de champ et comme on pouvait s'y attendre l'aimantation la plus forte est toujours dans la direction où la constante de Curie est maximale (direction de X_1). L'aimantation à saturation M_s est extrapolée à partir de la dernière partie de la courbe en utilisant la loi :

$$M = M_s - \frac{a}{H}$$

Pour tous les échantillons sauf pour BM15 la courbe selon X_1 a approximativement la même forme : la valeur moitié de l'aimantation à 150 kOe est atteinte à 25 kOe pour BF11 et BM8, 24 kOe pour BN2 et BM11, et seulement à 13 kOe pour BM15, ce qui confirme la présence dans ce dernier échantillon d'un minéral paramagnétique très différent de celui ou ceux présents dans les autres échantillons. L'échantillon BN2 se singularise par sa très forte anisotropie, $M_1/M_3 = 1.73$ à 150 kOe, qui reste quand même inférieure à la valeur de 2.19 observée sur un monocristal de chlorite (fig. 45) par Ballet (1979).

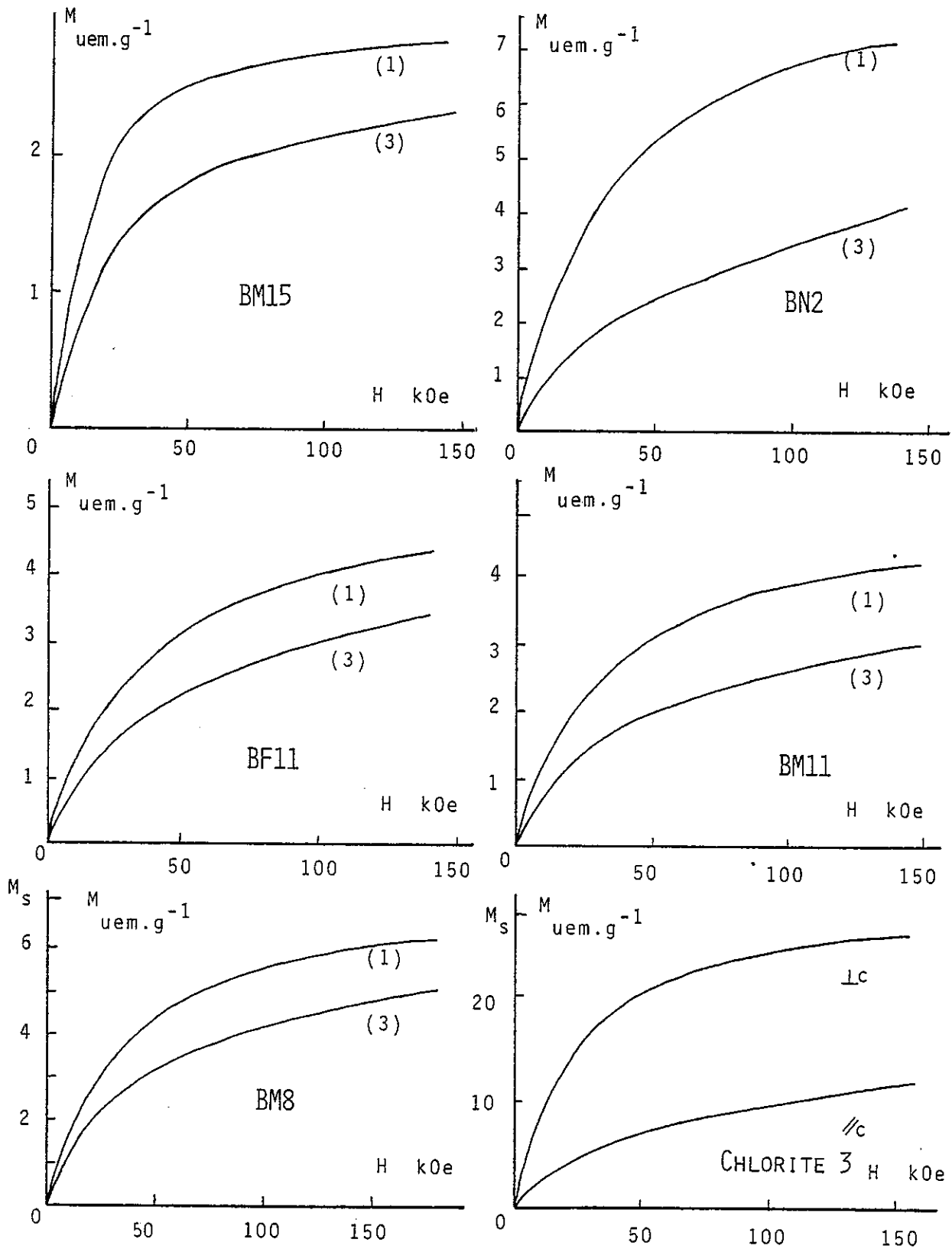


Figure 45 - Courbes d'aimantation en champ intense à 4,2 K selon les directions de susceptibilités maximale et minimale pour 5 échantillons orientés de Dogger et. un monocristal de chlorite (d'après Ballet)

Une comparaison quantitative est possible entre la teneur en fer et les valeurs de C et M_s . Les valeurs de C et M_s pour des poudres (valeurs moyennes pour un cristal) sont :

$$C_m = (592 + 191 \alpha) t_p \cdot 10^{-6} \text{ cgs}$$

$$M_{sm} = (4.2 + 0.8 \alpha) t_p \text{ uem.g}^{-1}$$

où t_p est la teneur en fer paramagnétique dans la roche et α la fraction de ce fer sous forme Fe^{3+} . Les valeurs de C_m sont calculées à partir de C_1 et C_3 en fonction de ce que l'on connaît de la fabrication des échantillons :

- $C_m = (C_1 + C_3)/2$ pour les échantillons du site BM (ellipsoïde neutre) ;
- $C_m = (C_1 \times 2 + C_3)/3$ pour BF11 et BN2 (ellipsoïde de révolution autour de X_3).

On procède de même pour le calcul de M_{sm} . Il aurait été plus rigoureux de déterminer C_2 ou encore mieux de faire la mesure sur une poudre. Mais pratiquement le fait de mesurer une poudre introduit des imprécisions supplémentaires : porte-échantillon important, masse réduite d'un facteur 10 et moins bien déterminée, De plus, on a vu que l'observation de l'anisotropie du paramagnétisme pouvait être un critère de reconnaissance minéralogique.

Tableau 11 - Teneur en fer total (t) et teneur en fer paramagnétique (t_p) déterminée à partir de C_m ou de M_{sm} pour Fe^{2+} seul

	BF11	BM8	BM11	BM15	BN2
t	2.27	3.21	2.46	1.46	2.93
$t_p(C_m)$	1.34	2.06	1.29	1.05	2.63
$t_p(M_{sm})$	1.18	1.60	1.04	0.70	1.82
$t - t_p(C_m)$	0.93	1.15	1.17	0.41	0.30

La différence $t - t_p(C_m)$ correspond au fer contenu dans les composés ne contribuant pas au paramagnétisme de Langevin.

Dans le cas de l'échantillon BM8 le spectre Mössbauer nous indique que le fer de la roche est réparti pour 35% dans la pyrite et 65% dans les phyllosilicates sous forme de Fe^{2+} paramagnétique. Ces 65% correspondent d'après l'analyse chimique à 2.09% de fer. La valeur déduite de la constante de Curie étant de 2.06%, on voit que les mesures magnétiques, couplées à des techniques permettant de connaître le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} , sont tout à fait utilisables pour un dosage non destructif du fer sous forme paramagnétique. La spectroscopie Mössbauer se révèle un outil très efficace dans ce domaine.

Dans l'échantillon BM8, comme très probablement dans les autres échantillons d'après l'étude minéralogique, la valeur de $t-t_p(C_m)$ constitue donc un dosage du fer contenu dans la pyrite. Cependant, mis à part BM8, une sous-estimation de la teneur en pyrite peut provenir de la présence de Fe^{3+} . Dans l'échantillon BF11 cette erreur doit être importante car l'illite, qui contient plus facilement Fe^{3+} , prédomine nettement dans la phase argileuse.

On a raisonné jusqu'à présent sur la constante de Curie ; on constate dans le tableau 11 que l'aimantation à saturation en champ intense fournit dans tous les cas une teneur en fer paramagnétique nettement inférieure à la valeur donnée par la constante de Curie qui elle correspond à une teneur effective. L'aimantation à saturation est donc sous-estimée et la formule utilisée pour M_s n'est peut être pas applicable à la situation qui existe dans les échantillons. Ballet avait aussi constaté dans divers phyllosilicates, que la correspondance avec l'analyse chimique était meilleure avec C qu'avec M_s .

On a aussi étudié la susceptibilité en champ fort dans des cas où la contribution ferromagnétique n'était pas négligeable. La valeur de X_θ est alors déterminée à partir des aimantations mesurées dans 30 et 40 kOe pour chaque valeur de température. De plus les échantillons étudiés présentent une très faible anisotropie de X_θ et en général les mesures n'ont été faites que selon une seule direction.

La figure 46 montre la courbe de $1/X_\theta(T)$ obtenue pour l'échantillon BL0 entre 10 et 300 K. La linéarité est bonne et donc le terme constant D est négligeable. De même pour les échantillons BS2, mesuré entre 70 et 350 K, et BB6, mesuré entre 30 et 160 K, aucune valeur significative de D n'a pu être calculée. Il faut donc supposer que la composante diamagnétique, négative, et la composante positive indépendante de T se compensent pour donner une valeur nulle de D. Il faut cependant remarquer que la procédure utilisée diminue fortement la précision sur X_θ et donc sur les paramètres C, θ et D, et que d'autre part pour les échantillons BL0 et surtout BB6 l'intervalle de température utilisé défavorise le terme indépendant de T.

Par contre pour l'échantillon BL3 apparaît nettement un terme positif n'obéissant pas à la loi $C/(T-\theta)$ (fig. 47). La forme de la courbe suggère que ce terme diminue lorsque la température décroît. La valeur estimée de ce terme à 300 K est de $+ 0.24 \cdot 10^{-6}$ cgs. A l'évidence il n'est pas dû à la pyrite mais à un composé de susceptibilité plus importante, telle que celle d'un antiferromagnétique. Si l'on suppose qu'il s'agit de goethite, de susceptibilité $+ 40 \cdot 10^{-6}$ cgs, le terme calculé correspond à 0.38% de fer dans la goethite, auquel il faut ajouter la quantité nécessaire à la compensation du terme diamagnétique.

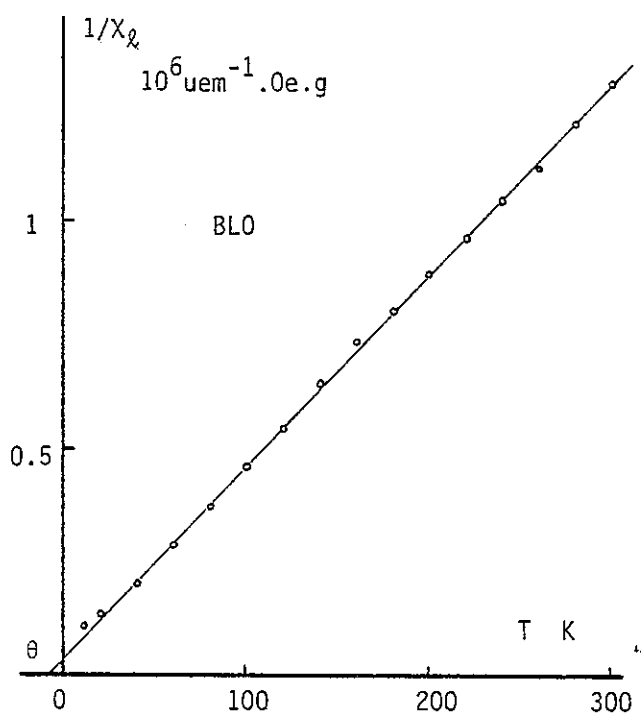


Figure 46 - Inverse de la susceptibilité en champ fort en fonction de la température pour BLO

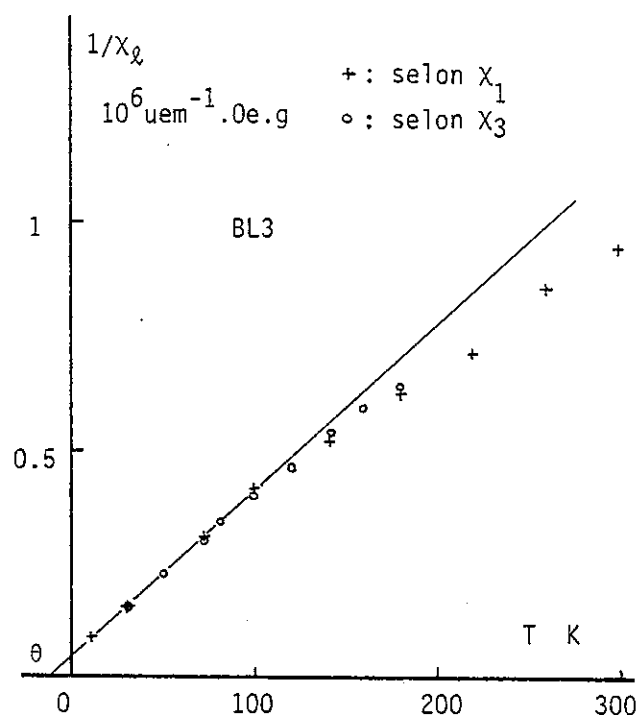


Figure 47 - même courbe pour BL3

Tableau 12

Ech.	C	θ	t_p (Fe^{2+})	t_p (Fe^{3+})	t
BLO	237	- 9.9	0.40	0.30	
BL3	274	- 11.9	0.46	0.35	2.10
BS2	983	+ 13	1.66	1.26	
BB6	1194	- 10.5	2.01	1.52	2.31

C : 10^{-6} uem.K.0e $^{-1}$.g $^{-1}$; θ : K ; t_p : teneur en fer paramagnétique calculée pour Fe^{2+} ou Fe^{3+} .

On voit que pour BL3 une très petite partie du fer est sous forme paramagnétique. La teneur en soufre mesurée sur BL3 (3.I.2.2) correspond à 1.13% de fer dans la pyrite si l'on suppose que le soufre rentre seulement dans ce minéral. La présence de goethite et l'absence de chlorite dans la phase argileuse suggèrent que Fe^{3+} est dominant dans la phase paramagnétique ; ce raisonnement conduit à une quantité de fer dans la goethite de : $2.10 - 0.35 - 1.13 = 0.62\%$. En effet la masse de fer éventuellement présente dans des minéraux ferromagnétiques est sûrement négligeable (voir paragraphe suivant).

En retournant aux considérations tirées de l'étude de χ_2 (T), ces 0.62% de fer dans la goethite impliqueraient une composante diamagnétique de $- 0.16 \cdot 10^{-6}$ cgs. Vu les multiples incertitudes qui se sont ajoutées au cours du calcul, cette valeur bien que plus faible que la valeur typique pour le diamagnétisme ($- 0.4 \cdot 10^{-6}$ cgs), paraît satisfaisante. D'autre part on peut remarquer que la contribution de la pyrite, environ 10^{-8} cgs pour 1% de fer, est bien dans tous les cas négligeable par rapport aux autres contributions à χ_2 .

La présence de goethite en quantité notable dans l'échantillon BL3 alors qu'elle n'est pas décelable, au niveau de χ_2 , dans l'échantillon BL0 peut s'expliquer par une différence d'altération. En effet BL0 provient d'un bloc prélevé dans une partie saine de l'affleurement alors que BL3, comme les autres échantillons carottés, a été prélevé sur une surface assez altérée (patine brune prononcée).

En conclusion de ce paragraphe on peut résumer les différentes composantes qui ont été identifiées dans la susceptibilité de la matrice :

- la composante paramagnétique, prédominante, est due, sauf dans les échantillons très calcaires, aux ions Fe^{2+} ou Fe^{3+} contenus dans les phyllosilicates, principalement la chlorite ;
- la composante diamagnétique observée dans cinq échantillons est en moyenne typique d'un mélange de quartz, calcite et phyllosilicates ;
- dans un échantillon on a mis en évidence une composante antiferromagnétique provenant très probablement de la goethite liée à l'altération ;
- la pyrite, bien qu'abondante dans presque tous les échantillons, contribue de manière négligeable à la susceptibilité de la matrice.

III.2 - Les grains ferromagnétiques

III.2.1 - Etude de la composante ferromagnétique

La courbe d'aimantation à température ambiante nous donne comme caractéristiques de la composante ferromagnétique, la susceptibilité ferromagnétique en champ faible X_f et l'aimantation rémanente isotherme à saturation M_{rs} .

Tableau 13 - Caractéristiques de la composante ferromagnétique pour 16 échantillons

Ech.	X_f	M_{rs}	M_{rs}/X_f	Ech.	X_f	M_{rs}	M_{rs}/X_f
BS2	5.97	190	32	BC8	1.51	91	60
BB6	1.98	57	29	BF6	0.61	860	1410
BL0	1.78	670	376	BF11	0.44	29	66
BL2	1.58	615	389	BE8	0.76	246	325
BL3	2.16	1580	731	BG1	0.19	17	90
BR6	1.98	60	30	BM8	0.31	8.8	28
BR9	1.48	41	28	BM15	0.18	23	126
BD7	1.88	134	71	BN2	0.33	10.7	32

X_f : 10^{-6} uem.Oe $^{-1}$.g $^{-1}$; M_{rs} : 10^{-6} uem.g $^{-1}$; M_{rs}/X_f : Oe.

Au niveau de X_f , l'évolution observée sur la susceptibilité en champ faible (\bar{X}_m , voir fig. 27) apparaît encore plus nettement car les anomalies liées aux variations de X_0 ont été retranchées. La diminution de la susceptibilité ferromagnétique en fonction du gradient de déformation et de métamorphisme est claire. En fait, mis à part BS qui a une susceptibilité beaucoup plus forte, X_f est grossièrement constante des sites BB à BD, avec une valeur moyenne de $1.8 \cdot 10^{-6}$ cgs. A partir du site BF X_f a une valeur inférieure à 10^{-6} cgs, de plus en plus faible.

Cette coupure coïncide avec l'apparition du métamorphisme épizonal. On voit mal comment la déformation seule pourrait induire ce changement dans les propriétés magnétiques à moins que l'on ait une diminution importante de la taille moyenne des grains, donnant une forte proportion de grains superparamagnétiques. Il est donc tentant d'invoquer une véritable réaction métamorphique concernant les grains ferromagnétiques et qui commencerait à se produire au début de l'épizone. On reviendra plus loin sur ce problème.

En ce qui concerne M_{rs} on retrouve qualitativement la même évolution que pour l'intensité de l'ARN (fig. 37) avec toujours des sites où l'aimantation rémanente est anormalement forte. Ces anomalies ressortent encore mieux au niveau du rapport M_{rs}/X_f , dont la valeur dépend du champ coercitif des grains et du rapport entre aimantation rémanente et aimantation induite. Deux catégories de sites apparaissent :

- la première (groupe I) correspond à un rapport voisin de 30 Oe et dans tous les cas inférieur à 100 Oe ;

- la deuxième (groupe II) qui contient les sites BL, BF (sous-site a) et BE présente des rapports beaucoup plus importants, toujours supérieurs à 300 Oe.

Le champ coercitif de l'aimantation rémanente peut être abordé plus directement en effectuant des courbes d'acquisition d'ARI. La figure 48 montre les courbes de première aimantation pour les échantillons BLO et BF6. On voit que même à 50 kOe la saturation est loin d'être atteinte. Le champ coercitif que l'on pourrait déterminer expérimentalement ne serait donc qu'une valeur approchée par défaut de la valeur réelle. La moitié de l'aimantation maximale est atteinte pour BLO à 7 kOe et pour BF6 à 13 kOe.

D'autres échantillons avaient déjà été saturés auparavant. On étudie donc leur ARI obtenue après application d'un champ variable, en sens inverse de l'ARI à saturation initiale. On obtient ainsi directement une mesure du champ coercitif moyen, H_{CR} , valeur de champ pour laquelle l'ARI s'annule. Pour l'échantillon BB6 on déduit ainsi de la courbe d'ARI (fig. 49) la valeur : $H_{CR} = 580$ Oe. Le tableau 14 récapitule les différentes valeurs obtenues.

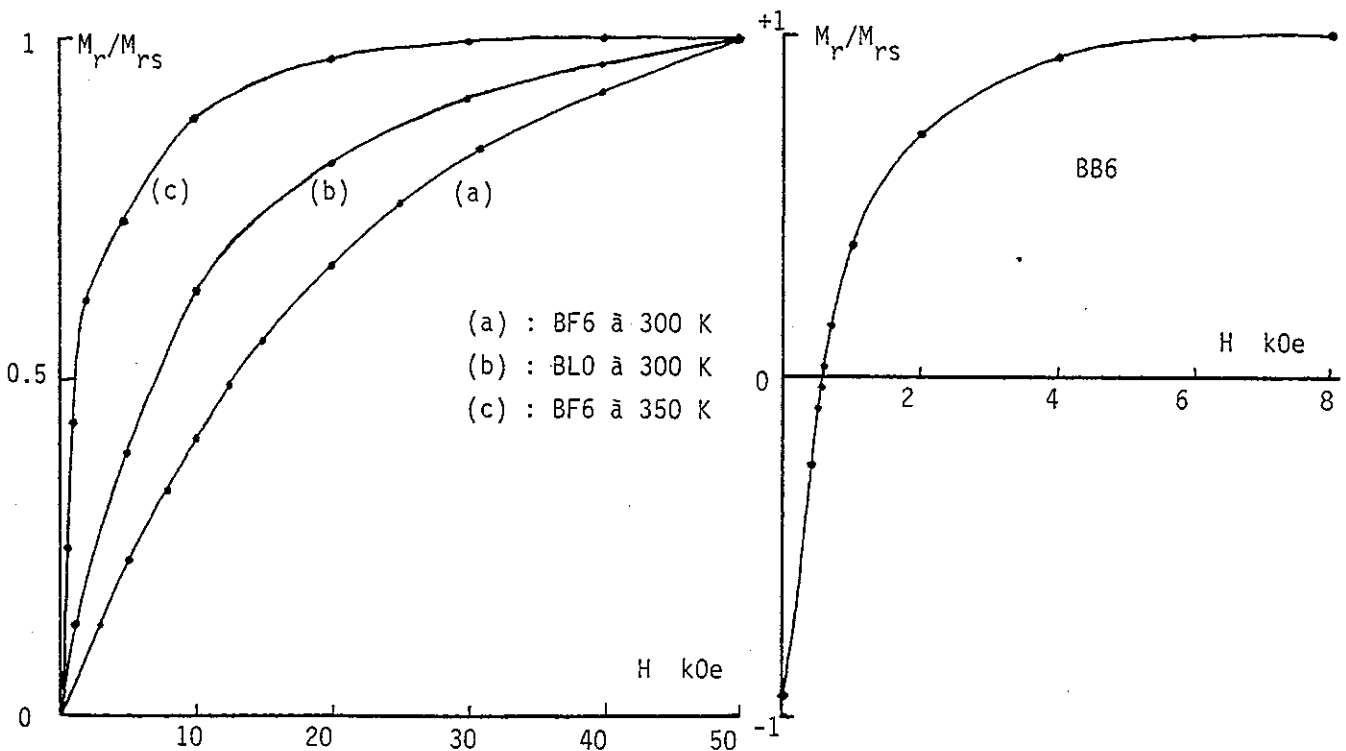


Figure 48 - Courbes de première acquisition d'ARI pour des échantillons du groupe II

Figure 49 - Courbes d'acquisition d'ARI pour un échantillon du groupe I, déjà saturé en sens inverse

Tableau 14

Ech.	BS2	BB6	BL2	BR6	BC8	BD7	BF11	BE8	BM15
$H_{CR}(0e)$	610	580	7100	650	860	3200	850	5600	1700

On voit donc que le groupe II correspond à des valeurs de H_{CR} très importantes. Dans le groupe I on observe de faibles champs coercitifs voisins de 600 Oe avec cependant des échantillons intermédiaires tels que BD7 et à un moindre titre BC8 ou BF11 (sous-site b).

D'autre part la résistance à la température de l'ARI a été étudiée selon la procédure suivante : l'ARI acquise à 300 K est mesurée en champ nul à 400 K (127° C). Le tableau ci-dessous donne la perte d'aimantation observée :

$$p = 100 \times (ARI(300) - ARI(400)) / ARI(300)$$

Tableau 15

Ech.	BS2	BLO	BR6	BC8	BD7	BF6	BE8
p	25	92	31	41	73	96	93

Enfin on observe sur la courbe d'acquisition d'ARI de BF6 à 350 K que cette fois la saturation est pratiquement atteinte dès 20 kOe et que $M_{RS}/2$ l'est à 1.2 kOe (fig. 48). La même réduction du champ coercitif est observée pour BLO.

A ce stade, après avoir remarqué que la valeur de M_{RS} après la chauffe à 400 K a une valeur très voisine, pour les échantillons du groupe II, de la valeur typique des échantillons du groupe I avant chauffe, on peut proposer le modèle suivant :

- Dans tous les sites existe une phase A, caractérisée par les valeurs $H_{CR} \approx 600$ Oe et $M_{RS} \approx 30$ Oe, et dont l'ARI diminue seulement d'environ 25 à 30% lors de la chauffe à 400 K. Il s'agit de la phase "originelle" qui a subi la diminution liée au métamorphisme ;
- Une deuxième phase, B, peut apparaître ; elle est caractérisée par un très fort champ coercitif (supérieur à 5 kOe) et une disparition totale à 400 K. Cette dernière caractéristique éliminant l'hématite, la seule possibilité est la goéthite, qui avait déjà été invoquée pour interpréter certaines propriétés de X_2 .

Cette phase est prédominante dans la rémanence des sites du groupe II (BL, BF_A, BE) tandis que dans les sites du groupe I elle est négligeable (BS, BB, BR), peu importante (BC, BF_B) ou du même ordre (BD) par rapport à la phase A. Si les propriétés des sites BG, BM et BN peuvent aussi s'expliquer à l'aide de la phase A la faiblesse de la contribution ferromagnétique rend la situation moins claire.

La présence de la phase B, identifiée de façon quasi-certaine comme de la goethite, va donc dépendre des conditions locales d'altération, sans rapport avec le gradient de déformation étudié. La contribution de la goethite aux propriétés de la rémanence est nette dans plusieurs sites. Il n'en est pas de même en ce qui concerne la susceptibilité en champ faible. D'après ce que l'on sait de la goethite il semble a priori difficile que celle-ci présente une valeur de X_f grande par rapport à X_g . Dans cette étude plusieurs faits vont dans le même sens :

- à pétrofabrication égale les propriétés des directions d'anisotropie en champ faible sont similaires entre les sites des groupes I et II ;
- aucune anomalie liée à la présence de la goethite n'apparaît dans la valeur de X_f (tableau 13) ;
- si l'on calcule à partir de l'ARI à 400 K dans les échantillons du groupe II, la valeur équivalente de X_f déduite du rapport M_{rs}/X_f typique de la phase A (30 Oe), on obtient le même ordre de grandeur que pour la valeur effective de X_f .

Il semble donc que la contribution de la goethite à la valeur de X_f ne soit pas importante.

Pour la phase A le modèle proposé n'indique pas la nature du minéral ferromagnétique. Il pourrait s'agir de magnétite, de maghémite, de pyrrhotite, de greigite, ... D'autre part il est possible qu'il y ait différentes solutions pour les différents sites. D'autres études sont donc nécessaires pour pousser plus loin la caractérisation.

L'étude de l'ARI à basse température selon la procédure décrite au paragraphe 2.III.1.2.2, pour trois échantillons, apporte quelques informations (fig. 50). On constate l'absence de transition nette. La courbe de chauffe de l'ARI acquise à basse température montre une décroissance rapide et régulière de l'aimantation, indiquant une large distribution de températures de blocage de grains superparamagnétiques à température ambiante. La perte d'aimantation lors de la chauffe entre 50 et 300 K est de 60% pour BS2, 65% pour BB6 et 97% pour BLO. L'échantillon BLO se singularise par l'importance du superparamagnétisme.

Enfin j'ai pu effectuer quelques mesures à haute température sur la balance de Curie, limité par le fait que l'appareil (voir 2.III.3) était en cours de mise au point. De plus ces essais préliminaires ne m'ont pas permis de dominer les problèmes de réactions chimiques et les résultats obtenus sont peu probants.

La figure 51 montre la courbe obtenue avec un échantillon du site BS après une première chauffe où à l'évidence d'importantes transformations minéralogiques se sont produites. Lors de la deuxième chauffe on observe la présence de deux phases : l'une, peu intense, montre un net point de Curie vers 580° C, tandis que l'autre présente une large distribution de températures de blocage, dont la limite supérieure avoisine les 500° C.

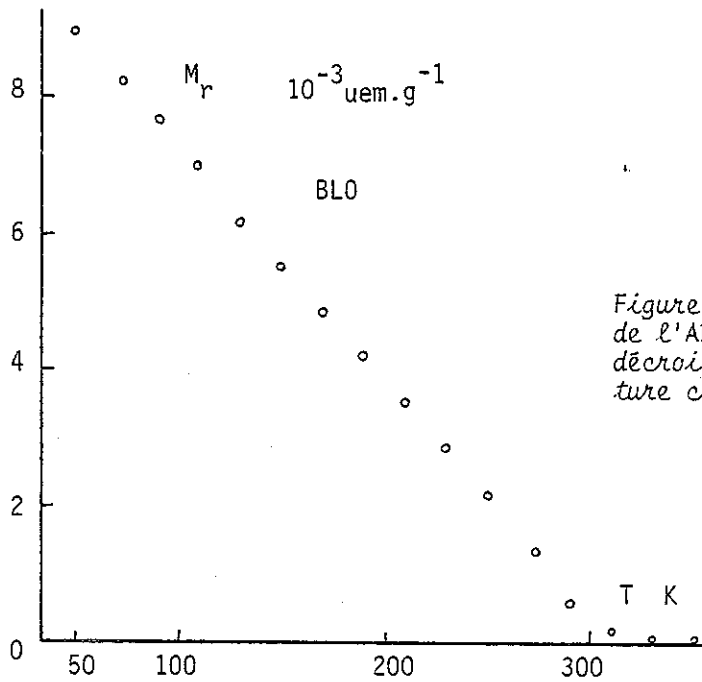
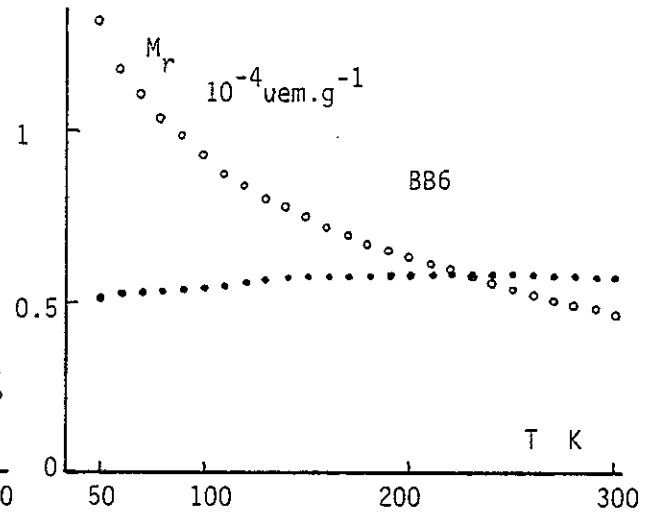
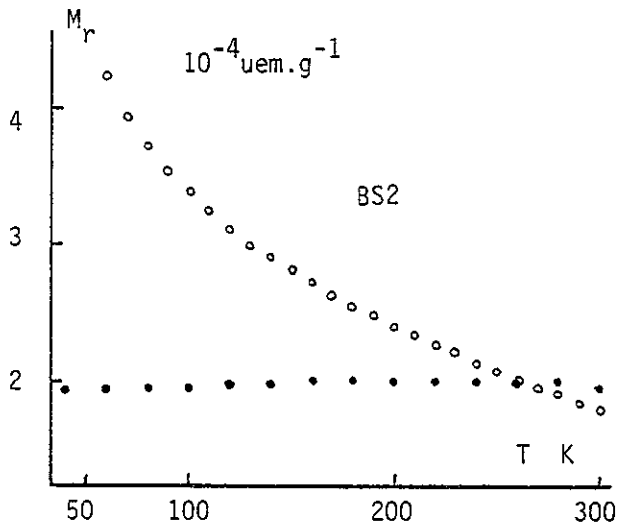
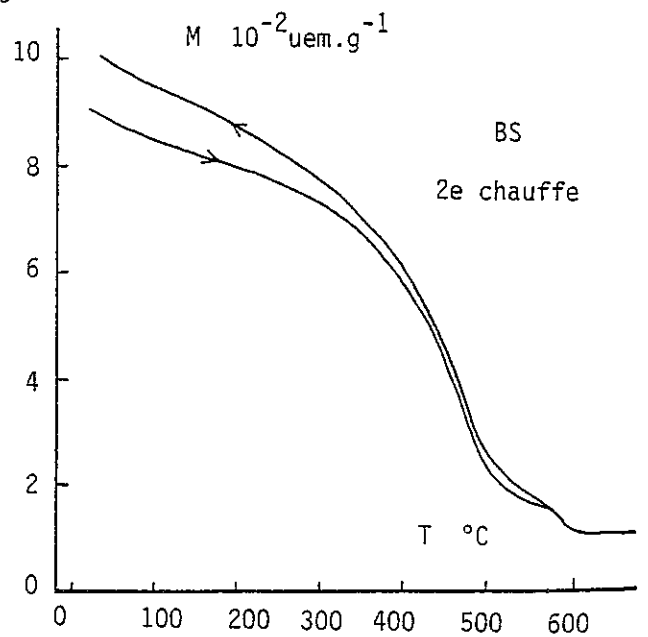


Figure 50 - Courbes d'évolution thermique de l'ARI. Cercles pleins : température décroissante ; cercles ouverts : température croissante

Courbe d'aimantation à haute température (balance de Curie) pour un échantillon du site BS déjà chauffé une première fois



Il pourrait s'agir pour la première phase de magnétite en grains relativement gros et pour la deuxième phase de titanomagnétites en grains très fins, ce qui expliquerait la distribution des températures de blocage. Ce dernier caractère suggérerait que c'est cette deuxième phase qui se forme lors de la première chauffe, et que la magnétite en gros grains est la phase originelle. Mais ce n'est qu'une interprétation possible, d'ailleurs en contradiction avec l'absence de transition de Verwey à basse température.

Les mesures à 2150 Oe sur des échantillons du site BL montrent entre 20 et 400° C un comportement réversible et l'absence de point d'ordre tels que ceux de la goethite ou de la pyrrhotite. En fait la composante ferromagnétique est probablement masquée par la composante paramagnétique. A plus haute température apparaissent des phénomènes complexes liés à des transformations chimiques.

III.2.2 - Essai de caractérisation des minéraux ferromagnétiques

A cause de leur présence en très faible quantité on a vu que les minéraux ferromagnétiques (goethite mise à part) n'avaient pas pu être mis en évidence par les méthodes minéralogiques classiques et que cette faible teneur posait aussi des problèmes pour l'identification à partir des propriétés magnétiques.

J'ai donc effectué, pour le site BL seulement, une concentration des minéraux ferromagnétiques suivant deux méthodes :

- la séparation par densité dans du bromoforme à partir d'une poudre obtenue par broyage ;
- la séparation magnétique à partir de la même poudre, cette fois en suspension dans l'eau. On laisse sédimenter la poudre dans un tube en verre contre lequel sont appliquées les pièces polaires d'un électroaimant qui agglomère les grains les plus magnétiques contre la paroi du tube. Les courbes d'aimantation des fractions ainsi obtenues sont assez similaires (fig. 52) bien que comme on pouvait s'y attendre l'enrichissement en grains magnétiques est meilleur, d'un facteur 3.5, avec la séparation magnétique.

Les valeurs de l'aimantation ferromagnétique induite à saturation, 2.1 et 0.58 uem/g, écartent goethite et hématite comme seuls porteurs de cette aimantation. La courbe est faite en champ décroissant pour éviter l'effet d'une orientation graduelle des grains de la poudre. Pourtant la saturation n'est pas encore atteinte à 10 kOe ce qui implique la présence en quantité non négligeable d'une phase à plus fort champ coercitif que celui de la magnétite. Enfin la courbe effectuée à 350 K montre une diminution de 35% de l'aimantation à saturation.

La poudre séparée magnétiquement a été observée au microscope électronique à balayage, après son fractionnement en deux parties, la première étant constituée des grains facilement attirés par un petit aimant.

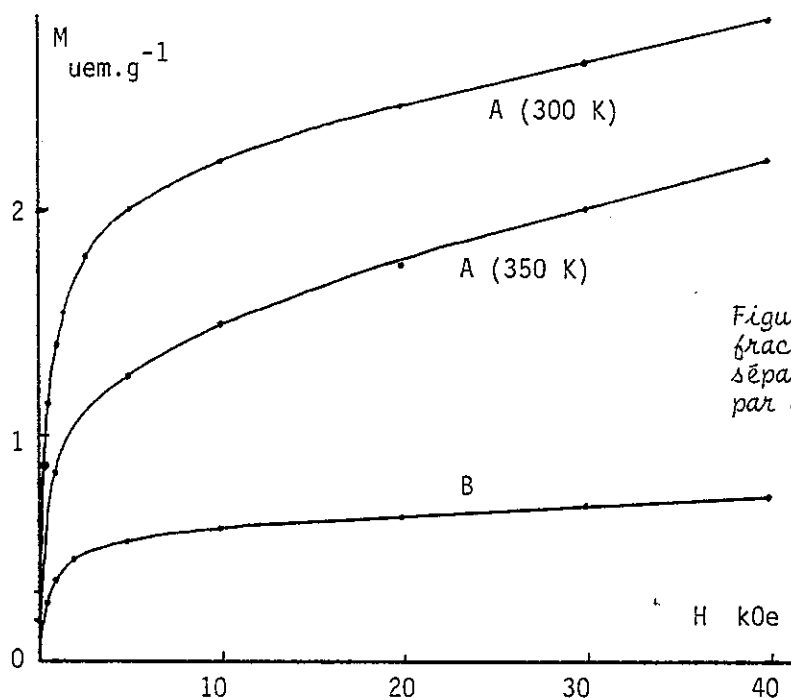


Figure 52 - Courbes d'aimantation des fractions enrichies (site BL). A : séparation magnétique. B : séparation par densité

Cette première partie contient surtout des grains anguleux d'oxyde de fer avec des traces de titane (photos 2 et 3). Vu leur forte susceptibilité magnétique il s'agit de grains de titano-magnétite.

Dans la deuxième fraction on trouve une grande abondance de sphérules framboïdaux de sulfures de fer (photo 4) déjà présents dans la première fraction. L'analyse X de nombreux sphérules met en évidence deux populations : l'une présente un rapport d'aires sous pic S/Fe de 2.15 à 2.25 l'autre un rapport de 1.60 à 1.70. Des cristaux connus analysés sur la même préparation montrent pour la pyrite un rapport de 2.20 et pour la pyrrhotite 1.25. La première population correspondrait donc à de la pyrite et la deuxième à des grains de composition intermédiaire entre la pyrite et la pyrrhotite. Cependant la possibilité d'un artefact dû à la variation de l'angle d'incidence du faisceau d'électrons ne peut pas être exclue complètement.

Une hypothèse séduisante serait d'identifier ces grains comme d'anciens grains de greigite, tels que ceux que Pye (1981) a mis en évidence dans des sédiments relativement semblables à ceux du Dogger dauphinois. Cette greigite aurait été déstabilisée lors de l'enfouissement du sédiment pour donner un mélange de pyrite et pyrrhotite.

L'observation de la poudre séparée par densité, après insertion dans une résine, polissage et dépôt d'une couche de carbone au lieu d'une couche d'or comme dans le cas de l'autre poudre, montre seulement après analyse des sphérules de pyrite. Mais ici seuls les grains les plus gros ou groupés en amas ont pu être insérés dans la résine pour être polis. L'absence de grains plus riches en fer pourrait aussi

s'expliquer par un enrichissement limité à la surface du grain ; en effet celle-ci est prise en compte par l'analyse sur poudre brute mais beaucoup moins sur les sphères en coupe. Par contre ces coupes permettent d'observer la structure interne d'un sphère (photo 5) : on observe un grand nombre de petits cubes d'environ $1 \mu\text{m}$ de côté, empilés de façon très ordonnée.

La goethite n'a pas été observée dans la poudre séparée magnétiquement ; cela n'est pas très étonnant vu la très petite taille des grains de goethite et leur faible susceptibilité. Cependant d'autres expériences mettent directement en évidence la présence de goethite dans les sites BL et BF_a.

Des échantillons ont été chauffés dans un four à désaimantation thermique jusqu'à 500°C , par paliers de 100°C . La susceptibilité mesurée avec le pont d'impédances Digico montre une très forte augmentation à partir de 400°C pour les sites BL et BF_a, ce qui correspond à la réaction de déshydratation de la goethite en hématite (fig. 53). Par contre l'augmentation est beaucoup plus faible pour les échantillons de BF_b. D'autre part les plans de schistosité se colorent nettement en rouge à partir de 400°C , ce qui indique la formation d'hématite.

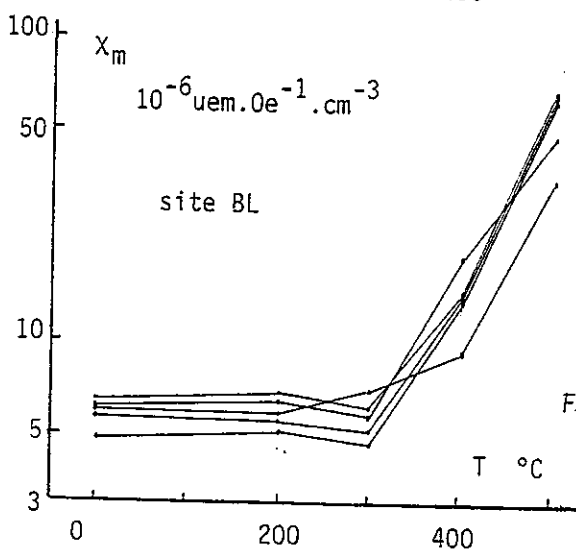
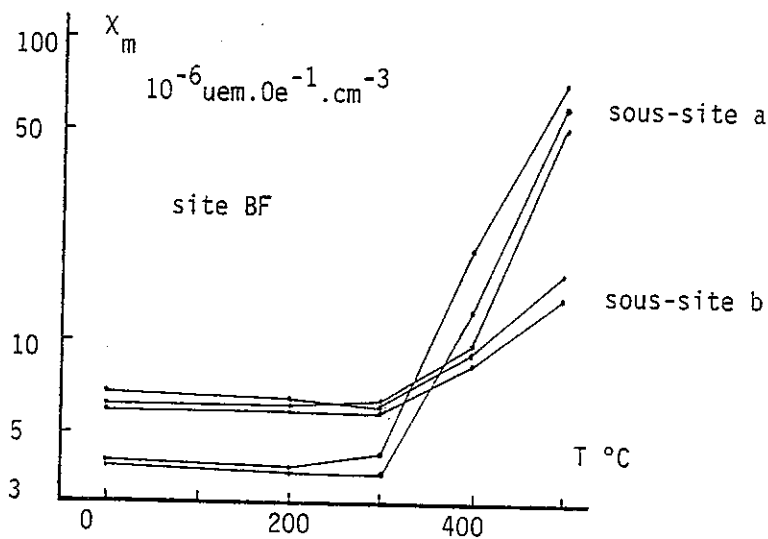


Figure 53 - Evolution de X_m (Digico) au cours de chauffés successives pour 10 échantillons des sites BL et BF

Une attaque chimique avec le dithionite de sodium ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$), qui d'après Kirschvink (1981) dissout sélectivement la goéthite, a été effectuée sur les échantillons BL3 et BF6. Après deux jours d'attaque la diminution de M_{rs} , M_s et X_ℓ est très nette.

Tableau 16 - Pourcentage perdu après attaque

	X_ℓ	M_s	M_{rs}
BL3	14%	24%	24%
BF6	10%	57%	14%

Enfin on constate que la présence de goéthite dans les sites BL, BF_a et BE est corrélée à des valeurs de X_ℓ beaucoup plus faible que la moyenne (tableau 8). Lorsque le fer passe d'une phase paramagnétique - $X_\ell = 197 \cdot 10^{-6}$ cgs pour Fe^{2+} et $261 \cdot 10^{-6}$ cgs pour Fe^{3+} - à une phase antiferromagnétique telle que la goéthite - $X_\ell = 63 \cdot 10^{-6}$ cgs - cela correspond à une diminution de X_ℓ d'un facteur 3 à 4. Comme la diminution de X_ℓ se fait en gros à teneur en fer égale (tableau 3) on peut supposer que la goéthite provient de l'oxydation et l'hydratation du fer paramagnétique contenu dans les phyllosilicates plutôt que dans la pyrite.

Malgré l'observation directe de titanomagnétite et plus hypothétiquement de pyrrhotite dans le site BL, le doute subsiste toujours pour l'identification de la phase à faible champ coercitif (phase A), sauf pour le site BS. En effet dans ce site la désaimantation thermique de l'ARN, poursuivie jusqu'à 400° C, écarte l'hypothèse de la pyrrhotite, puisque ce minéral a une température de Curie de 320° C. Dans ce site la contribution ferrimagnétique est 3 ou 4 fois plus forte que dans les autres sites du groupe I et d'autre part c'est le seul où l'on ait pu mettre en évidence une ARN d'origine.

Bien que l'on puisse invoquer le gradient de métamorphisme, il semble beaucoup plus probable que cette particularité soit d'origine lithologique. En effet la série du Beaumont est sédimentologiquement assez différente du reste de la zone dauphinoise (Aprahamian, 1968). En particulier l'apport détritique, probablement responsable de la présence de magnétite, est plus important dans cette région influencée par la proximité des haut-fonds ou zones émergées du Pelvoux et du dôme de la Mure. A l'appui de cette interprétation, on peut constater que c'est là que l'on a obtenu la plus forte teneur en fer : 3.59% (voir tableau 3).

Dans les autres sites la présence de titanomagnétite est possible étant donnée son observation directe dans le site BL. Les grains pourraient être d'origine détritique et accompagner les grains de quartz, ou d'origine biogénique ou authigène d'après la très faible quantité nécessaire pour expliquer les propriétés magnétiques : quelques

dizaines de ppm seulement. Si l'on se réfère à l'étude très détaillée de Hartstra (1982) les propriétés observées pour la phase A - $H_{Cr} \approx 600$ Oe, $M_{rs}/X_f \approx 30$ Oe, absence de transition de Verwey, fort superparamagnétisme - sont semblables à celles de grains de titanomagnétite de taille inférieure à 10 μm et possédant une forte densité de défauts. Cependant il manque des études à haute température pour exclure définitivement la pyrrhotite.

Kligfield et Channel (1981), pour expliquer les propriétés magnétiques de nombreuses formations de la zone helvétique, ont invoqué la présence de fines inclusions de pyrrhotite dans des grains de pyrite. Or les propriétés qu'ils ont observées, en particulier l'ARN secondaire acquise dans le champ actuel, sont similaires à celles des sites considérés ici. Dans le cas présent la présence de pyrrhotite pourrait être due soit à la déstabilisation de grains de greigite, soit à l'oxydation en surface des sphérules de pyrite, soit même à une recristallisation métamorphique.

On a justement invoqué une réaction métamorphique pour expliquer la diminution de X_f à l'entrée dans l'épizone. Or dans l'intervalle de température considéré (300 - 350° C) la pyrrhotite est a priori plus réactive que la titanomagnétite. D'après Ward (1970) la pyrrhotite monoclinique ferrimagnétique (Fe_7S_8) est métastable au-dessus de 230° C et peut donner de la pyrrhotite hexagonale antiferromagnétique (Fe_9S_{10}) plus de la pyrite (FeS_2) ; mais la nucléation de pyrite n'est vraiment possible qu'au-dessus de 320° C environ. Or dans le site BM on a effectivement observé la recristallisation de la pyrite.

En résumé l'étude de la contribution ferromagnétique a mis en évidence deux phases :

- la goethite (phase B) qui se forme au dépens du fer contenu dans les phyllosilicates, dans les sites où l'altération subaérienne a été suffisamment active ; elle contribue de façon prépondérante à la rémanence dans les sites du groupe II (BL, BF_a, BE) et de façon accessoire ou négligeable dans les autres sites ; sa part dans la susceptibilité X_f serait partout négligeable ;
- un minéral ferrimagnétique (phase A) présent dans tous les sites et à l'origine de X_f ; il s'agirait de titanomagnétite en grains fins, de façon quasi-certaine pour le site BS, et probable pour les autres sites. Cependant dans ces sites aucune propriété n'exclue véritablement la pyrrhotite et d'autres au contraire sont plutôt en sa faveur. En particulier on constate que par rapport aux sites peu métamorphiques (anchizone) X_f diminue fortement dans l'épizone : d'un facteur 3 à 4 dans la région de Mégève et d'un facteur 6 ou plus au revers des Grandes Rousses. L'interprétation de ce phénomène par une réaction métamorphique affectant la pyrrhotite semble la plus plausible.

CHAPITRE IV - INTERPRETATION DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE ET DE L'ARN

Dans le chapitre précédent on a essayé d'interpréter les propriétés magnétiques moyennes en proposant des modèles de minéralogie magnétique. Il s'agit maintenant d'intégrer l'aspect directionnel :

- les directions d'anisotropie liées à la structure de la roche et à l'histoire de son acquisition, au moment du dépôt, pendant la déformation tectonique, le métamorphisme ou l'altération ;
- les directions d'ARN liées au champ magnétique terrestre à différentes époques, aux phénomènes thermiques, aux transformations minéralogiques et aussi à la structure de la roche.

Ceci peut d'ailleurs apporter de nouvelles contraintes sur les modèles minéralogiques.

IV.1 - L'anisotropie de susceptibilité et de rémanence

IV.1.1 - Contribution de la matrice

On a vu (tableau 8) que la susceptibilité de la matrice, X_d , constituait une part importante de la susceptibilité en champ faible X_0 . La contribution de la matrice va donc influencer sur l'anisotropie de X_0 soit par sa propre anisotropie, soit par son effet de dilution de l'anisotropie des ferromagnétiques.

Tableau 17 - Anisotropie de X_d à 300 K : $P_d = X_{d1}/X_{d3}$

Ech.	BS2	BL2	BL3	BR6	BR9	BC1	BC8	BF6	BF11
P_d	1.003	1.027	1.01	1.056	1.122	1.012	1.007	1.022	1.096
Ech.	BM8	BM11	BM15	BN2					
P_d	1.114	1.143	1.055	1.217					

On voit que dans les sites à fabrique sédimentaire, tel que BS, ou d'intersection, BL et BC, l'anisotropie de la matrice est négligeable tandis qu'elle devient importante dans les sites à fabrique planaire tectonique, BR, BF, BM, BN (voir fig. 24, 25 et chapitre 3.II). L'anisotropie de la matrice est alors essentiellement due à l'anisotropie du paramagnétisme des phyllosilicates (sauf dans des échantillons très calcaires comme BM15) orientés préférentiellement dans le plan de schistosité.

Dans les sites occidentaux, BR et BF, l'anisotropie est plus faible que dans les sites orientaux, BM et BN, car la fabrique de la roche est due à une déformation très hétérogène et il subsiste des domaines peu réorientés entre les plans de dissolution qui concentrent les minéraux insolubles de façon orientée. Par contre dans les sites orientaux la déformation plus poussée et plus homogène, ainsi que la

recristallisation métamorphique, confèrent une structure très réorientée à l'ensemble de la roche ; l'anisotropie due aux phyllosilicates y est donc plus forte, particulièrement dans le site BN.

L'anisotropie de χ_{ℓ} plus faible dans le site BM que dans le site BN s'explique par l'intervention de la fabrique linéaire d'étirement. En effet les phyllosilicates du point de vue de la forme comme de celui de l'anisotropie magnétique sont des marqueurs planaires. Ils ne peuvent acquérir une anisotropie linéaire que s'ils présentent une crénulation importante, au détriment du rapport d'anisotropie total. En supposant l'orientation parfaite ce rapport s'écrit en fonction des susceptibilités $\chi_{//c}$ et $\chi_{\perp c}$ d'un monocristal :

$$P = \chi_{\perp c} / \chi_{//c} \text{ pour la fabrique planaire et}$$

$$P = 2 \chi_{\perp c} / (\chi_{\perp c} + \chi_{//c}) \text{ pour la fabrique linéaire (crénulation)}$$

L'anisotropie de X_0 s'écrit en fonction de l'anisotropie de la matrice et de celle des ferromagnétiques, en les supposant coaxiales, par la formule :

$$P_0 = x P_{\ell} + (1-x) P_f$$

x étant le rapport : $\chi_{\ell 3} / \chi_{03} \approx \chi_{\ell} / \chi_0$

A partir des valeurs de x et P_{ℓ} (tableaux 8 et 17) on peut dire que l'anisotropie globale provient essentiellement de la matrice dans les sites BM et BN, pour une part importante dans les sites occidentaux à fabrique planaire tectonique (BR, BF, BE, BG), tandis que cette part est négligeable dans les sites à fabrique linéaire d'intersection ou à fabrique sédimentaire.

L'influence de l'anisotropie propre des phyllosilicates dans les sites BR, BF, BE et BG est probablement à l'origine de la dispersion de χ_1 dans le plan de schistosité (voir fig. 32 à 34). On peut même supposer que dans les sites de la région de Mégève la linéation de transport est portée par les marqueurs linéaires que sont les grains ferrimagnétiques tandis que les phyllosilicates, marqueurs planaires sensibles à la crénulation plutôt qu'à l'étirement, sont responsables de la linéation magnétique d'intersection.

Dans les sites où P_{ℓ} est négligeable par rapport à P_f la contribution de la matrice agit par un effet de "dilution" : le rapport d'anisotropie global reflète non seulement la déformation, par l'intermédiaire de l'anisotropie des ferromagnétiques, mais aussi la minéralogie par l'intermédiaire de la proportion entre la matrice et les ferromagnétiques. En prenant $P_{\ell} = 1$ on a :

$$P_0 = P_f - x (P_f - 1)$$

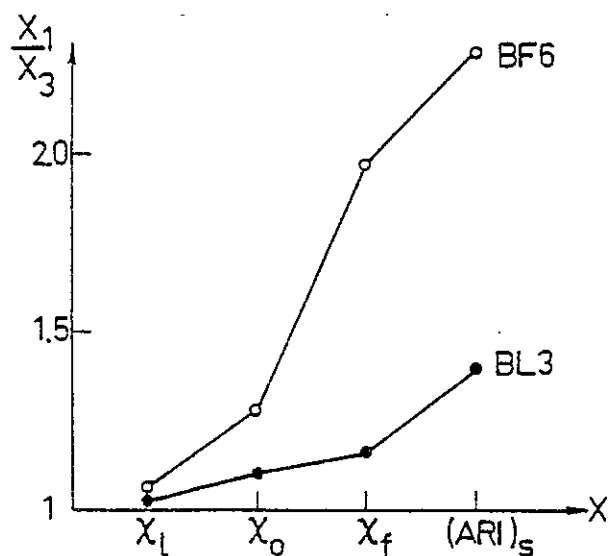


Figure 54 : Rapports d'anisotropie (X_1/X_3) pour différents paramètres (X) : susceptibilités en champ fort, en champ faible, ferromagnétique, et ARI

La figure 54 illustre ce caractère en montrant que l'effet de dilution donne à BL3 et BF6 une anisotropie en champ faible voisine alors que l'anisotropie ferromagnétique, sur X_f et aussi sur l'ARI, est beaucoup plus forte pour BF6, où la déformation est effectivement plus intense. Cela explique que le paramètre \bar{P} (fig. 36) ne soit pas du tout corrélé avec l'intensité de la déformation. Dans les sites occidentaux seul \bar{P}_f serait utilisable dans ce but.

IV.1.2 - Anisotropie des grains ferromagnétiques

Selon le modèle présenté au chapitre précédent on a admis que X_f est due soit à des grains de titanomagnétite, soit à des grains de pyrrhotite. L'anisotropie de X_f proviendrait donc de l'orientation préférentielle de ces grains. La valeur de P_f n'a été déterminée que dans trois échantillons :

Tableau 18

Ech.	BL2	BL3	BF6
P_f	1.17	1.18	1.94

L'anisotropie observée pour l'échantillon BF6 est trop forte pour provenir de l'orientation préférentielle de grains de magnétite. En effet le rapport d'anisotropie est égal à celui d'un seul grain dont le rapport de forme serait supérieur à 5 (Hrouda, 1982). Ceci écarterait donc la magnétite au profit de la pyrrhotite qui elle possède un rapport d'anisotropie supérieur à 100, à moins que la goethite joue finalement un rôle dans l'anisotropie de X_f . Malheureusement il y a trop peu de données pour que cet argument soit réellement décisif. Un autre moyen d'aborder l'anisotropie des ferromagnétiques est de mesurer le rapport d'anisotropie de l'ARI : $P_r = ARI_1 / ARI_3$.

Tableau 19

Ech.	BS2	BL3	BR6	BR9	BC1	BC8	BD7	BF6	BE8	BM15
P_r	1.02	1.39	1.05	1.12	1.08	1.05	1.15	2.27	2.39	1.10

Les échantillons du groupe II (voir chapitre précédent) et à moindre titre BD7, où c'est la goethite qui est à l'origine de la rémanence, présentent une forte anisotropie de la rémanence, plus grande que l'anisotropie de X_f . Par contre l'anisotropie est faible et très probablement inférieure à l'anisotropie de X_f dans les sites du groupe I. Ce caractère ($P_f > P_r$) est cette fois plus plausible pour la magnétite que pour la pyrrhotite : Fuller (1963) a observé que dans des calcaires à pyrrhotite P_r était très grand devant P_f .

On a supposé que l'anisotropie de X_f et l'anisotropie d'ARI sont coaxiales. Si cela paraît logique dans les échantillons du groupe I où l'on suppose que X_f et ARI sont portées par les mêmes grains, la question est plus délicate pour le groupe II. Cependant on peut penser qu'au niveau des caractères dominants de l'anisotropie - linéation d'intersection dans certains sites, schistosité dans d'autres - la pétrofabrication des différents types de minéraux est qualitativement la même.

Un élément de réponse peut être apporté par l'évolution des directions d'anisotropie au cours de la chauffe dans les sites du groupe II : BL et BF_a. En effet au-dessus de 400° C (fig. 53) on peut supposer que la susceptibilité de l'hématite issue de la goethite, prend le pas sur les autres contributions. Or la linéation magnétique pour BL et la foliation pour BF_a restent inchangées après la chauffe à 400 ou à 500° C, avec cependant une dispersion plus grande. Par contre la foliation magnétique dans le site BL se rapproche de la schistosité dans tous les cas, tandis que la linéation magnétique dans BF_a se rapproche de la linéation d'intersection.

En première approximation l'anisotropie de susceptibilité de l'hématite, image de l'anisotropie de rémanence de la goethite initialement présente, est donc coaxiale à l'anisotropie de susceptibilité avant la chauffe.

IV.1.3 - Relation entre l'anisotropie magnétique et la pétrofabrication

Cette relation est simple pour l'anisotropie de la matrice qui correspond essentiellement à l'orientation préférentielle des phyllosilicates, sauf dans le cas des échantillons très calcaires du sous-site BM₀ (voir 3.III.1.2). Cette orientation préférentielle conduisant à une anisotropie planaire dans le plan de schistosité est due, soit à une rotation des phyllosilicates dans la déformation continue ou lors de leur accumulation dans les plans de dissolution (sites occidentaux), soit à une recristallisation orientée lors du métamorphisme (sites orientaux). Dans le site BM la crénulation importante des phyllosilicates autour de la direction d'étirement leur confère une anisotropie linéaire.

L'anisotropie de la rémanence portée par la goethite est mimétique puisque ce minéral est très probablement apparu postérieurement à la déformation, au cours de l'altération de la roche. Les cristaux de goethite, sous forme de très petites aiguilles, ont dû se former aux dépens des phyllosilicates, s'orientant ainsi parallèlement au plan des feuillettes. De plus l'observation directe montre que la goethite n'apparaît en quantité notable que dans les plans de schistosité. Si l'on suppose que l'ARI d'un cristal de goethite ne peut se trouver que selon l'axe de l'aiguille (Banerjee, 1970), l'anisotropie de l'ARI viendrait de l'orientation préférentielle des axes des aiguilles de goethite, mimétique de l'orientation des phyllosilicates dans les plans de dissolution.

Enfin pour l'anisotropie des grains ferrimagnétiques de la phase A (titano-magnétite ou pyrrhotite) qui conditionne l'anisotropie de susceptibilité dans les sites occidentaux, on peut remarquer (3.II.1.2) la facilité avec laquelle la fabrique d'intersection se traduit par une linéation magnétique très marquée. Par contre la foliation magnétique reste d'abord parallèle à la stratification puis se rapproche graduellement de la schistosité.

Comme l'observent Borradaile et Tarling (1981) dans des situations très similaires, il est impossible d'interpréter de telles caractéristiques avec un modèle de rotation de particules dans une déformation continue et homogène. Il faut au contraire considérer que l'effet de la déformation se traduit par l'acquisition d'une forte anisotropie de susceptibilité dans les plans de dissolution.

Ces auteurs considèrent que la linéation d'intersection provient de la somme de deux foliations magnétiques obliques : l'une parallèle aux plans de dissolution et l'autre parallèle à la fabrique sédimentaire qui subsiste dans les domaines non touchés par la dissolution. C'est bien ce qui ressort du parallélisme entre l'intensité de la dissolution et la prédominance de la foliation magnétique parallèle à la schistosité dans le cas du pli du site BL (fig. 26 et 31). En fait dans le cas présent d'après les études de pétrofabrication et l'intensité de la linéation par rapport à la fabrique planaire sédimentaire, on peut penser que la fabrique magnétique dans le plan de dissolution est déjà linéaire et parallèle à l'intersection.

Deux mécanismes peuvent être envisagés pour expliquer l'anisotropie des plans de dissolution :

- la rotation de grains tels que des aiguilles de titanomagnétite ou des cristaux en plaquette ou allongés de pyrrhotite, au moment où ils s'accumulent dans les plans de dissolution ;
- l'interaction magnétique à l'intérieur des amas linéaires ou plans de grains magnétiques, qui se concentrent dans les plans de dissolution.

Cette deuxième interprétation qui a le mérite de s'appuyer sur l'observation directe de tels amas, est la seule possible si les grains ferrimagnétiques sont sous forme de framboïdes de pyrite et de pyrrhotite. En effet d'après leur structure interne ordonnée il est possible que ces grains possèdent une anisotropie, mais leur orientation préférentielle par rotation mécanique est impossible à cause de leur forme sphérique. L'interaction magnétique entre sphérules jointives d'un même amas peut par contre induire une anisotropie globale qui est l'image de la forme de l'amas.

On voit donc que la dissolution joue un rôle très important dans les premiers stades de la déformation, pour donner naissance à l'anisotropie magnétique qui est probablement liée à des phénomènes d'interaction. Par contre on peut penser que la rotation de particules intervient de plus en plus efficacement à déformation croissante dans le cas de la fabrique planaire tectonique et de la linéation d'étirement.

En résumé l'anisotropie magnétique issue de la pétrofabrique s'exprime sous trois aspects dont l'importance relative est fonction des caractéristiques de la pétrofabrique et de la minéralogie :

- une anisotropie de la susceptibilité de la matrice, X_d , liée à l'orientation préférentielle des phyllosilicates et importante seulement dans le cas de fabrique planaire tectonique ;
- une anisotropie de rémanence d'origine mimétique due à la formation de goethite autour des phyllosilicates dans les plans de schistosité ;
- une anisotropie portée par des grains d'un minéral à forte susceptibilité tel que la titanomagnétite ou la pyrrhotite. Ces grains en s'accumulant dans les plans de dissolution s'orientent et interagissent entre eux, donnant ainsi l'anisotropie globale.

IV.2 - Origine de l'ARN et effet de l'anisotropie

IV.2.1 - Modèles interprétatifs pour l'acquisition de l'ARN

Pour le site BS dont le caractère particulier a été discuté précédemment (3.III.2.2), l'aimantation caractéristique (ARN après désaimantation thermique) est probablement une aimantation rémanente détritique portée par de la magnétite. La très faible anisotropie de la susceptibilité et de la rémanence ainsi que le test de pli positif indiquent que l'effet de la déformation interne, ici peu marquée, est négligeable.

Dans les autres sites considérés du point de vue de la rémanence (BL, BR, BC, BD, BF, BE) l'ARN est acquise postérieurement à la déformation et d'après le modèle proposé (3.II.2.2) dans un champ très proche du champ dipôle actuel. L'étude minéralogique a par ailleurs mis en évidence deux groupes de sites : l'un où l'ARN est portée par un minéral ferrimagnétique (titanomagnétite ou pyrrhotite) l'autre où l'ARN est principalement due à la présence de goethite.

Le premier groupe contient les sites BR, BC et BD bien que la goethite joue probablement un rôle dans le site BD. Comme les grains ferrimagnétiques sont sûrement déjà présents dans la roche après la culmination du métamorphisme alpin, deux modèles sont possibles pour l'ARN :

- une ARV acquise dans le champ actuel depuis la dernière inversion de champ (700 000 ans) ;
- une ATR acquise dans une période normale du champ mio-pliocène lors du refroidissement et de la surrection générale.

Si l'hypothèse de l'ATR se confirmait cela pourrait avoir des conséquences intéressantes pour le repérage dans le temps ou en profondeur, ces deux aspects étant reliés par la vitesse de surrection de la région depuis le Miocène, du franchissement de l'isotherme correspondant à l'acquisition de l'ATR (150 à 200° C ?). Des mesures complémentaires à l'aide d'un rémanomètre cryogénique seraient nécessaires car la faiblesse de l'aimantation a très vite limité l'étude avec le rémanomètre Digico. Cependant l'hypothèse de l'ARV, qui est d'ailleurs celle faite par Kligfield et Channel (1981) dans les marno-calcaires helvétiques, semble a priori plus probable.

Dans les sites du groupe où la goethite prédomine (BL, BF_a, BE), le mécanisme d'acquisition de l'ARN est très différent si l'on considère que la goethite s'est formée lors de l'altération subaérienne. Il s'agit cette fois d'une ARC acquise pendant la croissance des cristaux de goethite dans le champ quaternaire. Si par contre la goethite s'était formée au cours de la surrection on pourrait avoir une ATR acquise au franchissement de l'isotherme 100-120° C. Cependant on admet le plus souvent que la goethite se forme en surface. Là encore des études ultérieures seraient nécessaires, sur l'effet de l'altération dans ce type de roches.

IV.2.2 - Effet de l'anisotropie sur la direction de l'ARN

Dans les sites BL à BE une déviation angulaire de l'ARN (Δ ARN) corrélée à l'anisotropie des grains ferromagnétiques a été qualitativement établie (3.II.2.2). Une corrélation quantitative entre la valeur de Δ ARN et l'anisotropie d'ARI mesurée, P_r , peut être tentée en utilisant les modèles d'aimantation rémanente développés au paragraphe 1.III.3.2.

Ces modèles permettent en effet dans le cas d'ellipsoïdes de révolution de calculer en fonction de la déformation λ le rapport M_1/M_3 pour l'ARI à saturation provoquée dans le magnétomètre et la déviation angulaire subie par une ATR acquise après la déformation. L'ARN qu'elle soit une ATR, ARV ou ARC se réduit bien pour ses propriétés directionnelles à une ATR.

Dans les roches considérées l'orientation préférentielle des grains ferromagnétiques lors de la déformation ne peut pas être décrite par le modèle de March. Cependant on s'adresse à des aimantations acquises après la déformation et la valeur

de celle-ci n'intervient pas dans la relation entre ΔARN et P_r . Seule la forme de la distribution intervient ce qui fait que la relation obtenue est beaucoup plus générale que le cas particulier du modèle de March.

Par contre l'angle α entre le champ d'acquisition et la direction de X_1 (sites BR, BF, BE) doit être connu pour calculer ΔARN . Cependant cet angle reste compris entre 48° et 60° , sauf dans le site BE où il vaut 71° ; dans cet intervalle la valeur de ΔARN varie très peu en fonction de α .

La figure 55 montre les courbes calculées pour différentes valeurs de α et les points expérimentaux placés dans le diagramme de ΔARN en fonction de P_r . Pour BR et BC on a fait la moyenne des deux mesures de P_r .

On constate que dans les sites du groupe II l'accord entre la courbe calculée et les points expérimentaux pour les trois sites est bon. Le modèle proposé s'applique donc bien dans le cas de l'ARC acquise par la goethite, ce qui signifie en particulier que les grains de goethite sont bien à anisotropie uniaxiale et que ARI à saturation et ARC sont bien portées par les mêmes grains et ont les mêmes propriétés.

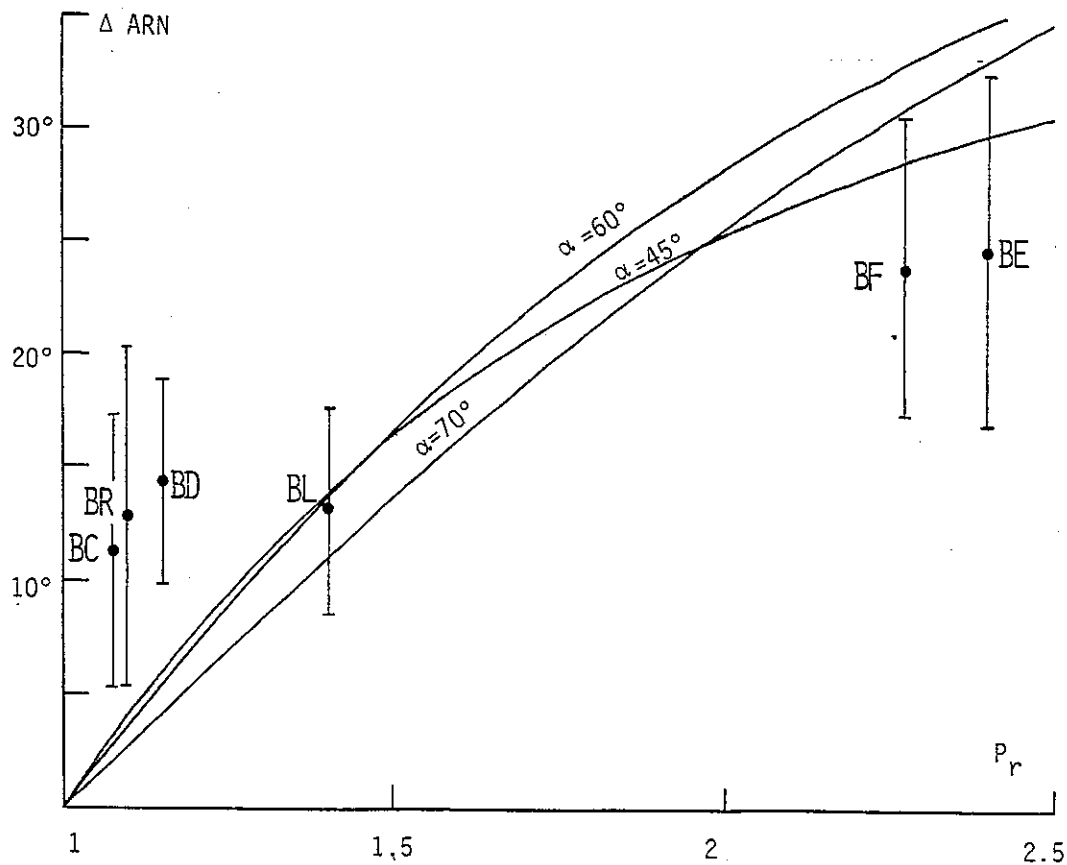


Figure 55 - Corrélation entre la déviation de l'ARN (ΔARN) et l'anisotropie d'ARI (P_r). La barre verticale correspond au cercle de confiance

D'autre part l'accord entre le modèle et les points expérimentaux confirme la réalité de la déviation de l'ARN et la détermination de la direction du champ d'acquisition.

Par contre dans les sites du groupe I l'anisotropie d'ARI est beaucoup plus faible que celle qui est prévue par le modèle. Celui-ci ne s'appliquerait donc pas dans le cas de l'ARN portée par les grains ferrimagnétiques (titanomagnétite ou pyrrhotite). Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce désaccord :

- les grains ne sont pas assimilables à des monodomains à symétrie uniaxiale ;
- ARI et ARN ne sont pas directement comparables car elles touchent des populations de grains différentes ;
- l'interaction magnétique entre les grains amplifie l'effet de l'anisotropie au moment de l'acquisition de l'ATR ou de l'ARV (Uyeda et al., 1963) ;
- le champ d'acquisition n'est pas le champ dipôle actuel.

Cette dernière possibilité correspondrait au cas de l'ATR acquise dans un champ plus proche de l'ARN que le champ actuel. La déviation Δ ARN serait alors surestimée. Le cas d'une ARN composée de la somme de deux directions est une variante de cette situation. On voit encore qu'une désaimantation plus poussée de ces sites serait nécessaire pour aller plus loin.

Le problème de la comparaison entre l'ARI et l'ARN est aussi crucial. Dans ce cas il faudrait utiliser pour prévoir la déviation Δ ARN une aimantation provoquée plus proche de l'ARN par exemple une ATR partielle ou une aimantation rémanente anhystérétique c'est-à-dire acquise en combinant un champ faible continu et un champ fort alternatif décroissant vers zéro.

Des problèmes subsistent donc pour les sites du groupe I ; par contre pour le groupe II où l'ARN est une ARC portée par la goethite et acquise dans le champ dipôle actuel, l'effet déviateur de l'anisotropie sur l'ARN a été clairement démontré à la fois du point de vue des directions et du point de vue quantitatif.

Même si cette situation (ARC acquise par la goethite dans le champ actuel) est très particulière si on la compare aux situations habituellement rencontrées dans les roches utilisables en paléomagnétisme, la méthode développée ici à partir de modèles mathématiques simples et de mesure d'anisotropie de rémanence provoquée semble prometteuse pour prédire les effets de la déformation sur les directions d'ARN.

CONCLUSIONS GENERALES

Dans différents sites du Dogger dauphinois on a observé une nette similitude entre la magnétofabrique, représentée par l'ellipsoïde de susceptibilité, et les divers types de pétrofabrique qui se succèdent dans la déformation régionale croissante :

- fabrique planaire sédimentaire liée à la compaction dans le Beaumont ;
- fabrique linéaire d'intersection dans les sites de la bordure occidentale de Belledonne avec une importance croissante de l'aplatissement tectonique du Sud-Ouest vers le Nord-Est ;
- fabrique planaire tectonique dans la région de Mégève avec une compétition entre la linéation d'intersection et la linéation d'étirement et de transport liée au cisaillement ;
- fabrique linéaire d'étirement tectonique au revers des Grandes Rousses plus ou moins dominante par rapport à la fabrique planaire.

D'autres phénomènes géologiques ont été reliés avec les propriétés magnétiques : les transferts de matière par dissolution, la recristallisation métamorphique, les phénomènes thermiques liés au métamorphisme alpin et à la surrection ultérieure, les problèmes d'altération subaérienne,

Les nouvelles méthodes mises au point avec le magnétomètre à effet Josephson SHE ont permis de séparer les deux contributions principales à la susceptibilité : les grains ferrimagnétiques et le paramagnétisme des phyllosilicates. Dans certains cas des contributions diamagnétiques ou antiferromagnétiques ont pu être mises en évidence. Pour la première fois l'importance du paramagnétisme dans certaines roches a été nettement démontrée et son origine interprétée par un ensemble de données magnétiques, chimiques, minéralogiques, Mössbauer, et des études de référence sur des monocristaux.

Dans la formation étudiée, le paramagnétisme varie en fonction de la lithologie : teneur en fer totale, teneur en pyrite, état d'oxydation, Il diminue en cas d'altération lorsque la goethite se forme aux dépens des phyllosilicates. La susceptibilité paramagnétique moyenne ne semble pas varier en fonction de la déformation et du métamorphisme. Une anisotropie paramagnétique apparaît dans les sites à fabrique planaire tectonique, où les phyllosilicates sont fortement orientés dans le plan de schistosité.

Par contre la contribution ferrimagnétique (titanomagnétite ou pyrrhotite) est sensible au métamorphisme puisqu'elle diminue fortement lorsque celui-ci atteint l'épizone dans la région de Mégève et au revers des Grandes Rousses. L'anisotropie de susceptibilité est alors principalement due à l'orientation préférentielle des phyllosilicates. Dans les régions moins métamorphiques l'anisotropie de susceptibilité en

champ faible est cette fois portée par les grains ferrimagnétiques et semble surtout sensible à la déformation par dissolution, qui est à l'origine de la linéation d'intersection.

On a observé une ARN caractéristique du champ magnétique du Dogger seulement dans un site du Beaumont, où la contribution ferrimagnétique est la plus forte et l'anisotropie et la déformation les plus faibles.

Dans les autres sites de la bordure occidentale de Belledonne l'ARN a été acquise postérieurement au métamorphisme alpin. Dans trois sites, BR, BC et BD, l'ARN est portée par les grains ferrimagnétiques et dans trois autres sites, BL, BF et BE, par la goethite formée lors de l'altération.

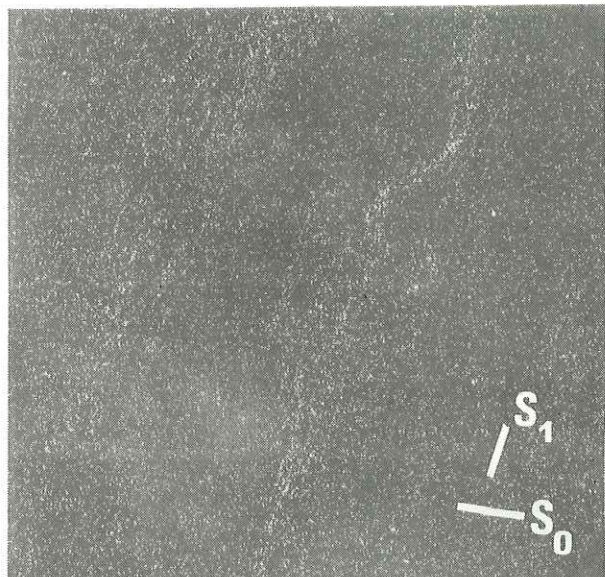
La direction de l'ARN est déviée de 10 à 25° par rapport au champ magnétique terrestre d'acquisition, en relation avec l'anisotropie magnétique observée. Dans le cas de l'ARN portée par la goethite cette déviation observée est bien celle prédite par le modèle proposé en utilisant les mesures d'anisotropie d'ARI à saturation. Cette démarche semble donc prometteuse dans le domaine du paléomagnétisme sur des roches déformées ou anisotropes.

Malgré la faiblesse des propriétés magnétiques et leur complexité, due à la multiplicité des contributions, l'intervention des sulfures, les problèmes d'oxydation et de transferts chimiques, on a pu définir une sorte de faciès magnétique du Dogger et sa dépendance vis-à-vis de la lithologie, de la déformation et du métamorphisme.

Ce type de roches, rarement étudiées du point de vue magnétique, est pourtant très abondant dans les séries sédimentaires marines de plateforme subsidente et cette étude indique la possibilité d'utiliser plus largement les propriétés magnétiques pour aborder des problèmes lithologiques, structuraux ou métamorphiques.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

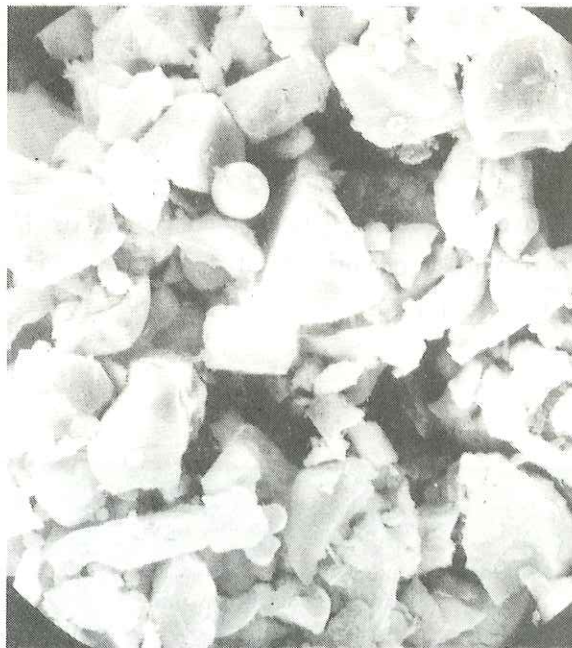
Toutes ces micrographies ont été réalisées avec un microscope électronique à balayage JEOL JSM-35 au L.A.R.E.C. (Electrochimie, Université de Grenoble).



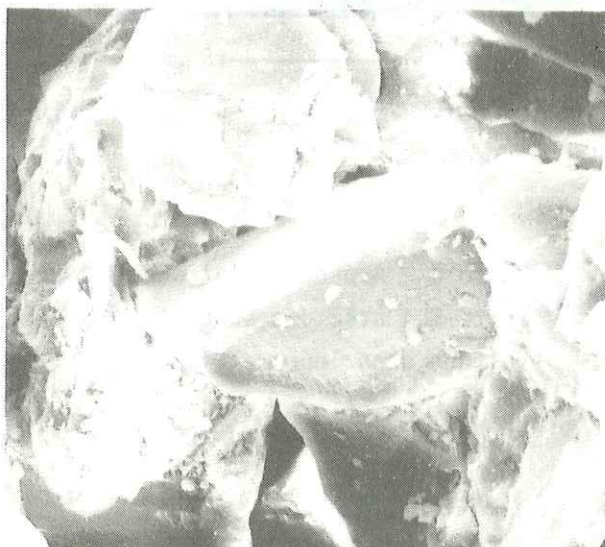
1 mm

Photo 1 - Carte de répartition du fer montrant l'enrichissement (plus forte densité de points blancs) en fer dans des bandes parallèles au plan S_1 .

Photo 2 - amas de petits grains anguleux de titanomagnétite. A remarquer aussi une sphérule lisse contenant du fer et des traces de nickel et de chrome.

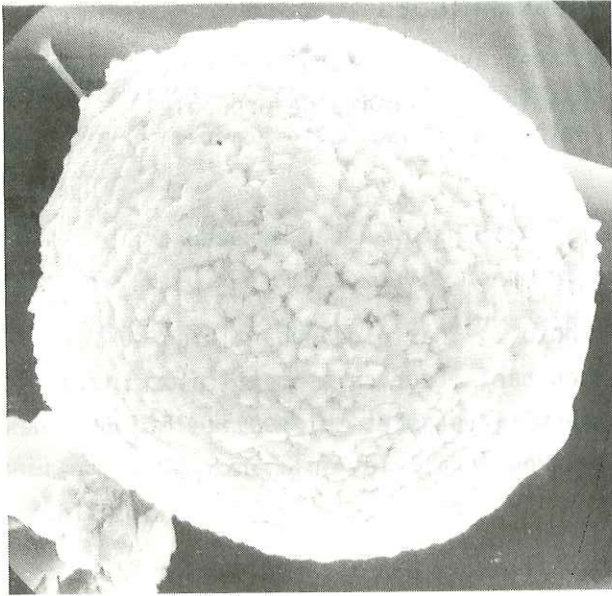


10 μm



20 μm

Photo 3 - Grain de titanomagnétite (au centre) encore inclus dans la matrice de la roche.



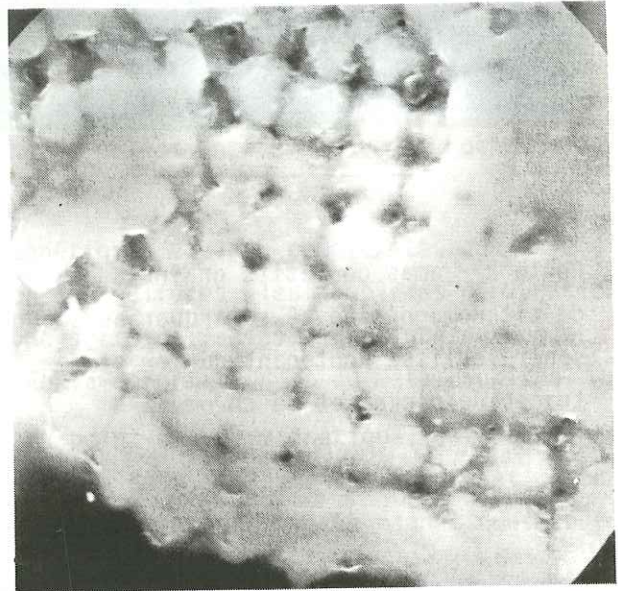
20 μm

Photo 5 - Coupe d'une sph rulle de pyrite montrant l'organisation des cristallites élémentaires



20 μm

Photo 4 - Sph rulle de sulfure de taille importante et riche en fer : rapport S/Fe = 1.67



5 μm

Photo 6 - Aspect de la roche brute (site BL) avec des sphérules de sulfure dans leur matrice

ANNEXE 1

Détails des calculs d'intégration dans les modèles d'aimantation présentés au paragraphe 1.III.3.2

a) ARI

$$- M \cos \phi = \frac{M_0 \lambda}{2} \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} \frac{\cos \theta \, d\theta}{1 + \delta^2 \sin^2 \theta}$$

en posant $x = \delta \sin \theta$, on en déduit :

$$M \cos \phi = \frac{M_0 \lambda}{2 \delta} \int_{-\delta \cos \alpha}^{+\delta \cos \alpha} \frac{dx}{1 + x^2} = \frac{M_0 \lambda}{\delta} \operatorname{Arctg} (\delta \cos \alpha)$$

$$- M \sin \phi = \frac{M_0 \lambda}{2} \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} \frac{\sin \theta \, d\theta}{\lambda^2 - \delta^2 \cos^2 \theta}$$

de même en posant $x = \frac{\delta}{\lambda} \cos \theta$, on obtient :

$$M \sin \phi = \frac{M_0}{4\delta} \int_{-\frac{\delta}{\lambda} \sin \alpha}^{+\frac{\delta}{\lambda} \sin \alpha} \frac{dx}{1 - x^2} = \frac{M_0}{2\delta} \operatorname{Log} \left(\frac{\lambda + \delta \sin \alpha}{\lambda - \delta \sin \alpha} \right)$$

c) ATR

de (11) on tire :

$$M \cos \phi = \cos \alpha \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos^2 \theta \, d\theta + \sin \alpha \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \sin \theta \cos \theta \, d\theta$$

$$= A \cos \alpha + B \sin \alpha$$

et

$$M \sin \phi = \cos \alpha \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos \theta \sin \theta \, d\theta + \sin \alpha \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \sin^2 \theta \, d\theta$$

$$= B \cos \alpha + C \sin \alpha$$

en utilisant (2) on a :

$$B = D_0 \lambda \int_{\alpha - \frac{\pi}{2}}^{\alpha + \frac{\pi}{2}} \frac{\sin \theta \cos \theta \, d\theta}{1 + \delta^2 \sin^2 \theta}$$

et en posant $x = \sin^2 \theta$ on trouve :

$$B = \frac{D_0 \lambda}{2} \int_{\cos^2 \alpha}^{\cos^2 \alpha} \frac{dx}{1 + \delta^2 x} = 0$$

par ailleurs si l'on dérive A par rapport à α on obtient :

$$A'(\alpha) = D\left(\alpha + \frac{\pi}{2}\right) \sin^2 \alpha - D\left(\alpha - \frac{\pi}{2}\right) \sin^2 \alpha = 0$$

donc A ne dépend pas de α et l'on peut prendre par exemple $\alpha = 0$. Le même raisonnement s'applique à C ; on en déduit :

$$\begin{aligned} M \cos \phi &= M_1 \cos \alpha \\ M \sin \phi &= M_3 \sin \alpha \end{aligned} \quad (\text{ce qui correspond à (10)})$$

$$\text{avec } M_1 = \lambda D_0 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \frac{\cos^2 \theta \, d\theta}{1 + \delta^2 \sin^2 \theta}$$

et

$$M_3 = \lambda D_0 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \frac{\sin^2 \theta \, d\theta}{1 + \delta^2 \sin^2 \theta}$$

Dans le cas isotrope on a :

$$M_1 = D_0 \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} \cos^2 \theta \, d\theta = D_0 \frac{\pi}{2} = M_0$$

on remplacera donc D_0 par $\frac{2 M_0}{\pi}$

en posant $x = 2\theta$ on obtient :

$$M_1 = \frac{M_0 \lambda}{\pi} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1 + \cos x}{1 + \lambda^2 - \delta^2 \cos x} \, dx$$

en utilisant l'identité suivante (in Rzyk et Gradsztejn, 1964, p 121) :

$$\int \frac{u + v \cos x}{a + b \cos x} \, dx = \frac{v}{b} x + \frac{2(ub - av)}{b \sqrt{a^2 - b^2}} \cdot \text{Arctg} \left(\frac{\sqrt{a^2 - b^2} \, \text{tg} \frac{1}{2} x}{a + b} \right)$$

l'intégration donne :

$$M_1 = \frac{M_0 \lambda}{\pi} \left(-\frac{2\pi}{\delta^2} + \frac{2\lambda}{\delta^2} \left\{ \text{Arctg} \left(\lambda \, \text{tg} \frac{1}{2} x \right) \right\}_{-\pi}^{+\pi} \right)$$

$$M_1 = 2M_0 \left(\frac{-\lambda}{\lambda^2 - 1} + \frac{\lambda^2}{\lambda^2 - 1} \right) = \frac{2\lambda}{\lambda + 1} M_0$$

de même pour M_3 :

$$M_3 = \frac{M_0 \lambda}{\pi} \int_{-\pi}^{+\pi} \frac{1 - \cos x}{1 + \lambda^2 - \delta^2 \cos x} \, dx$$

$$M_3 = \frac{M_0 \lambda}{\pi} \left(\frac{2\pi}{\lambda^2 - 1} - \frac{2\pi}{\lambda(\lambda^2 - 1)} \right) = \frac{2}{\lambda + 1} M_0$$

d) ATRD

de (12) on tire :

$$M \cos \phi = \cos \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos \theta \cos \theta' \, d\theta + \sin \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos \theta \sin \theta' \, d\theta \quad (14)$$

$$M \sin \phi = \cos \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \cos \theta' \sin \theta \, d\theta + \sin \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} D(\theta) \sin \theta \sin \theta' \, d\theta \quad (15)$$

en utilisant les identités trigonométriques et les relations (13) on obtient :

$$\cos \theta' = \pm (1 + \operatorname{tg}^2 \theta')^{-\frac{1}{2}} = \pm (1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \theta)^{-\frac{1}{2}} = \cos \theta (1 + \delta^2 \sin^2 \theta)^{-\frac{1}{2}}$$

$$\sin \theta' = (1 + \operatorname{tg}^2 \theta')^{\frac{1}{2}} = (1 + \lambda^2 \operatorname{tg}^2 \theta)^{\frac{1}{2}} = (1 + \delta^2 \sin^2 \theta)^{\frac{1}{2}}$$

d'où à partir de (2), (14) et (15) :

$$M \cos \phi = \lambda D_0 \cos \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} f(\theta) \cos^2 \theta \, d\theta + \lambda^2 D_0 \sin \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} f(\theta) \cos \theta \sin \theta \, d\theta$$

$$M \sin \phi = \lambda D_0 \cos \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} f(\theta) \cos \theta \sin \theta \, d\theta + \lambda^2 D_0 \sin \alpha \int_{\alpha' - \frac{\pi}{2}}^{\alpha' + \frac{\pi}{2}} f(\theta) \sin^2 \theta \, d\theta$$

$$\text{avec } f(\theta) = (1 + \delta^2 \sin^2 \theta)^{-\frac{3}{2}}$$

ce qui donne, d'après les mêmes raisonnements que pour l'ATR :

$$M \cos \phi = M_1 \cos \alpha$$

$$M \sin \phi = M_3 \sin \alpha$$

$$\text{avec } M_1 = M_0 \frac{2\lambda}{\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} f(\theta) \cos^2 \theta \, d\theta$$

et

$$M_3 = M_0 \frac{2\lambda^2}{\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{+\frac{\pi}{2}} f(\theta) \sin^2 \theta \, d\theta$$

ensuite on a procédé par intégration numérique.

ANNEXE 2 : TABLEAUX

Tableau 1 - récapitulation des caractéristiques structurales des différents sites

Site	N	Coord. Lambert	Principaux éléments structuraux (moyennes par site)	Type de fabrique
BS	15	878.1 290.8	P : 75W50 S ₁ : 350E75	A - B
BH	10	869.2 288.2	S ₀ : 104S42 S ₁ : 90N70	A - B
BB	8	862.2 291.1	S ₀ : 173W34 S ₁ : 29E74	B
BL	18	881.4 334.2	P : 26N5 S ₁ : 13E58	B - C
BR	12	893.2 356	S ₁ : 178E14	D - E
BC	11	904.1 365.9	S ₀ : 12E70 S ₁ : 7E23 22E51	B - C
BD	8	914.2 85.7	S ₀ : 12E70 S ₁ : 52W18	C
BF	11	924.2 100.7	S ₁ : 70N13 160E18 L _t : 127NW6	D - E - F
BE	18	926.1 101.6	S ₁ : 40E10 L _t : 132SE10	D - E - F
BG	9	928 104.1	S ₁ : 4E20 L _t : 135SE15	D - E - F
BM	21	900 312.4	S ₁ : 20E38 L _t : 80E32	F
BN	12	900.8 314.5	S ₁ : 23E50 L _t : 70E40	E - F

N : nombre d'échantillons. Le site est localisé par ses coordonnées Lambert.

Conventions pour les éléments structuraux :

- lignes, P (axe de pli) et L_t (linéation de transport) : on donne l'azimut de la ligne, la direction de la pente et le pendage ;

- plans, S₀ (stratification) et S₁ (schistosité) : azimut de l'intersection avec le plan horizontal, direction de plus grande pente et pendage.

type de fabrique : se reporter à la figure 25.

Tableau 4 - caractéristiques moyennes de l'anisotropie de susceptibilité des différents sites

Site	N	Directions moyennes d'anisotropie et paramètres de précision				\bar{X}_m	\bar{P}	\bar{V}
		D	I					
BS	7	X ₃ : 71.9	25.3	k : 27	α ₉₅ : 11	13.09	1.06	+ 0.01
BH	6	X ₃ : 10.1	39.6	30	10.3	10.74	1.09	+ 0.10
BB	5	X ₁ : 189.7	24.6	100	6.3	11.21	1.05	- 0.17
		X ₃ : 52.1	58.5	30	11.4			
BL	16	X ₁ : 29.9	20.7	131	3.1	5.69	1.18	- 0.10
BC	8	X ₁ : 36.5	10.3	47	7.3	9.43	1.14	- 0.16
		X ₃ : 167.4	75.6	28	9.3			
BD	7	X ₁ : 11.5	11.8	197	3.7	12.1	1.07	- 0.52
BR	12	X ₃ : 258.1	71.6	177	3	10.74	1.17	+ 0.54
BF _a	7	X ₃ : 158.2	73	93	5.9	4.26	1.16	+ 0.50
BF _b	4	X ₃ : 231.4	84.5	21	15.3	6.87		
BE _a	12	X ₃ : 338.1	81.6	137	3.4	5.25	1.16	+ 0.52
BE _b	6	X ₃ : 176.8	76	17	13.9	3.26	1.06	+ 0.27
BM _a	16	X ₁ : 85.3	27.9	24	7.5	7.40	1.20	- 0.10
		X ₃ : 313.9	51	q : 31	r : 8.5			
BM _b	5					4.23	1.05	+ 0.10
BN	12	X ₁ : 60.7	36.9	q : 49.1	r : 9.1	10.14	1.19	+ 0.55
		X ₃ : 295.1	40.7	k : 41	α ₉₅ : 5.9			

N est le nombre d'échantillons utilisés pour faire la moyenne des directions.

Lorsque la dispersion est trop grande la moyenne n'est pas donnée.

Les paramètres de précision sont soit k et α₉₅ (statistique de Fisher) soit les demi-angles de l'ellipse de confiance calculés par la méthode de Westphal.

\bar{X}_m est donnée en 10^{-6} uem.0e⁻¹.cm⁻³.

Tableau 5 - Directions individuelles d'ARN à 300° C pour le site BS
avant et après déplissement

éch.	avant déplissement		Phase 1		Phase 2		M	
	D ₀	I ₀	D ₁	I ₁	D ₂	I ₂		
flanc a	BS1	23.8	24.4	- 12	45.5	349.1	56.4	1.19
	BS2	30.9	24.1	- 6.4	50.8	356.8	61.5	1.34
	BS3	26.5	26.4	- 12.7	48.6	348.3	59.5	0.28
	BS4	23.3	27	- 15.6	46.4	344.5	57.3	0.71
	BS11B	32.3	29.5	- 13.1	54.6	348.1	65.5	0.45
	BS12	29.1	21.4	- 4.4	47.9	359	58.6	0.25
flanc b	BS21	340.9	- 14.1	- 6.9	- 11.1	3.5	62.2	0.22
	BS23	346.4	- 17.5	- 0.8	- 9	17	61.5	0.25
	BS24	347.2	- 15.9	- 1.6	- 7.4	17.4	63.3	0.25
	BS25	335.3	- 27.5	1.2	- 23.2	8	48.1	0.42
	BS26	327.9	- 17.7	- 11.7	- 23.3	350.4	51.3	0.73

M est donnée en 10^{-6} uem.cm⁻³

direction moyenne sur 11 échantillons après déplissement :

D	I	k	α_{95}
358.2	59.1	105	4.1

Tableau 6 - Caractéristiques moyennes de l'ARN avant désaimantation dans les sites mesurables (BG, BM, BN sont écartées)

Site	N	D	I	k	α_{95}	\bar{M}
BS _a	8	6.6	42.7	136	4.2	1.48
BS _b	5	352.1	46	147	5.1	1.47
BH	10	357.5	57.5	74	4.6	2.09
BB	8	19.4	55.8	185	3.4	0.53
BL	18	17.1	53.8	54	4.5	2.9
BR	12	14.7	53.1	27	7.7	0.46
BC	10	13.3	54.5	54	6	0.68
BD	8	10	50.4	112	4.6	1.07
BF _a	6	354.8	39.9	73	6.6	1.76
BF _b	4	20.7	58	53	9.5	0.35
BE	13	10.5	39.7	25	7.7	0.29

M est donnée en 10^{-6} uem.cm⁻³

Tableau 7 - Pôles des plans contenant les directions moyennes d'ARN et de X₁ (ou X₃) représentés fig. 39

Site	BL	BR	BC	BD	BF _a	BE
D	124.3	123	129.8	101.8	261.4	104.7
I	12.2	13.3	17.7	1.5	4	5

BIBLIOGRAPHIE

- APRAHAMIAN J., 1968. Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère). Thèse de 3e Cycle, Grenoble.
- APRAHAMIAN J., 1974. La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géologie Alpine*, 50, 5-15.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M., 1969. Exemple de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leur relation avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XI, 738-744.
- BALLET O., 1979. Fe²⁺ dans les silicates lamellaires étude magnétique et Mössbauer. Thèse de 3e Cycle, Grenoble.
- BANERJEE S.K., 1970. Origin of thermoremanence in goethite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 197-201.
- BARFETY J.C., DEBELMAS J. et MOUTERDE R., 1972. Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère). *Géologie Alpine*, 48, 61-86.
- BERNARD D., GRATIER J.P. et PECHER A., 1977. Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux synkinématiques à un problème tectonique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 5, 284-288.
- BERTAUT F., 1953. Contribution à l'étude des structures lacunaires : la pyrrhotine. *Acta Crist.*, 6, 553.
- BHATAL R.S., 1971. Magnetic anisotropy in rocks. *Earth Sci. Rev.*, 7, 227-253.
- BICQUAND D. et PREVOT M., 1972. Comparaison des directions d'aimantation rémanente observées dans des roches volcaniques et sédimentaires mio-pliocène du Velay. *Mém. B.R.G.M.*, 77, 885-889.
- BONHOMMET N., 1972. Sur la direction d'aimantation des laves de la chaîne des Puys et le comportement du champ terrestre au cours du Laschamp. Thèse, Strasbourg.
- BONHOMMET N., COBBOLD P.R. et PERROUD H., 1981. Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian arc (Spain). *J. Geophys. Res.*, 86, 1873-1887.
- BORRADAILE G.J. et TARLING D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77, 151-168.
- CARMICHAEL R.S., 1982. Magnetic properties of minerals and rocks ; in : *Handbook of physical properties of rocks*, vol. 2. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- COEY J.M.P., MOUKARIKA A. et BALLET O., 1982. Magnetic order in silicate minerals. *J. Appl. Phys.*, 53, 8320-8325.
- COLLINSON D.W., CREER K.M. et RUNCORN S.K., 1967. *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam.
- COWARD M.P. et WHALLEY J.S., 1979. Texture and fabric studies across the Kishorn Nappe, near Kyle of Lochalsh, Western Scotland. *J. Struct. Geol.*, 1, 259-273.
- DALY L., 1967. Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposées : leur séparation. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264, 1377-1380.
- DALY L., 1970. Thèse, Paris.
- DALY L. et d'ALBISSIN M., 1968. Corrélation entre les anisotropies de susceptibilité magnétique et de dilatation thermique ; application en structurologie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 267, 473-476.
- DALY L. et ZINSSER H., 1973. Etude comparative des anisotropies de susceptibilité et d'aimantation rémanente isotherme. Conséquences pour l'analyse structurale et le paléomagnétisme. *Ann. Géophys.*, 29, 189-200.
- DEBELMAS J., 1974. Les Alpes Franco-Italiennes ; in : *Géologie de la France*, vol II. Doin, Paris.
- DUNLOP D.J., 1971. Magnetic properties of fine-particle hematite. *Ann. Géophys.*, 27, 269.
- DUNNET D. et SIDDANS A.W.B., 1971. Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, 12, 307-325.
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M., 1982. Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne. Implications régionales. *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 817-830.
- FERNANDEZ A., 1978. Fonction de distribution de l'orientation de marqueurs linéaires lors de la déformation par aplatissement à deux dimensions. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 286, 1857-1860.
- FERNANDEZ A., 1981. Une généralisation du modèle de March applicable à l'analyse des orientations préférentielles de forme issues de la déformation coaxiale dans des roches éruptives. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 293, 1091-1094.
- FISHER R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, A217, 295-305.

- FOEX G., 1957. Constantes sélectionnées : diamagnétisme et paramagnétisme ; in : tables de constantes et données numériques, vol. 7. Masson, Paris.
- FULLER M.D., 1963. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. *J. Geophys. Res.*, 68, 293-309.
- GAPAIS D. et LE CORRE C., 1981. Processus de déformation à basse température dans des argilo-siltites et des quartzites : effets de la lithologie et des conditions thermiques. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 23, 203-210.
- GOREE W.S. et FULLER M., 1976. Magnetometer using RF- driven squids and their applications in rock magnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, 14, 591-608.
- GRATIER J.P., 1982. Approche expérimentale et naturelle de la déformation des roches par dissolution-cristallisation, avec transfert de matière. *Bull. Mineral.*, 105, 291-300.
- GRATIER J.P., 1983. Estimation of volume changes by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks. A paraître dans *J. Struct. Geol.*
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L., 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3e Cycle, Grenoble.
- GRATIER J.P. et VIALON P., 1980. Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65, 151-180.
- HARGRAVES R.B., 1959. Magnetic anisotropy and remanent magnetism in hemo-ilmenite from ore deposits at Allard Lake, Quebec. *J. Geophys. Res.*, 64, 1565-1578.
- HARTSTRA R.L., 1982. Grain-size dependence of initial susceptibility and saturation magnetization-related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 71, 477-495.
- HELLER F., 1973. Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell Massif (Switzerland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20, 180-183.
- HENRY B., 1982. Relation entre l'anisotropie de susceptibilité des minéraux ferrimagnétiques et la déformation finie des pélites permienes des Alpes Maritimes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 295, 173-276.
- HERPIN A., 1968. Théorie du magnétisme. P.U.F., Paris.
- HIJAB B.R. et TARLING D.H., 1982. Lower Jurassic paleomagnetic results from Yorkshire, England, and their implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 147-154.
- HROUDA F., 1979. The strain interpretation of magnetic anisotropy in rocks of the Nizky Jesenick Mountains (Czechoslovakia). *Sbor. Geol. Véd, UG* 16, 27-62.
- HROUDA F., 1980. Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores : a mathematical model study and its fabric implications. *J. Struct. Geol.*, 2, 459-462.
- HROUDA F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys*, 5, 37-82.
- IRVING E., 1964. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. Wiley, New-York.
- IRVING E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, 304-309.
- IRVING E. et PARK J.R., 1973. Paleomagnetism of metamorphic rocks : errors owing to intrinsic anisotropy. *Geophys. J.*, 34, 489-493.
- JACOBS I.S., 1963. Metamagnetism of siderite (FeCO_3). *J. Appl. Phys.*, 34, 1106-1107.
- JAMET M., 1982. Etude néotectonique de Corfou et étude paléomagnétique des sédiments néogènes des îles de Corfou, Céphalonie et Zante. Thèse de 3e Cycle, Orsay.
- JANAK F., 1967. The effect of the anisotropy of magnetic susceptibility on the vector of isothermal remanent magnetic polarization. *Studia geoph. geod.*, 11, 419-429.
- JELINEK V., 1981. Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 563-567.
- JOSEPHSON B.D., 1962. Possible new effects in superconductive tunnelling. *Phys. Lett.*, 1, 251-253.
- KERRICH R., 1977. An historical review and synthesis of research on pressure solution. *Zentbl. Geol. Paldont.*, H5/6, 512-550
- KIRSCHVINK J.L., 1981. A quick, non-acidic chemical demagnetization for dissolving ferric minerals. *EOS* 62, 45, 848.
- KITTEL C., 1970. Introduction à la physique du solide. Dunod, Paris.
- KLIGFIELD R. et CHANNEL J.E.T., 1981. Widespread remagnetization of Helvetic limestones. *J. Geophys. Res.*, 86, 1888-1900.

- KLIGFIELD R., OWENS W.H. and LOWRIE W., 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 181-189.
- KLIGFIELD R., LOWRIE W. et PFIFFNER O.A., 1982. Magnetic properties of deformed oolitic limestones from the Swiss Alps : the correlation of magnetic anisotropy and strain. *Eclogae geol. Helv.* 75, 127-157.
- KNEEN S.J., 1976. The relationship between the magnetic and strain fabrics of some hematite-bearing Welsh slates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 413-416.
- KODAMA K.P. et COX A., 1978. The effects of a constant volume deformation on the magnetization of an artificial sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 436-442.
- LOWRIE W. et KLIGFIELD R., 1981. Effect of progressive deformation on the remanent magnetization of redbeds. *EOS trans AGU*, 62, 273.
- MARCH A., 1932. *Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei Affiner Deformation*. Zentbl. Krist., 81, 285-297.
- MASSON B., 1966. *Principles of Geochemistry*. Wiley, New York.
- MCDONALD W., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation, and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *J. Geophys. Res.*, 85, 3659-3669.
- McELHINNY M.W., 1973. *Paleomagnetism and plate tectonics*. University Press, Cambridge.
- MENARD G., 1979. *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E de la France*. Thèse de 3e Cycle, Grenoble.
- MOLYNEUX L., 1971. A complete resist magnetometer for measuring the remanent magnetization of rocks. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 24, 429-434.
- NAGATA T., 1958. *Rock magnetism*. Maruzen, Tokio.
- NEEL L., 1949. Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques aux grains fins avec application aux terres cuites. *Ann. Géophys.*, 5, 99-136.
- NEEL L. et PAUTHENET R., 1952. Etude thermomagnétique d'un monocristal de $Fe_2O_3\alpha$. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 234, 2172-2173.
- NICOLAS A. et POIRIER J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Londres, Wiley-Interscience.
- NICOLAS A. et VIALON P., 1980. Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. *Mém. h.sér. Soc. Géol. France*, 10, 127-139.
- NILAKANTA P., 1938. *Proc. Indian Acad. Sci.*, 8, 39-60. (in : FOEX, 1957).
- ORTEL G., 1978. The development of slaty cleavage in part of the French Alps - Discussion. *Tectonophysics*, 47, 185-187.
- OWENS W.H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*, 24, 115-131.
- OWENS W.H. et BAMFORD D., 1976. Magnetic, seismic and other anisotropic properties of rock fabrics. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.A*, 283, 55-68.
- OWENS W.H. et RUTTER E.H., 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 16, 215-222.
- OZIMA M., 1980. Effect of a plastic deformation on the remanent magnetization of a Cu-Co alloy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 121-123.
- PARRY G.R., 1971. *The magnetic anisotropy of some deformed rocks*. Ph. D. thesis, Birmingham.
- PERRAUD H., 1982. *Relations paléomagnétisme et déformation : exemple de la région de Cabo de Peñas (Espagne)*. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294, 45-48.
- PIJOLAT B., 1978. *Les déformations des terrains secondaires de la région de Mègeve (Haute-Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal*. Thèse de 3e Cycle, Lyon.
- PIJOLAT B., GRAY M., GRATIER J.P. et VIALON P., 1981. Les variations de la déformation dans un système de plis par cisaillement. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 23, 177-195.
- POCACHARD J., 1980. *Structures de la roche et effets magnétiques : mesures et interprétation*. Thèse, Grenoble.
- POZZI J.P. et ZLOTNICKY J., 1981. Les variations d'aimantation des roches et le problème des contraintes dans la croûte terrestre. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 24, 169-177.

- PULLAIAH G., IRVING E., BUCHAN K.L. et DUNLOP D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 133-143.
- PYE K., 1981. Marshrock formed by iron sulphide and siderite cementation in saltmarsh sediments. *Nature*, 294, 650.
- RAMSAY J.G., 1963. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. *Proc. Geol. Assoc. London*, 74, 357-391.
- RAMSAY J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGrawhill, New York.
- RAMSAY J.G., 1982. Variations in linear and planar fabrics in the Western Helvetic nappes, Switzerland. *Mitteil. Geol. Inst. E.T.H. Zürich (Fabrics Conference)*, 239a, 230-232.
- RATHORE J.S., 1975. Studies of magnetic susceptibility anisotropy in rocks. Ph. D. Thesis, Newcastle-upon-Tyne.
- RATHORE J.S., 1979. Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain. *Tectonophysics*, 69, 349-368.
- RATHORE J.S., 1980. The magnetic fabrics of some slates from the Borrowdale volcanic group in the English Lake district and their correlations with strains. *Tectonophysics*, 67, 207-220.
- ROCHETTE P., COURTILLOT V., KLOOTWIJK C.T. et MATTE P., 1982. Etudes paléomagnétiques en Montagne Noire (Hérault). 9e RAST, Paris.
- ROCHETTE P., FILLION G., MOLLARD P. et VERGNE R., 1983. Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. A paraître dans *C.R. Acad. Sci. Paris*.
- RYŻYK I.M. et GRADSZTEJN I.S., 1964. Tablice calek, sum, szeregów i iloczynów. Państwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa.
- SALIOT P., 1978. Le métamorphisme dans les Alpes Françaises. Thèse, Orsay.
- SCHIEBER M.M., 1967. Experimental magnetochemistry ; vol. 8 in : selected topics in solid state physics (édit. E.P. Wohlfarth). North-Holland P.C., Amsterdam.
- SCHWARZ E.J., 1974. Magnetic fabric in massive sulphides deposits. *Can. J. Earth Sci.*, 11, 1675-1699.
- SIDDANS A.W.B., 1976. Deformed rocks and their textures. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 283, 43-54.
- SIDDANS A.W.B., 1977. The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, 533-557.
- SIDDANS A.W.B., 1978. The development of slaty cleavage in a part of the French Alps - reply. *Tectonophysics*, 47, 187-191.
- STACEY F.D. et BANERJEE S.K., 1974. *The physical principles of rock magnetism*. Elsevier, Amsterdam.
- STEINER M.B., 1980. Investigation of the geomagnetic field polarity during the Jurassic. *J. Geophys. Res.*, 85, 3572-3586.
- STRANGWAY D.W., HONEA R.M., McMAHON B.E. et LARSON E.E., 1968. The magnetic properties of naturally occurring goethite. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 15, 345-359.
- SUTTIL R.J., TURNER P. et VAUGHAN D.J., 1982. The geochemistry of iron in recent tidal-flat sediments of the Wash area, England : a mineralogical, Mössbauer and magnetic study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 205-217.
- URUTIA-FUCUGAUCHI J., 1980. On the relationship between the magnetic and strain fabric in slates and possible effects of consistent instrumental discrepancies. *Tectonophysics*, 69, T15-T23.
- UYEDA S., FULLER M.D., BELSHE J.C. et GIRDLER R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, 279-291.
- VAN DER VOO R. et CHANNEL J.E.T., 1980. Paleomagnetism in orogenic belts. *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, 18, 455-581.
- VAN VLECK J.H., 1932. *The theory of electric and magnetic susceptibilities*. Oxford University Press, London.
- VIALON P., RULHAND M. et GROLIER J., 1976. *Éléments de tectonique analytique*. Masson, Paris.
- WAGNER J.J., HEDLEY F.G., STEEN D., TINKLER C. et VAUGNAT M., 1981. Magnetic anisotropy and fabric in some progressively deformed ophiolitic gabbros. *J. Geophys. Res.*, 86, 307-315.
- WARD J.C., 1970. The structure and properties of some iron sulphides. *Rev. Pure Appl. Chem.*, 20, 175-206.
- WESTPHAL M., 1980. Analyse statistique de directions non orientées. *PAGEOPH*, 119, 80-86.
- WOODLAND B.F., 1982. Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg formation, Eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*, 82, 89-124.
- ZWART H.J., 1973. *Metamorphic map of Europe, sheet 17*. Leiden and UNESCO, Paris

RESUME

L'utilisation du magnétisme en géologie structurale nécessite la compréhension de la relation entre les propriétés magnétiques anisotropes d'une roche et sa structure issue de la combinaison de multiples phénomènes : diagénèse et compaction, déformation tectonique, métamorphisme, altération.

Grâce à l'utilisation d'un nouveau type de magnétomètre cryogénique, des méthodes ont été mises au point pour séparer et analyser les différentes phases, ferromagnétiques, paramagnétiques, diamagnétiques, etc..., qui contribuent aux propriétés magnétiques de la roche, en relation avec sa minéralogie. Une attention particulière a été portée sur le paramagnétisme des phyllosilicates grâce à l'étude en champ fort (0 à 180 kOe) et à température variable (4 à 400 Kelvin), couplée à d'autres méthodes : analyses chimiques et minéralogiques, microsonde, Mössbauer.

Une étude régionale a porté sur le Dogger dauphinois, constitué de marnocalcaires présentant de très faibles propriétés magnétiques et subissant une déformation croissante du Sud-Ouest au Nord-Est avec la succession de fabriques liées à la compaction, l'intersection, l'aplatissement puis l'éirement tectonique, tandis que le métamorphisme augmente lui aussi. On observe une corrélation très nette entre l'anisotropie magnétique et ces divers types de pétrofabrique. L'origine de l'anisotropie est discutée en fonction de la minéralogie, des mécanismes de la déformation et des remobilisations chimiques.

L'étude de l'aimantation rémanente naturelle met aussi en évidence la relation de celle-ci avec la déformation et les phénomènes chimiques, ainsi que l'effet déviateur de l'anisotropie sur la direction d'aimantation rémanente, pour lequel on propose divers modèles mathématiques.

MOTS-CLES

magnétisme des roches sédimentaires ; anisotropie ; aimantation rémanente ; déformation croissante ; pétrofabrique ; minéralogie magnétique ; géochimie du fer ; Dogger dauphinois.