

La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques : origines et applications : [thèse soutenue sur un ensemble de travaux]

Pierre Rochette

▶ **To cite this version:**

Pierre Rochette. La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques : origines et applications : [thèse soutenue sur un ensemble de travaux]. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00745513⟩

HAL Id: tel-00745513

https://theses.hal.science/tel-00745513v1

Submitted on 25 Oct 2012

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

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



HAL Authorization

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030903 5

ROCHETTE (P.)
IRIGM

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

ET

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

Sciences Physiques
(spécialité Géophysique)

E 1 MARS 1988

par

Pierre ROCHETTE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

SUJET

LA SUSCEPTIBILITE ANISOTROPE DES ROCHES FAIBLEMENT MAGNETIQUES ORIGINES ET APPLICATIONS

Soutenue le 26 janvier 1988 devant la commission d'Examen

MM.	G. PERRIER	Président
	P. VIALON	Directeur de thèse
	V. COURTILLOT	Rapporteurs
	W. LOWRIE	
	G. AUBERT	Examinateurs
	L. DALY	
	R. VERGNE	

- 1 MARS 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de DOCTORAT d'ETAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
de GRENOBLE

Titre de l'ouvrage :

LA SUSCEPTIBILITE ANISOTROPE DES ROCHES FAIBLEMENT MAGNETIQUES ORIGINES ET APPLICATIONS

Nom de l'auteur : Pierre ROCHETTE

Etablissement : Observatoire de Grenoble

RESUME

La susceptibilité des roches faiblement magnétiques a une origine complexe : aux grains ferromagnétiques se rajoutent des contributions dia-, para-, et antiferro-magnétiques. Celles-ci ont été mises en évidence grâce à de nouvelles techniques de mesures magnétiques en champ fort et température variable. Les propriétés liées aux phyllosilicates et carbonates ferromagnétiques, à la pyrrhotite et à la goethite ont été particulièrement étudiées. La susceptibilité magnétique ainsi analysée permet de suivre l'évolution pétrologique des roches, en particulier en fonction du métamorphisme et de l'altération.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique doit être interprétée en fonction de la nature et de l'orientation préférentielle des grains magnétiques. En prenant en compte les mécanismes de la déformation on a accès ainsi à certaines données structurales difficilement appréhendées par les méthodes classiques du fait de la sensibilité et la rapidité des mesures magnétiques ; il s'agit en particulier des linéations d'étirement en zones peu déformées. Les éléments d'une modélisation quantitative de la relation entre déformation et anisotropie magnétique sont discutés.

Les études de cas ont porté sur des roches sédimentaires non métamorphiques à mésozonales, principalement alpines, sur différents granites et sur des péridotites.

MOTS - CLES

Magnétisme des roches ; Susceptibilité ; Anisotropie ; Minéralogie ; Pétrofabrique ; Alpes ; Granites.

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

ET

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

1 MARS 1988

Sciences Physiques
(spécialité Géophysique)

par

Pierre ROCHETTE

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

SUJET

LA SUSCEPTIBILITE ANISOTROPE DES ROCHES FAIBLEMENT MAGNETIQUES ORIGINES ET APPLICATIONS

Soutenue le 26 janvier 1988 devant la commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Président
P. VIALON	Directeur de thèse
V. COURTILLOT	Rapporteurs
W. LOWRIE	
G. AUBERT	Examinateurs
L. DALY	
R. VERGNE	

NNB 10109779

AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier chaleureusement les membres de mon jury :

- G. Aubert, ancien du Laboratoire L. Néel et qui m'a plusieurs fois accueilli au SNCI, m'a fait l'honneur de s'intéresser à mon travail et d'apporter un point de vue neuf sur le magnétisme des roches.

- V. Courtillot a guidé mes premiers pas dans la recherche à l'IPG de Paris il y a sept ans et m'a donné l'exemple d'un électisme fructueux.

- Les travaux de L. Daly, pionnier de l'anisotropie magnétique des roches en France, ont inspiré une partie importante de mes recherches.

- W. Lowrie m'a fait très amicalement profiter de son expérience au cours de nombreux contacts et son approche du magnétisme des roches a été un modèle pour moi.

- G. Perrier a suivi avec bienveillance mon parcours au LGIT et m'a toujours supporté aux moments importants.

- R. Vergne m'a ouvert les portes du Laboratoire L. Néel et a grandement affiné mes notions physiques par de nombreuses discussions.

- P. Vialon, dont la direction allia une inspiration multiforme et un soutien de tous les jours, discret mais sans failles, m'a permis d'être un chercheur heureux.

Quant à tous ceux et celles qui ont contribué à tous les niveaux à la réalisation de ce travail et qui n'apparaissent pas ici ou dans la suite du mémoire, qu'ils sachent qu'il y a plus de place dans mon coeur que sur quelques feuilles de papier.

Liste des symboles et abréviations utilisés

avec leurs unités SI

M, M_r : aimantation totale, rémanente ($Am^2\ kg^{-1}$ ou Am^{-1}).

H : Champ appliqué (Tesla).

H_c, H_{cr}, $H_{cr'}$, $H_{1/2}$: champs coercitif, coercitif rémanent, de demi acquisition d'ARI, de demi désaimantation (Tesla ou A/m avec un facteur $4\pi\ 10^{-7}$ entre les deux).

K, χ : susceptibilité volumique (sans dimension), massique ($kg^{-1}\ m^3$).

K_0, K_f, K_ℓ, K_a : susceptibilité induite en champ totale, ferromagnétique ($K_0 - K_\ell$), susceptibilité linéaire en champ fort (matrice), susceptibilité anhystérétique.

K_i, N : susceptibilité intrinsèque, facteur de champ démagnétisant ($K_0 = \frac{Ki}{1 + N\,Ki}$).

$K_1 > K_2 > K_3$: valeurs principales du tenseur de susceptibilité.

L, F, P : taux d'anisotropie linéaire (K_1/K_2), planaire (K_2/K_3), totale (K_1/K_3).

T, T_C, T_N, T_B : température, températures de Curie, de Néel, de blocage.

C, θ : constante de Curie et température de Curie paramagnétique ($K = C/(T - \theta)$).

D : susceptibilité indépendante de la température.

ARA, ARC, ARI, ARN, ARV, ATR : aimantations rémanentes anhystérétique, cristalline, isotherme, naturelle, visqueuse, thermorémanente.

INTRODUCTION

Plutôt qu'une monographie sur la susceptibilité magnétique des roches, cette thèse est le témoin de l'évolution du thème de recherche "magnétisme des roches" initié à Grenoble par le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique et par le Laboratoire Louis Néel depuis 1981. Elle n'est pas destinée à présenter à nouveau les 12 publications réunies mais à les situer dans une perspective logique sur laquelle se greffent des compléments de méthodologie, de détail d'analyse et de synthèse. On n'y trouvera cependant pas d'introduction au magnétisme des roches (cf. Stacey et Banerjee, 1974 ; Collinson, 1983 ; O'Reilly, 1984 ; Rochette, 1983).

Par rapport à des objets d'étude assez disparates, son fil conducteur se trouve dans la démarche que j'ai essayé de développer pour aborder les propriétés magnétiques des roches dans le cadre de la mission initialement fixée : l'acquisition de nouveaux types de données permettant de mieux comprendre le mode de formation des chaînes de montagnes et l'évolution des roches dont elles se composent. Une technique s'avérait prometteuse et encore peu exploitée : l'anisotropie de susceptibilité magnétique. Mais en cherchant à comprendre complètement la relation entre anisotropie et déformation il est apparu nécessaire d'intégrer, d'une part l'ensemble des phénomènes géologiques modifiant les caractéristiques physico-chimiques du matériau "roche" de l'échelle microscopique à celle de la chaîne de montagnes, et d'autre part de considérer les propriétés des grains de la roches avec l'oeil et les méthodes du physicien. Cette optique donnant la priorité à la fois à la physique et à la complexité des phénomènes naturels à l'échelle du grain, si elle correspond à un goût personnel, est surtout issue des préocupations des deux laboratoires participant au projet : à l'IRIGM P. Vialon a depuis longtemps oeuvré pour une approche "transdisciplinaire" et novatrice des problèmes tectoniques et pétrologiques associés et le Laboratoire Louis Néel est un haut lieu de la physique du solide expérimentale et théorique.

Les lois de la physique sont nécessaires et universelles ; elles s'appliquent donc aussi aux roches : c'est ainsi que l'utilisation des travaux de Louis Néel a donné au paléomagnétisme son statut de discipline géophysique incontestée. Cela peut sembler une évidence vingt ans après la "révolution" de la tectonique des plaques, mais dans la pratique géologique ce principe est parfois oublié.

A la première lecture les physiciens trouveront les modèles qui vont suivre probablement trop simplistes, donc erronés tandis qu'ils sembleront aux géologues trop compliqués, donc inapplicables aux problèmes des sciences de la terre. J'espère que les quelques résultats obtenus montreront qu'un dialogue est possible, qu'il est légitime de réduire certaines étapes de la rigueur physique et que ce qui apparait trop compliqué est en fait complexe c'est-à-dire riche d'informations géologiques nouvelles dont l'obtention nécessite le dépassement de la pure observation naturaliste.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
30 AOUT 2003

Table des matières

Introduction

Première Partie : Méthodes et techniques d'étude de la susceptibilité magnétique

I. Les différentes propriétés magnétiques et leur anisotropie 7

II. La susceptibilité induite en champ faible 9
- II.1. Le Kappabridge (KLY-2) 9
- II.2. Traitement des données d'anisotropie 12
- II.3. Les autres types de mesure de la susceptibilité et de son anisotropie 13
  - II.3.1. Susceptibilité 13
  - II.3.2. Anisotropie : comparaison avec le KLY-2 14

III. Minéralogie magnétique et origine de l'anisotropie 18
- III.1. "Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches" (Rochette P., Fillion G., Mollard P. et Vergne R., C.R.A.S., 1983) . 19
- III.2. "Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer (Rochette P. et Fillion G., P.E.P.I., 1988) 25
- III.3. Les autres méthodes magnétiques 40
  - III.3.1. Mesures en champ fort 40
  - III.3.2. Anisotropies de rémanence 40
  - III.3.3. Compléments de minéralogie magnétique 42

Deuxième Partie : Origine de la susceptibilité des roches faiblement magnétiques

I. Propriétés magnétiques des black shales 46
- I.1. "Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises)" (Rochette P. et Lamarche G., Bull. Miner., 1986) 46
- I.2. "Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps : toward the use of magnétic isograde" (Rochette P., E.P.S.L., 1987) 56
- I.3. Synthèse 68
  - I.3.1. Propriétés magnétiques de la pyrrhotite 68
  - I.3.2. Zonation minérale dans le Jurassique Delphino-Helvétique . 71
  - I.3.3. Perspectives sur la minéralogie magnétique des black shales 74

II. Propriétés magnétiques des granites 75
- II.1. "Magnetic mineralogy of some granites from the western Massif Central in France" (Jover O., Rochette P., Lorand J.P., Maeder M. et Bouchez J.L., en préparation) 75
- II.2. Autres granites 96
  - II.2.1. Généralités 96

II.2.2. Granites à ferrimagnétiques dominants 96
III.2.3. Les leucogranites 98
III. Effets de l'altération sur les propriétés magnétiques 100
III.1. Les propriétés de la goethite 100
III.2. Altération à susceptibilité décroissante 109
III.3. Altération à susceptibilité croissante ; le cas particulier de la serpentinisation 113
III.3.1. Propriétés magnétiques des lherzolites 113
III.3.2. Effet de la serpentinisation sur la susceptibilité 116
III.3.3. Mesures d'anisotropie magnétique dans le massif de Lanzo. 117

Troisième Partie : Applications structurales de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

I. "Development of planar and linear fabrics in dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control" (Rochette P. et Vialon P., J.S.G., 1984) 121

II. "Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpines slates" (Lamarche G. et Rochette P., Tectonophysics, 1987) 127

III. "La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative" (Lamarche G. et Rochette P., Geodynamica, 1987) 136

IV. "Relation entre déformation et métamorphisme alpin dans les schistes noirs helvétiques : l'apport de la fabrique magnétique (Rochette P., Geodynamica, 1988) 146

V. "Susceptibilité magnétique et anisotropie de susceptibilité du granite de Beauvoir" (Bouchez J.C., Bernier S., Rochette P. et Guineberteau B., GPF, 1987) 161

Quatrième Partie : Discussion

I. "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies" (Rochette P., J.S.G., 1987) 173

II. "Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks" (Rochette P., en préparation) 179

III. Perspectives sur les apports de l'ASM à l'analyse structurale 192
III.1. Synthèse des résultats obtenus . . . . . .
III.2. Détection de linéations "cachées" 194
III.3. Utilisation semiquantitative 199
III.4. Utilisation quantitative 202
III.4.1. Détermination de la pétrofabrique . . . . . .
III.4.2. Passage de la pétrofabrique au chemin de la déformation : le problème des mécanismes . . . . . .

Conclusions 207
Bibliographie 208

1 - Première partie

METHODES ET TECHNIQUES D'ETUDE DE

LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

I - Les différentes propriétés magnétiques et leur anisotropie

On ne reprendra pas ici l'exposé des propriétés magnétiques de la matière (cf. chapitres 1.III, 2.I.1, 4.I). Rappelons seulement leurs divers types :

- Les propriétés intensives qui dépendent de la nature (composition, structure, taille, forme, défauts) des grains. Leur étude permet d'identifier les minéraux magnétiques de la roche : températures d'ordre ou de blocage, différentes estimations de la coercitivité (Dankers, 1981), rapports M_{rs}/M_s, M_{rs}/K_ℓ, K_ℓ/K_0,...
- Les propriétés extensives, proportionnelles à la teneur pour un minéral donné ; il s'agit des diverses susceptibilités et aimantations rémanentes provoquées ou induites à saturation. Ces propriétés peuvent montrer une anisotropie à l'échelle de la roche, due à des minéraux présentant une anisotropie intrinsèque et une orientation préférentielle ou pétrofabrique. L'anisotropie a dans le cas le plus général une symétrie complexe mais peut, dans certaines conditions, être décrite par un tenseur symétrique de rang deux. Ceci n'est réalisé, quelle que soit la symétrie de la pétrofabrique, que si la grandeur considérée varie linéairement avec le champ appliqué (Daly, 1970 ; Vergne, 1987). On peut définir la susceptibilité au sens large $K = dM/dH$ où M est une aimantation quelconque (induite ou rémanente) acquise dans un champ H. Si $dK/dH = 0$ on a la relation tensorielle $M = K \cdot H$

Dans certaines conditions expérimentales on peut définir les susceptibilités linéaires suivantes :

- susceptibilité induite en champ faible : K_0
- susceptibilité induite en champ fort : K_ℓ
- susceptibilité rémanente anhystérétique : K_{ARA}
- susceptibilité thermorémanente : K_{ATR}
- susceptibilité rémanente isotherme : K_{ARI}

Tous ces paramètres, sauf K_ℓ, concernent les champs faibles (de l'ordre du mT) où l'on suppose généralement un comportement linéaire de l'aimantation. Dans les roches des observations de détail (Smith et Banerjee, 1987) montrent des écarts très significatifs à la linéarité, particulièrement dans la gamme des 10 µT. Il faut donc "linéariser le problème" ce qui s'effectue pour la susceptibilité induite en utilisant un champ alternatif (Vergne, 1987).

La nature tensorielle de la susceptibilité linéaire a un intérêt pratique immense : pour déterminer un ellipsoïde d'orientation quelconque il suffit de mesurer 6 paramètres indépendants. Dans le cas de grandeurs non linéaires comme l'aimantation rémanente à saturation ou l'aimantation induite en champ moyen on est, au contraire, obligé de faire des mesures continues en fonction de l'orientation de l'échantillon, de la même manière que pour les méthodes usuelles de pétrofabrique (platine universelle, goniométrie de

texture). Cette facilité s'accompagne cependant d'une certaine perte d'informations : le tenseur d'anisotropie de susceptibilité a une symétrie très simple – sphérique, uniaxiale ou orthorhombique – et ne peut donc rendre compte de pétrofabriques plus complexes – monoclinique, triclinique, en guirlande, ... – liées à la déformation par cisaillement simple, à des superpositions de déformations non coaxiales, ou à une disposition particulière des plans et directions de glissement intracristallins (Fernandez, 1984). On verra cependant que l'étude de nombreux échantillons permet d'atténuer ce problème (cf. 3ème partie).

II - La susceptibilité induite en champ faible

La susceptibilité induite en champ faible à température ambiante, notée K_0 ou K, est de très loin la susceptibilité la plus utilisée en magnétisme des roches. Les raisons en sont multiples :

- la mesure est simple à mettre en oeuvre, très rapide et non-destructive.
- en particulier la faiblesse des champs utilisés fait que l'information paléomagnétique (aimantation rémanente naturelle ou ARN) est conservée et que l'échantillon n'a pas été polarisé dans la direction du champ (Violat et Daly, 1971).
- la sensibilité tant en valeur absolue qu'en taux d'anisotropie est généralement meilleure que pour d'autres méthodes.
- l'utilisation d'un champ alternatif permet de s'affranchir du problème de linéarité.
- c'est ce paramètre K_0 qui intervient avec l'ARN dans l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre et qui s'applique donc directement à la prospection.

II.1. Le Kappabridge

L'appareil utilisé actuellement au laboratoire, le Kappabridge KLY-2 est un pont d'impédance (Collinson, 1983) fonctionnant à 920 Hz et 0,4 mT, interfacé avec un microordinateur HP 86 B. La très forte sensibilité affichée par le constructeur (Geofysika, Brno - Tchécoslovaquie), 5.10^{-8} SI, nécessite un traitement approprié du fait de la dérive inhérente à l'appareillage. La compensation entre les bobinages de référence et de mesure se fait automatiquement dans une large plage ajustée manuellement, pour une durée variant de 10 mn à 1 h et plus selon la gamme choisie et le temps écoulé depuis la mise en route. La dérive du résidu est extrapolée linéairement à partir de mesures à vide faites quelques secondes avant l'introduction de l'échantillon. La procédure totale pour une mesure de susceptibilité dure de 3 à 15 s. Les sources de bruit sont nombreuses : mouvements de masses métalliques, perturbations électromagnétiques ou électriques sur le secteur, vibrations et surtout variations de température. La pièce réservée au KLY-2, un rez de chaussée sans fenêtres avec un socle anti-vibratoire, est donc climatisée dans la plage 22-24°C. Lorsque de bonnes conditions de stabilité sont atteintes le bruit de fond est effectivement inférieur à 1 digit (5.10^{-8} SI dans la gamme la plus sensible) avec une précision relative atteignant 0,1 %.

L'étalonnage régulier est réalisé avec un échantillon synthétique fourni par le constructeur. Sa valeur mesurée ne varie pratiquement plus après 1 h de mise en route. L'étalonnage absolu a été fait avec de la poudre de Gd_2O_3 paramagnétique dont la susceptibilité à 23°C est calculée à partir des tables de constantes de Curie (Foex, 1957 ; Rochette, 1983). L'écart trouvé avec la valeur de l'échantillon test est de 5,2 %. A titre

de curiosité et pour vérifier l'élimination de la partie du signal due à la conductivité (Vergne, 1987) un barreau cylindrique de fer doux de rapport axial 10 et de masse 90 mg a été mesuré (Table 1). Rappelons l'expression de la susceptibilité apparente mesurée K en fonction de la susceptibilité intrinsèque K_1 et du facteur de champ démagnétisant N : $K = \frac{Ki}{1 + N\,Ki}$. Pour $K_1 << 1$ (cas des minéraux autres que magnétite et pyrrhotite) on a $K = K_1$ et pour $K_1 >> 1$ (cas du fer doux) $K = \frac{1}{N}$. On trouve dans Carmichael (1982) les valeurs de $N_{//}$ et $N_{\perp}$ pour un cylindre ou un ellipsoïde de rapport axial 10. Le volume de l'échantillon est calculé avec d = 7,87.

	$K_1 = K_{//}$	K_2	K_3	ΔK	$\frac{K_2 + K_3}{2} = K_{\perp}$
mesure bobine standard	29,58	2,18	2,05	0,03	2,11
mesure bobine gros volume	30,17	2,33	1,92	0,15	2,13
Calcul cyclindre	24,27				2,09
Calcul ellipsoïde	49,26				2,04

Tableau 1 - Susceptibilités (SI) principales K_1, K_2, K_3 mesurées au KLY-2 avec leur incertitude ΔK et calculée à partir des valeurs de N pour un barreau de fer de rapport axial 10.

Pour la susceptibilité perpendiculaire l'accord avec les mesures, compte tenu de l'incertitude ΔK, est très bon. Pour la susceptibilité axiale la valeur mesurée est nettement plus forte que la valeur calculée pour le cylindre. Ceci s'explique aisément par la forme réelle arrondie des bouts du barreau (tendance vers l'ellipsoïde) : la valeur de $N_{//}$ dépend de manière critique de cette forme.

Une telle sensibilité nécessite aussi une correction de porte-échantillon ; ceux qui sont utilisés – en plexiglass – ont une susceptibilité de l'ordre de -5.10^{-6} que l'on détermine avant chaque série de mesures. Même l'air déplacé par l'échantillon donne une contribution non négligeable due au paramagnétisme de l'oxygène et qui correspond à $0{,}4.10^{-6}$ (Daly, 1970).

La bobine standard de mesure a un diamètre intérieur de 43 mm qui permet d'utiliser des échantillons cylindriques de diamètre 25 et longueur 22, ou cubiques de côté 20. Nous disposons également d'une grande bobine (ϕ 76) pour cylindres de diamètre 46 ou cubes de côté 40. La sensibilité, rapportée à l'unité de volume, est pratiquement la même

et des mesures effectuées par S. Bernier (1986 et § 3.V) sur des échantillons standard et gros volume du leucogranite d'Echassières n'ont pas montré de différences apparentes sur une étude statistique de la précision angulaire en fonction de l'écart de susceptibilité. Cependant il semble a priori que l'on puisse obtenir dans certains cas une meilleure précision avec le gros volume du fait d'un meilleur repérage des axes de la carotte, du plus grand nombre de grains pris en compte et d'une stabilité électronique apparemment meilleure. Ces avantages sont au prix d'un moindre confort pour l'échantillonnage et la mesure.

Il existe une limite supérieure – 0,2 SI pour le volume du cylindre standard – au delà de laquelle l'appareil est saturé. Dans le cas de certaines serpentinites et pyrrhotites massives cette limite a été repoussée à 1,3 SI en utilisant la grosse bobine pour les cylindres standard (l'autre solution étant de diminuer le volume de l'échantillon).

Il faut enfin remarquer que le système KLY-2 est très peu sensible à la forme et à la taille de l'échantillon, comme le montre l'essai présenté Fig. 1. Il est donc possible de déterminer avec précision une susceptibilité sur un corps de forme quelconque pourvu que sa longueur soit inférieure au diamètre intérieur de la bobine.

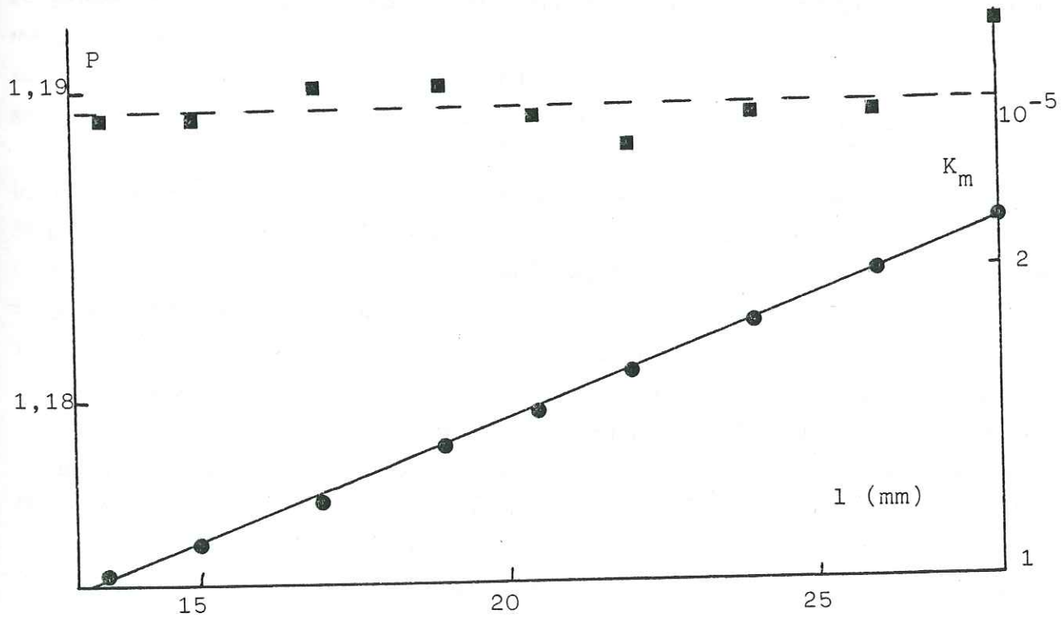


Figure 1 - Evolution du taux d'anisotropie $P = K_1/K_3$ et de la susceptibilité moyenne K_m pour une échantillon cylindrique (ϕ 25) de schiste paramagnétique homogène (BN10 - Rochette, 1983) en fonction de la longueur du cylindre. P est constant à 0,1 % près et K_m est exactement proportionnelle à la longueur et donc au volume.

II.2. Traitement des données d'anisotropie

La procédure de détermination de l'anisotropie utilise 15 orientations différentes selon une disposition proposée par Jelinek (1977) pour ne pas privilégier certains axes de coordonnées et permettre par la redondance du système de calculer l'écart des mesures par rapport à l'ellipsoïde idéal ainsi que trois angles de confiance sur chaque paire d'axes. On peut ainsi, immédiatement après la série de mesures, s'apercevoir de la présence de points aberrants (écart anormal par rapport à l'ellipsoïde) et juger de la précision angulaire avec laquelle les axes principaux sont déterminés. On vérifie en effet que les angles de confiance, calculés sur une seule série de mesures, constituent une bonne approximation de la dispersion réellement observée si l'on répète plusieurs fois la série de mesures. Cette dispersion peut descendre en dessous du degré.

La série de mesures prend au minimum 4 mn. Pour atteindre véritablement la sensibilité de 0,1 % sur les taux d'anisotropie il faut que la susceptibilité moyenne de l'échantillon varie de moins de 0,1 % pendant ce laps de temps. Or pour un échantillon purement paramagnétique un ΔT de 1° correspond à un ΔK de 0,3 %. En fait on observe parfois clairement une diminution de K_m au cours de la séquence de mesures, probablement due à un réchauffement de l'échantillon avec les doigts. Pour les faciès paramagnétiques on utilise des gants isothermes pour limiter ce phénomène.

L'étude d'un affleurement géologique consiste généralement en la détermination du tenseur d'anisotropie sur une dizaine d'échantillons répartis régulièrement de manière à estimer la fabrique à l'échelle du massif. Typiquement les durées mises en jeu sont de 2 h pour le prélèvement et l'orientation précise des carottes sur le terrain, de 1/2 h pour la préparation au laboratoire et de 1 h pour la mesure complète.

L'analyse de la fabrique magnétique comporte ensuite diverses opérations largement informatisées : examen des stéréogrammes des directions K_1 et K_3 en coordonnées géographiques ou après avoir ramené schistosité ou stratification à l'horizontale, comparaison de la dispersion des directions avec les taux d'anisotropie, corrélation avec la susceptibilité moyenne et la lithologie, moyennes tensorielles et arithmétiques, repérage des échantillons aberrants, ... Ces opérations seront largement décrites dans la partie 3 (voir aussi II.3.2).

II.3. Les autres types de mesure de la susceptibilité et de son anisotropie

II.3.1. Susceptibilité

Concernant la susceptibilité en champ alternatif le KLY-2 est de très loin l'appareil le plus sensible. Les autres ponts (Bartington, Molspin, Sapphire) atteignent difficilement la sensibilité de 5.10^{-7} avec une précision relative de l'ordre de 1 %, malgré une fréquence beaucoup plus forte qui peut induire des erreurs en présence de certains types de grains ferrimagnétiques.

Les magnétomètres cryogéniques de paléomagnétisme peuvent aussi être utilisés pour des mesures de susceptibilité en champ faible continu (Scriba et Heller, 1978 ; Smith et Banerjee, 1987). La sensibilité en aimantation pouvant atteindre 10^{-6} A/m on obtient dans un champ de 0,1 mT (le système d'écran supraconducteur ne supporte pas de champs nettement supérieurs) une sensibilité théorique de 10^{-8} sur la susceptibilité. En pratique les roches présentent généralement une viscosité en champ faible nettement supérieure à ce seuil et la mesure en champ continu ne permet pas de s'en affranchir comme pour la méthode en champ alternatif. Ainsi Kliegfield et al. (1981) observent que l'anisotropie de susceptibilité est mieux définie avec l'appareil Digico qu'avec le magnétomètre cryogénique SCT.

Les études de minéralogie magnétique présentées ici (partie 2) ont été partiellement conduites à partir de mesures de K_0 obtenues avec le magnétomètre cryogénique SHE dans 1 mT avec une sensibilité de 2.10^{-7} SI. Après étalonnage avec Gd_2O_3 la comparaison avec le KLY-2 sur de nombreux échantillons montre des valeurs identiques à ± 2 % près sauf dans les échantillons à pyrrhotite polydomaine où la valeur SHE n'est plus très significative (jusqu'à 100 % de différence) du fait de la viscosité et de la non linéarité.

Enfin on peut signaler divers appareils, portables et principalement destinés à la prospection, permettant une mesure de susceptibilité à l'affleurement : Kappameter, Bartington, Scintrex, Bison. Seuls les deux premiers ont une sensibilité suffisante pour une utilisation en recherche. Le Kappameter (KT5 - Geofysika, Brno) de sensibilité 10^{-5} a l'avantage d'une très grande maniabilité. Basé sur un oscillateur LC, ses performances seront décrites au chapitre 2.I.2. Un autre type de mesure "d'affleurement" est la diagraphie de puits. Une sonde de sensibilité 10^{-5} SI a été mise au point par A. Tabbagh du CNRS - Garchy. Un prototype plus performant est en cours de développement à Grenoble au LETI (A. Augustin, thèse en cours). Cette technique, encore très peu utilisée, a des applications potentiellement très importantes dans l'étude géophysique des forages du fait de sa sensibilité à des variations pétrologiques fines, de sa rapidité et de son faible coût. La minéralogie magnétique telle qu'elle est conçue dans ce mémoire est une aide

cruciale à la valorisation de telles diagraphies.

II.3.2. Anisotropie : comparaison avec le KLY-2

On trouvera dans Collinson (1983) une revue des différents appareils utilisés actuellement ou dans le passé pour déterminer l'anisotropie en champ faible. Ils se rangent en trois catégories :

i) les appareils mesurant l'aimantation induite dans un champ faible continu : magnétomètres astatique, balistique (inductomètre de Thellier) et cryogénique. Ils présentent différents inconvénients : longueur de la mesure, problèmes de non linéarité, de soustraction de la rémanence et de viscosité. Même avec la sensibilité du magnétomètre cryogénique ces défauts graves poussent à déconseiller ce type de mesure pour des études de routine. Ils sont cependant intéressants pour des mesures à champ et température variable.

ii) les appareils mesurant une susceptibilité en champ alternatif, déjà décrit au chapitre précédent. Ils utilisent 9 ou 15 mesures pour la détermination d'un tenseur d'anisotropie. Le champ alternatif écarte les inconvénients de la précédente méthode et il est possible d'analyser statistiquement la précision sur le tenseur. Cependant pour aborder les anisotropies usuelles des roches, de l'ordre du %, une précision relative de l'ordre de 0,1 % est nécessaire. Ceci n'est pratiquement réalisé que pour le KLY-2.

iii) les appareils mesurant directement l'anisotropie : spinner (Digico, Molspin,...), pendules de torsion en champ alternatif ou continu, système tournant sur magnétomètre cryogénique (cf. § III.2). Les deux derniers appareils permettent des mesures en champ variable fort ainsi que l'analyse d'anisotropies non tensorielles (harmoniques supérieures à 2θ : cf. § III.2). Dans le cas tensoriel (signal en $\sin 2\theta$) il suffit, pour calculer complètement le tenseur, de 3 déterminations, dans 3 plans perpendiculaires, de l'orientation et de l'intensité ΔK de l'anisotropie dans le plan de rotation, plus une mesure de susceptibilité dans une direction quelconque, réalisée avec un autre montage (pont d'impédances par exemple). Ces méthodes allient simplicité, rapidité (dans le cas des spinners) et sensibilité : la sensibilité sur ΔK est meilleure que 10^{-7} SI pour les spinners Molspin et Digico "amélioré". Malgré les apparences – le fait que l'on mesure directement ΔK – ces appareils sont aussi limités en taux d'anisotropie par le niveau d'homogénéité du champ des bobines inductrice et de mesure. En particulier de par la configuration de la bobine de mesure les spinners sont très sensibles à la forme et l'hétérogénéité de l'échantillon ce qui limite la sensibilité en taux d'anisotropie à quelques pour mille (en

fonction du niveau de susceptibilité et de l'homogénéité de l'échantillon).

A la pratique des mesures sur spinner, divers inconvénients apparaissent :

- l'impossibilité de l'analyse statistique sur une seule détermination d'anisotropie ; il est donc impossible d'estimer la précision sur les résultats sans répéter plusieurs fois les mesures.

- le fait que le bruit de fond s'ajoute systématiquement à l'anisotropie mesurée, donnant des taux d'anisotropie approchés par excès ; en particulier on ne peut pas, contrairement au KLY-2, observer l'isotropie expérimentale d'un échantillon.

- la valeur parfois quantitativement douteuse des taux d'anisotropie (cf. Hrouda et al., 1983) du fait du problème précédent et de l'utilisation d'un appareil de mesure différent pour mesurer la susceptibilité.

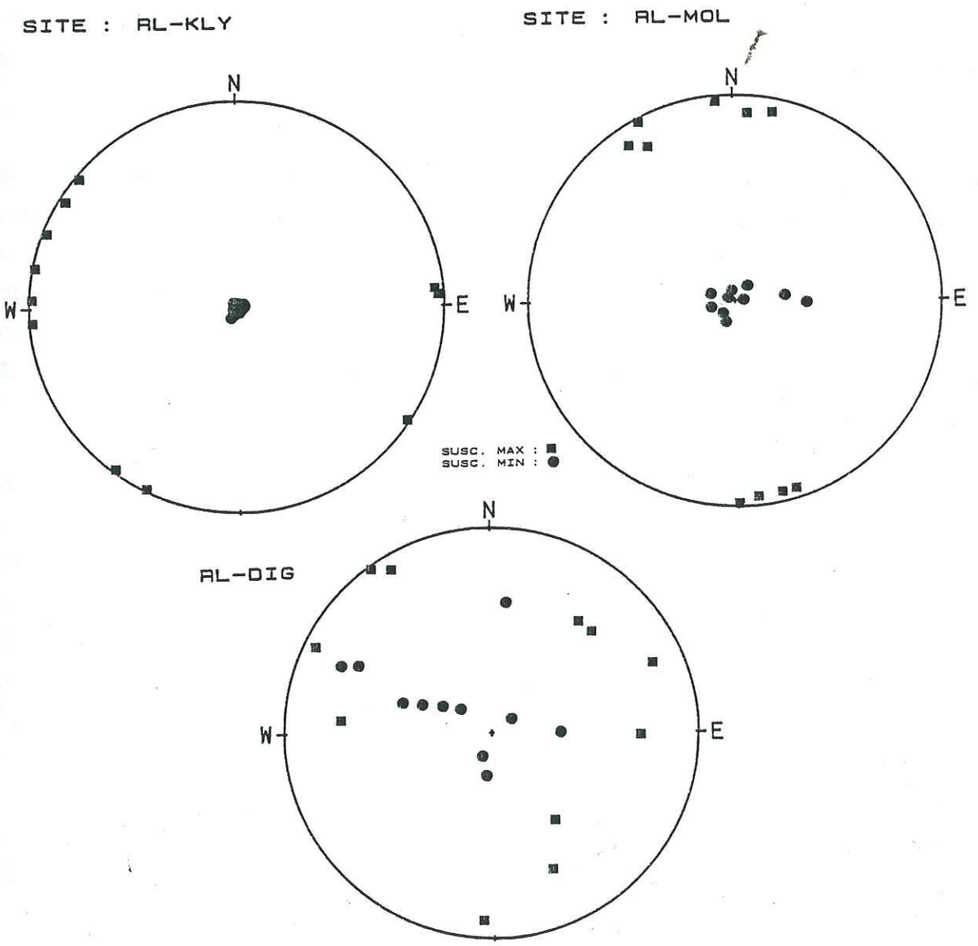


Figure 2 - Projections stéréographiques des directions d'anisotropie K_1 et K_3 du site RL (Berriasien de la Porte de France - Chartreuse) mesurées avec trois appareils différents. K_3 doit être perpendiculaire à la stratification - ramenée à l'horizontale - et K_1 parallèle à la direction d'étirement tectonique WNW (cf. § 3.II).

Les comparaisons effectuées entre spinners et KLY-2 à Zürich (Schultz-Krütisch et Heller, 1985 ; Heller, communication personnelle) ainsi qu'entre les laboratoires de Gif sur Yvette (Digico amélioré), Toulouse (Molspin) et Grenoble (cf. § 3.III et Lamarche, 1987), montrent que pour diverses roches à faible anisotropie les résultats directionnels sont généralement comparables en orientation et en dispersion avec un net avantage pour le KLY-2 dans le cas des faibles susceptibilités ($K < 100.10^{-6}$) comme le montre la Fig. 2. Cependant, lorsque l'on est très près d'une fabrique planaire de révolution, il peut apparaître avec le spinner une linéation magnétique apparente liée à l'axe de la carotte ou à un signal de porte-échantillon. C'est probablement ce qui explique la linéation observée avec les mesures Molspin ; en effet des mesures répétées faites ultérieurement dans des conditions optimales de bruit de fond ont donné sur quelques échantillons une dispersion des K_1 similaire à celle obtenue avec le KLY-2. Du point de vue des taux d'anisotropie on note généralement un bon accord avec cependant comme mentionné plus haut une surestimation de L avec le spinner dans le cas des fabriques planaires à L voisin de 1,01.

C'est dans l'analyse statistique, notamment par la méthode de moyenne tensorielle, que se révèlent les faiblesses du spinner (pour la définition et les propriétés de la moyenne tensorielle voir Jelinek, 1978 ; Aubourg, 1987 ; et § 3.IV). Dans le site RL (Tableau 2) on voit que les mesures Digico, pourtant très dispersées sur le stéréogramme donnent des directions moyennes assez bien définies d'après les angles de confiance, mais qui sont nettement distinctes des directions structurales attendues (et obtenues avec le KLY-2) du fait de quelques mesures avec des taux d'anisotropie anormalement hauts.

La capacité du KLY-2 à analyser rigoureusement l'isotropie expérimentale d'une roche avec seulement une dizaine d'échantillons est illustrée Fig. 3 et Tableau 2. Le premier cas, un calcaire corraligène massif diamagnétique de l'Urgonien d'Ardèche, est celui de l'isotropie complète : la fabrique moyenne est sphérique compte tenu de la valeur des angles de confiance et de l'incertitude sur L et F. Cette isotropie est liée probablement à la fois à la quasi-absence de compaction et à la minéralogie magnétique (rareté de minéraux anisotropes : ferrimagnétiques ou argiles). Le deuxième correspond à une fabrique planaire de révolution parfaite dans un sédiment argileux non déformé et exempt de linéation de courant cohérente. Notons que la moyenne tensorielle donne $L^* = 1{,}000$ avec un angle de confiance sur K_1 dans le plan de stratification de 72° (E_{12}) tandis que les mesures individuelles donnent des L de 1,001 à 1,003 et E_{12} de 21 à 66°.

Concernant le pendule de torsion en champ faible, très peu utilisé en Europe (Daly, 1970 ; Argenton et al., 1975) on pourra se reporter à Ellwood (1984) qui observe que les directions obtenues ne sont plus significatives en dessous de 1,003 de taux d'anisotropie,

ce qui n'est pas le cas pour le KLY-2 dans l'exemple du site RL. D'autre part si la sensibilité peut dépasser celle du KLY-2 pour les faibles susceptibilités c'est au prix de l'utilisation de champs "moyens" (5 à 10 mT) qui posent des problèmes concernant la linéarité de l'aimantation.

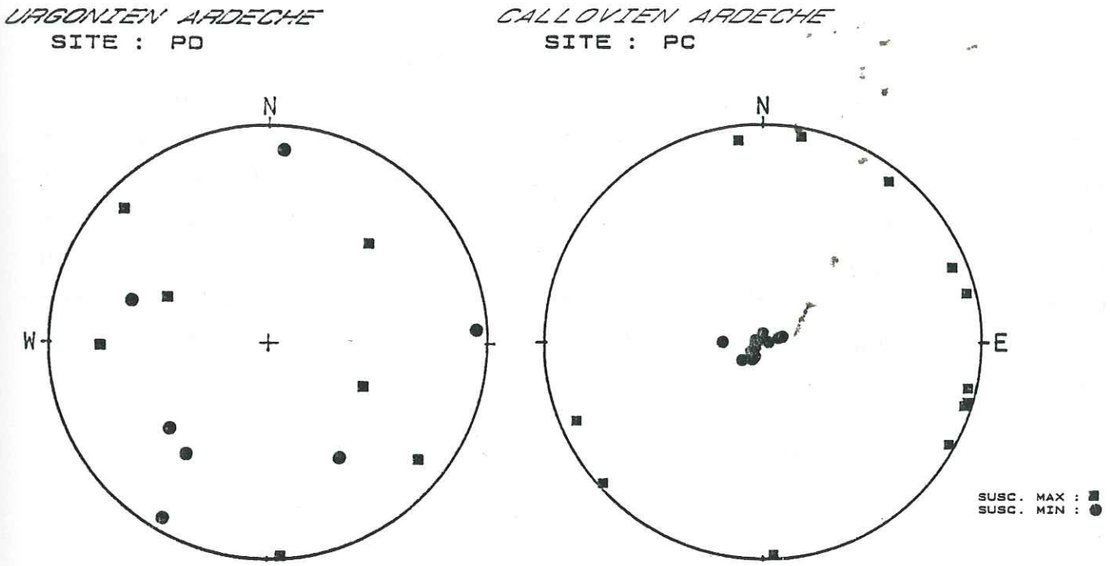


Figure 3 - Directions d'anisotropie pour deux sites sédimentaires non déformés illustrant l'isotropie totale (PD) et l'isotropie dans le plan de foliation (PC).

site	N	D_1	I_1	D_3	I_3	E_{12}	E_{31}	E_{32}	L*	F*	K_m
RL (Digico)	11	67	15	281	72	12	16	4	1,030	1,044	
RL (Molspin)	10	171	1	64	87	12	3	12	1,018	1,051	
RL (KLY)	11	103	2	278	88	16	3	6	1,001	1,049	48
PD (KLY)	7	137	5	229	13	64	56	40	1,002	1,002	-6
PC (KLY)	12	26	3	220	87	72	4	2	1,000	1,037	94

Tableau 2 - Paramètres obtenus par moyenne tensorielle sur les sites des Fig. 2 et 3. Déclinaison et inclinaison des directions moyennes de K_1 et K_3, angles de confiance E_{ij} dans le plan K_iK_j, rapports $L^* = K_1/K_2$ et $F^* = K_2/K_3$ du tenseur moyen, susceptibilité moyenne K_m en 10^{-6} SI.

III - Minéralogie magnétique et origine de l'anisotropie

La minéralogie magnétique consiste en l'identification des minéraux porteurs de l'aimantation de la roche. Si les techniques pétrologiques classiques (rayons X, lames minces, microsonde,...) sont nécessaires pour cerner le problème et résoudre certaines ambiguïtés, l'étude du comportement des aimantations induites et rémanentes sous champ et température variables constituent l'essentiel de cette analyse. Dpuis 1981 est développée au Laboratoire Louis Néel une méthode originale basée sur l'utilisation d'un magnétomètre cryogénique. Le premier chapitre jette les bases de cette méthode, axée sur l'identification des différentes contributions à la susceptibilité en champ faible. Ecrit en 1982 il comporte quelques impropriétés, en particulier l'usage du système cgs. Le deuxième chapitre décrit une méthode plus évoluée – mais plus délicate à mettre en oeuvre – pour aborder directement l'origine de l'anisotropie grâce à un système d'échantillon tournant. Enfin le troisième aborde succinctement d'autres techniques de mesures magnétiques.

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296 (21 février 1983) Série II — 557

III.1. GÉOMAGNÉTISME. — *Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches.* Note (*) de **Pierre Rochette, Gérard Fillion, Paul Mollard** et **Robert Vergne,** présentée par Louis Néel.

On développe une méthode permettant l'étude séparée de l'anisotropie des différents comportements magnétiques de la roche : ferromagnétique, paramagnétique, diamagnétique. On utilise pour cela des mesures d'aimantation effectuées dans une gamme de champ et de température convenables, ainsi que des mesures d'aimantation rémanente isotherme à saturation.

GEOMAGNETISM. — Rock Magnetism. Analysis of the Magnetic Anisotropy in Rocks Using a Cryogenic Magnetometer.

A method allowing the separate study of the anisotropies of different magnetic behaviours in rocks (ferromagnetism, paramagnetism, diamagnetism) is presented. Magnetisation measurements are performed in suitable magnetic field and temperature ranges, together with measurements of saturated isothermal remanent magnetisation.

On constate dans de nombreuses roches une anisotropie des propriétés magnétiques, corrélée avec la structure observée par ailleurs ([1], [2]). On utilise habituellement comme grandeur magnétique la susceptibilité χ_0 mesurée en champ faible à la température ambiante. Cependant, son utilisation quantitative se heurte au fait que chaque constituant de la roche y contribue selon sa nature et ses caractéristiques morphologiques. On

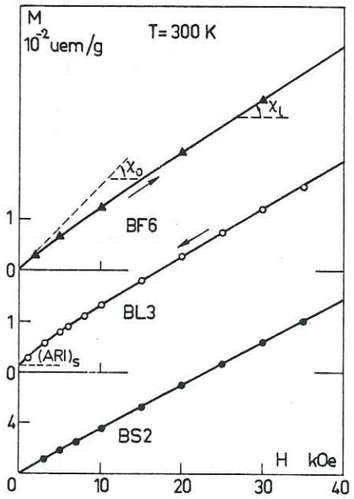


Fig. 1

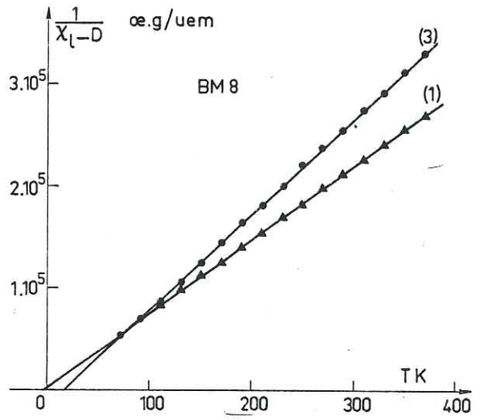


Fig. 2

Fig. 1. — Courbes d'aimantation à température ambiante pour trois échantillons différents.

Fig. 1. — Magnetization curves at room temperature for three different samples.

Fig. 2. — Variation en fonction de la température de $1/(\chi_L - D)$ selon les directions de susceptibilité maximale (1) et minimale (3) d'un même échantillon.

Fig. 2. — Plot of $1/(\chi_L - D)$ *vs. the temperature along the maximum* (1) *and minimum* (3) *axes of susceptibility in the same sample.*

montrera ici ce que peut apporter, dans la compréhension de l'origine de l'anisotropie, l'étude d'autres grandeurs telles que la susceptibilité en champ fort et sa variation thermique, ainsi que l'aimantation rémanente isotherme acquise en champ intense que nous noterons $(A.R.I.)_S$.

L'appareillage utilisé est un magnétomètre à effet Josephson de grande sensibilité, fonctionnant dans une large gamme de champ (0-50 kOe) et de température (2-400 K). Les échantillons étudiés (1) proviennent de différents sites dans les marnocalcaires du Dogger le long de la zone Dauphinoise des Alpes françaises [3]. La courbe d'aimantation, relevée en champ croissant, à température ambiante permet de déterminer la susceptibilité χ_0 en champ faible (~ 10 Oe) et la susceptibilité χ_i en champ fort (jusqu'à 40 kOe). L'aimantation rémanente isotherme à saturation $(A.R.I.)_S$ est obtenue en ramenant le champ à zéro (*fig.* 1). La valeur de χ_i est ensuite mesurée à différentes températures comprises entre 70 et 370 K. La variation χ_i (T) est ajustée (*fig.* 2) sur une loi du type :

$$\chi_i = C/(T-\theta) + D.$$

Cette loi suppose que les grains fins ferromagnétiques, saturés dans les valeurs de champ utilisées, ne contribuent plus à χ_i, qui est la somme d'une contribution paramagnétique suivant une loi de Curie-Weiss $(C/(T-\theta))$ et d'un terme indépendant de la température D, somme des contributions diamagnétique et paramagnétiques ne dépendant pas de T.

Le tableau résume les résultats obtenus pour six échantillons pris parmi ceux que nous avons étudiés.

TABLEAU

Éch.	C (A)	θ (A)	Éch.	C_1 (B)	C_3 (B)	θ_1 (B)	θ_3 (B)	D_1 (B)	D_3 (B)
BF 11	998	+ 2,6	BM 8	1 373	1 068	−2,1	+16,7	−0,57	−0,20
BS 2	983	+13	BM 11	855	672	+1,2	+17,5	−0,38	−0,20
BL 3	275	−11,5	BN 2	1 581	1 510	+7,2	+12,2	−0,61	−1,04

(A) Constante de Curie C et température de Curie paramagnétique θ pour trois échantillons où χ_i est isotrope.

(B) Valeurs de C, θ, D pour trois échantillons anisotropes selon les directions de susceptibilité maximale (1) et minimale (3) ; unités : C 10^{-6} u.e.m. $Oe^{-1}.K.g^{-1}$; θ : K ; D : 10^{-6} u.e.m. $Oe^{-1}.g^{-1}$.

(A) *Curie constant* C *and paramagnetic temperature* θ *for three samples where* χ_i *is isotropic.*

(B) *Values of* C, θ, D *for the maximum* (1) *and minimum* (3) *susceptibility axes of three anisotropic samples; units:* C *in* 10^{-6} e.m.u. $Oe^{-1}.K.g^{-1}$; θ *in* K; D *in* 10^{-6} e.m.u. $Oe^{-1}.g^{-1}$.

Dans tous les cas étudiés, le terme constant D, globalement diamagnétique est petit devant le terme paramagnétique, caractérisé par des faibles températures de Curie. L'analyse chimique et minéralogique indique que le paramagnétisme est dû essentiellement aux ions Fe^{2+} contenus dans des phyllosilicates : illites et chlorites. En particulier, l'anisotropie de la susceptibilité et du moment ($\sim\sqrt{C}$) (*fig.* 2) observée dans les sites métamorphiques où existe une très forte orientation préférentielle des phyllosilicates est similaire à celle de chlorites, étudiées par Ballet [4]. Cette dernière est due à la présence d'ions Fe^{2+} dans des sites de symétrie trigonale. La présence d'ions Fe^{3+} en quantité variable mais faible ne masque pas le phénomène (*cf.* [4]). Des mesures d'aimantation effectuées à 4,2 K et en champ intense (180 kOe) (*fig.* 3) montrent une forte anisotropie, qui confirme cette interprétation. D'autre part, en définissant une susceptibilité ferromagnétique, à la température ambiante : $\chi_f = \chi_0 - \chi_i$, on peut séparer les contributions des grains fins ferromagnétiques et de la matrice à la valeur de χ_0 et à son anisotropie. Dans les sites non métamorphiques (BS, BL, BF) [3], la contribution de la matrice à la valeur de χ_0 est importante mais l'anisotropie est presque entièrement due aux ferromagnétiques. Dans les sites métamorphiques (BM, BN), la contribution ferromagnétique est très faible, l'anisotropie provient des paramagnétiques et, pour une

faible part, des diamagnétiques. Un autre moyen de séparer l'anisotropie des ferromagnétiques est d'étudier l'anisotropie de l'$(A.R.I.)_S$. On compare (*fig.* 4) l'anisotropie de l'$(A.R.I.)_S$ et celle des diverses susceptibilités définies plus haut. La différence entre le résultat obtenu pour χ_f et l'$(A.R.I.)_S$ s'explique bien par le fait que les deux grandeurs ne concernent pas forcément les mêmes grains. En particulier, les grains polydomaines contribuent fortement à la valeur de χ_f, tandis que l'$(A.R.I.)_S$ est surtout conditionnée par les grains monodomaines.

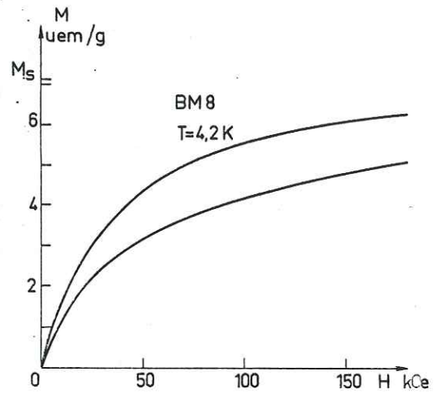


Fig. 3

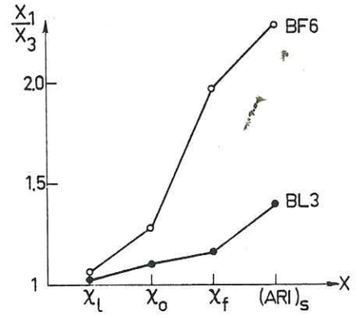


Fig. 4

Fig. 3. — Courbes d'aimantation en champ intense à 4,2 K selon les directions de susceptibilité maximale et minimale de l'échantillon BM 8 (*fig.* 2). La valeur de M_S a été extrapolée à partir de la loi $M = M_S - C/H$ (*cf.* [4]).

Fig. 3. — Magnetization curves in high field at 4.2 K along the maximum and minimum axes of sample BM 8 (fig. 2). The value of M_S *was extrapolated from the law* $M = M_S - C/H$ *(see* [4]).

Fig. 4. — Degré d'anisotropie (X_1/X_3) des différentes grandeurs magnétiques pour deux échantillons.

Fig. 4. — Degree of anisotropy (X_1/X_3) *of the different magnetic parameters for two samples.*

Le fait de disposer d'un appareillage de grande sensibilité et des paramètres champ et température permet de développer une analyse beaucoup plus fine de l'« information magnétique » globale contenue dans la roche. Il devient possible de séparer les contributions ferromagnétiques (χ_f et $(A.R.I.)_S$), paramagnétique $(C/(T-\theta))$ et diamagnétique (D) aux grandeurs magnétiques et à leur anisotropie.

(1) Cubes de 12 mm de côté, taillés suivant les directions principales de susceptibilité.

(*) Remise le 24 janvier 1983.

[1] L. DALY, *Thèse*, Paris 1970.
[2] F. HROUDA, *Geophysical Surveys*, 5, 1982, p. 37 à 82.
[3] P. ROCHETTE, *Thèse de 3e cycle*, Grenoble, 1983 (à paraître).
[4] O. BALLET, *Thèse de 3e cycle*, Grenoble, 1979.

P. R. : *Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, ERA 603, U.S.M.G.*, B.P. n° 68, 38402 *Saint-Martin-d'Hères Cedex ;*

G. F., P. M. et R. V. : *Laboratoire Louis Néel, Laboratoire propre du C.N.R.S., associé à l'U.S.M.G.,* 166 *X*, 38042 *Grenoble Cedex.*

III.1. Annexe : le problème de la validité de la loi de Curie-Weiss

On vient de voir (et la suite du mémoire le confirmera amplement) qu'il est possible de décrire très précisément l'évolution de K_ℓ en fontion de T par la loi de Curie-Weiss : $K_\ell = D + C/(T - \theta)$, en ajustant les trois paramètres par une méthode de moindres carrés.

Ces paramètres ont des significations physiques très importantes pour la minéralogie magnétique :

* C donne accès au nombre de magnétons de Bohr en présence et donc à la teneur totale en ions paramagnétiques, la nature de ces ions étant connue. Ceci a pu être vérifié dans quelques cas par l'analyse chimique (§ 3.I et 3.V).

* θ nous renseigne sur la nature des interactions entre ces ions et aussi sur leur intensité c'est-à-dire la densité d'ions magnétiques dans le réseau. On a pu ainsi distinguer muscovite et biotite (Ballet, 1979 ; § 2.II.1 et 3.I).

Dans la pratique on effectue une corrélation linéaire entre T et $S = (K_\ell - D)^{-1}$ ou $K_\ell\ (T - \theta)$ en ajustant D ou θ pour que le coefficient de régression linéaire $R = cov(T,S)/\sqrt{(v(T) \times v(S))}$ soit le plus proche de ± 1. On obtient dans pratiquement tous les cas une très bonne corrélation. Cependant on peut se demander si cette linéarité est nécessairement la preuve que le matériau est effectivement décrit par la loi de Curie-Weiss. Certains problèmes apparaissent en effet :

- il est nécessaire d'arrêter arbitrairement la corrélation vers les basses températures au dessous d'un seuil, pouvant aller de 4,2 à 100 K au delà duquel apparait une courbure.
- les deux types de corrélation décrits plus haut donnent sur les mêmes données des résultats parfois significativement différents.
- on peut obtenir des valeurs de D irréalistes : par exemple -24.10^{-6} SI pour une calcite ferrifère (§ 4.II).
- l'intersection des courbes $K_{\ell_1}(T)$ et $K_{\ell_3}(T)$ dans le domaine expérimental, observée dans un certain nombre d'échantillons de schistes (chapitre précédent et Rochette, 1983) semble physiquement assez imcompréhensible et n'a pas été observée sur des monocristaux de phyllosilicates (Ballet, 1979).

D'autre part on peut a priori penser que dans une roche polyminérale on a une distribution de valeurs de θ, soit discrète si l'on a plusieurs minéraux paramagnétiques, soit continue si l'on a une seule phase avec une solution solide de composition variable. Or l'addition de plusieurs lois de Curie-Weiss ne redonne pas cette même loi. Testons le dans

deux cas simples :

i) distribution discrète avec une roche à deux phyllosilicates (chlorite et illite ou biotite et muscovite) tels que $\theta_1 = 30$ K et $\theta_2 = 5$ K.
On a : $K_\ell = D + C_1/(T - 30) + C_2/(T - 5)$
En prenant $D = -14.10^{-6}$, $C_1 = C_2 = 150.10^{-4}$ K on obtient à l'ambiante $K_\ell = 92.10^{-6}$, l'ordre de grandeur le plus souvent rencontré.

ii) distribution continue dans une roche à une seule phase paramagnétique dans laquelle la densité d'ions magnétiques est variable. Donnons nous une distribution de θ variant de 0 à 30 K avec un maximum d'ions concernés à 15 K :
$C(\theta) = c.\cos^2 [(\theta - 15)\,\pi/30]$
c est tel que $C_{total} = 300.10^{-4}$ K
on a $K_\ell = D + \int C(\theta)\, d\theta/(T - \theta)$

Le tableau 3 donne les valeurs D', C', θ' obtenues par les deux types de corrélation linéaire sur les valeurs calculées de 60 à 350 K tous les 10 K (30 points).

Tableau 3

	D'/D	C'/C_{total}	θ(K)	$1 - \lvert R \rvert$
i) $(K_\ell - D')^{-1}$	0,89	0,97	21,6	27.10^{-7}
$K_\ell(T - \theta')$	0,81	0,96	22,2	24.10^{-4}
ii) $(K_\ell - D')^{-1}$	0,96	0,995	15,8	9.10^{-8}
$K_\ell(T - \theta')$	0,95	0,993	15,9	13.10^{-5}

On voit que dans les deux cas, malgré une très bonne corrélation linéaire on ne retrouve pas les valeurs de D et C_{total}, avec des différences parfois significatives entre les deux types de corrélation.

Les erreurs introduites sur C par une distribution raisonnable de θ ne dépassent cependant pas quelques %. Ces tests et la pratique des corrélations sur les mesures réelles poussent à proposer quelques règles :

- la corrélation $(K_\ell - D)^{-1}$ est préférable car elle accorde un poids moindre aux mesures à basse température qui sont celles qui s'éloignent le plus de la loi de Curie-Weiss.

- il faut tester l'effet de la non prise en compte des points à $T < 100$ K.

Avec ces précautions on peut dire que la réalité physique des paramètres déterminés expérimentalement est très correcte pour C' et doit être considérée dans le cas général comme indicative pour D' et θ' (l'estimation est cependant très bonne dans les cas favorables).

III.2. IDENTIFICATION OF MULTICOMPONENT ANISOTROPIES IN ROCKS USING VARIOUS FIELD AND TEMPERATURE VALUES IN A CRYOGENIC MAGNETOMETER

(présenté à la réunion IAGA, Prague 1985, soumis à Phys. Earth Planet. Interiors le 5/12/85, à paraître dans un numéro spécial sur l'anisotropie magnétique en 1988).

P. ROCHETTE and G. FILLION[2]

[1]Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, UA 733, I.R.I.G.M., BP 68 -38402 Saint Martin d'Hères Cedex (France)

[2]Laboratoire de Magnétisme L. Néel, C.N.R.S., 166X, 38402 Grenoble Cedex (France)

ABSTRACT

A new technique involving magnetization measurements on a rotating sample in a cryogenic magnetometer with variable field, from 0 to 4T, and variable temperature is presented. It can be used to separate and identify multi-component anisotropy in rocks. The results obtained for anisotropy due to magnetite, haematite, pyrrhotite or phyllosilicates are interpreted according to different magnetization models.

INTRODUCTION

The study of the anisotropy of low-field magnetic susceptibility of rocks (AMS) is of growing interest in various earth science fields where information about the fabric, i.e. preferred orientation of grains, is needed (Hrouda, 1982). However, in order to be sure of the fabric and also the deformation derived from the AMS ellipsoid, it is necessary to identify the anisotropic minerals as there is a great variety of such minerals leading to various fabric-AMS relationships (Owens and Bamford, 1976). Although an indirect method has been proposed (Henry and Daly, 1983), the only direct way to achieve this identification is to study the magnetic behaviour at different field (H) and temperature (T) values (Daly, 1967). Rochette et al. (1983) proposed the use of magnetization measurements in a cryogenic magnetometer (manufactured by the S.H.E. corporation) where H varies in the range 0-4T, and T in the range 2 - 400 K. In a high field, the ferromagnetic grains are generally saturated so that the magnetization curve is linear, defining a high-field susceptibility K_ℓ which can be due to three types of mineral : para-, dia- and antiferro-magnetic. These types can be distinguished by studying K_ℓ against T. From the low-field susceptibility, K_o, the contribution of the ferromagnetic grains $K_f = K_o - K_\ell$ can be derived. This method has been successfully used to study the bulk magnetic properties of various rocks, especially those with weak magnetic properties (Rochette and Lamarche, 1986). When the susceptibility K_o is caused essentially by one mineral, it obviously also causes the anisotropy, but this is not the general case. Consequently, it is necessary to take measurements in different directions in order to determine by subtraction the origin of the anisotropy. This procedure is, however, both time consuming and not very sensitive.

The measurement of anisotropy at variable field values is possible using a torque magnetometer (Collinson, 1983). However, the maximum field possible in existing apparatus is too small to saturate highly coercive minerals and, even for magnetite, a field of 0.8 T is not enough to saturate the anisotropy (Hrouda and Jelinek, 1985). In this paper, an improved version of our cryogenic magnetometer is proposed in order to obtain a direct measurement of the magnetization anisotropy. It is an application of the rotating sample method (see for example Flanders, 1971, or Collinson, 1983). Sugiura et al. (1985) have also developped a cryogenic spinner magnetometer. In their case the sample is outside the dewar, thus limiting the technique to remanence or low field studies.

MEASUREMENT PRINCIPLE

The magnetometer (Fig. 1) has a vertical access parallel to applied field, and two superconducting circuits consisting of a "Squid" sensor and a Helmholtz pick-up coil designed to measure magnetic flux in the vertical (Z) and horizontal (X) axes (see Collinson, 1983). Using a special holder, the sample is placed in the centre of the coils in a temperature-controlled helium atmosphere and is rotated about a horizontal axis perpendicular to X. The field-independent susceptibility K_ℓ of dia-, para- and antiferromagnetic minerals and the low-field susceptibility K_f of ferromagnetic minerals can generally be described by a tensor [K] which relates the field and magnetization vectors **H** and **M** :

$$\mathbf{M} = [K].\ \mathbf{H}$$

For the components of **M**, this leads to :

$$M_z = (K_m + \Delta K \cos 2\theta/2)\ H \qquad (1)$$
$$M_x = \Delta K \sin 2\theta H/2$$

where K_m and ΔK are the mean susceptibility and the susceptibility difference in the XZ plane and θ the angle between Z and the maximum susceptibility direction in the XZ plane. These parameters are related to the components of [K]. The magnetometer in fact measures the magnetization variations ΔM_z and ΔM_x which are sin 2θ functions, with the same amplitude proportional to the field and with a phase shift of 45°.

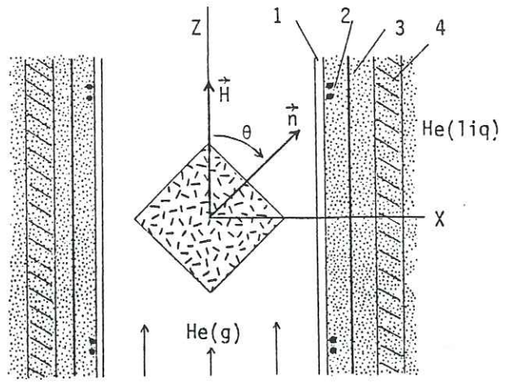


Figure 1 : Instrument configuration in the sample vicinity, n being the direction of maximum susceptibility in the XZ plane ; 1 : dewar ; 2 : superconducting pick-up coils for X and Z components ; 3 : superconducting NbTi screen ; 4 : superconducting magnet ; the cooled space is shown in grey.

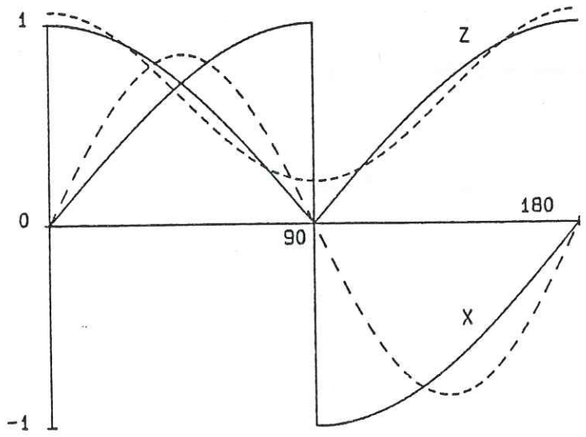


Figure 2 : Magnetization in M_s units against rotation angle for the easy plane model with $\phi = 90°$, along X and Z (solid lines) ; first term of the Fourier analysis (dashed line).

The case is not at all the same for ferromagnetic grains in a saturating field. For grains with a uniaxial anisotropy and where the magnetization follows the field in every direction, the approach to saturation can be described by the following relations (see O'Reilly, 1984, p. 73) :

$$M_z = v\, M_s\, [1 - (H_a/H)^2\, (1 - \cos 4\theta)/2] \qquad (2)$$
$$M_x = v\, M_s\, H_a \sin 2\theta / H$$

where M_s is the saturation magnetization of the mineral, v its volume fraction in the rock, $H_a = K/\mu_o\, M_s$, and K the anisotropy constant. In the case of elongated grains of magnetite, the shape anisotropy is dominant, and $K = \mu_o\, M_s\, \Delta N/2$, where ΔN is the shape factor difference in the measurement plane.

For minerals with an easy magnetization plane, like haematite or pyrrhotite, different models have been proposed. The simplest one, which shows good agreement with haematite single crystal torque curves (Porath and Chamalaun, 1966), is based on the assumption that the magnetization is confined to the basal plane and can rotate freely in this plane.

The magnetization of a rotating grain will depend on the angle ϕ between the basal plane and the plane of rotation. Thus (from Porath and Chamalaun, 1966) :

$$M_z = M_s\, (1 - \sin^2\theta\, \sin^2\phi)/[\cos\theta\, \sqrt{(1 + \tan^2\theta\, \cos^2\phi)}] \qquad (3)$$
$$M_x = M_s \sin\theta \sin^2\phi / \sqrt{(1 + \tan^2\theta \cos^2\phi)}$$

Here, the magnetization is independent of the field. For $\phi < 50°$, the curve can be closely approximated to a sin 2 θ function whose amplitude along X is twice as big as along Z. Fig. 2 shows the curves obtained for $\phi = 90°$. The Fourier analysis of such a signal gives mainly a sin 2θ component whose amplitude is 0.85 M_s along X, and half this value along Z ; but significant higher harmonics also appear. In an anisotropic rock, where there is a distribution of ϕ values, the overall curve exhibits the same features, as shown by Porath and Chamalaun (1966) on a haematite ore. A more sophisticated model has been developped numerically by Owens (1981), assuming an easy axis in the basal plane ; in this case, the shape of the function will depend on the field intensity, but again not the amplitude.

We now have a general, although rough, frame of reference to interpret the curves obtained in rocks where a multi-component anisotropy is possible : sin 2θ signals can be expected to be either proportional to H for the ferromagnetic minerals in a low field, and for the others in any field, or constant for the easy plane model in a high field (3), or proportional to 1/H when approaching saturation along X according to (2).

Higher harmonics may arise in the last model along Z, in the easy plane case, and also from magneto-crystalline anisotropy : sin 4 θ for cubic minerals like magnetite and sin 6 θ for minerals with a triaxial anisotropy in the easy plane, like pyrrhotite and possibly haematite. The remanent magnetization of the sample gives a sinθ component, that may be considerable in a low field if the sample has previously been subjected to a high field. All this shows that a Fourier analysis of the signal is necessary.

EXPERIMENTAL DETAILS

Our magnetometer has a sample access diameter of 20 mm, thereby allowing use of a 10 mm cubic sample placed in a semi-cylindrical perspex holder maintained by an aluminium clip. The rotation movement is obtained by a stepper motor outside the magnetometer via various gears and a cotton yarn so that no spurious signal is induced by moving parts except the sample holder. The frequency of rotation is 0.01 Hz. The data acquisition system consists of a digital voltmeter and a microcomputer, and achieves a fast Fourier transform on 128 points per cycle.

The sensitivity is 2×10^{-10} Am^2 (2×10^{-4} A/m for a 1 cm^3 sample), but the noise level may be higher, depending on magnetic interference, vibration and thermal fluctuations ; this is more critical along X than along Z. The signal due to the rotation of the sample holder follows the law : $\alpha H \sin 2\theta$, with a phase shift of 45° between Z and X, and with $\alpha = 35 \times 10^{-9}$ Am^2/T along Z and twice this value along X. If the sample is not correctly centred or is non-homogeneous with respect to the rotation axis, a sinθ signal is obtained. The shape of the sample also causes interference due to the variation in distance between the sample surface and the pick-up coils ; for a cubic sample, this leads to a sin 4 θ signal. In principle, as in the torque method (see Hrouda and Jelinek, this volume), the orientation of the axes of anisotropy can be directly

determined in low or saturating fields using measurements in different planes of the sample. However it was much simpler for this preliminary study to use samples cut along their principal axes, previously determined using a low-field apparatus and correlated with the observed petrofabric.

At room temperature, the measurement takes 10 min per field value. Measurements at variable temperature require a much longer time due to the thermal inertia of the system, and the thermal expansion of the sample holder causes some problems at low temperature ; here, only measurements down to 100 K will be presented, but further experiments have been conducted down to 4K. Finally, it should be noted that this technique is limited to sufficiently fine-grained and homogeneous rocks with respect to the sample volume of 1 cm^3.

RESULTS

Four samples, with low susceptibility, were chosen to test the ability of this technique to separate and identify the various sources of magnetic anisotropy in rocks. These samples were previously examined to determine the magnetic mineralogy and to correlate the anisotropy to the fabric. Their magnetic parameters, measured along the maximum direction, are listed in table 1. As a result of these experiments, the remanence is saturated, and gives a strong sinθ component, so that the first significant measurement of the sin 2 θ component is obtained between 5 and 100 mT. However, for demagnetized samples, it would be possible to use a field of 1 mT as in the axial measurements. To simplify the interpretation, the samples are cut along their principal axes, and rotated along their intermediate axis ; it is also clear from the fabric studies that the anisotropies of the various magnetic phases are coaxial. Consequently, only the amplitude ΔM of the sin 2θ component will be considered here. The other components are much smaller, except in a low field for sinθ , and less meaningful due to various artefacts, listed in the above section.

The four samples have a high or comparable matrix susceptibility K_ℓ with respect to the ferromagnetic susceptibility K_f. This is mainly due to paramagnetic phyllosilicates which can contribute to the anisotropy. For BM8, an Alpine grey schist with a planar tectonic fabric, already-published axial measurements with the cryogenic

magnetometer (Rochette et al., 1983) have indirectly shown that the anisotropy is entirely due to the matrix, mainly the phyllosilicates. Fig. 3a shows that ΔM is the same along X and Z and proportional to H for any field value : this is in agreement with equations (1) and confirms directly the matrix origin of the anisotropy. The slope of the curve is $\Delta K_\ell/2$. The thermal variation of $1/\Delta K_\ell$ is linear with a slight curvature at the highest temperatures (Fig. 3b) ; this has been discussed in previous papers (Rochette et al., 1983) and implies a predominant paramagnetic anisotropy and a small temperature-independent anisotropy which, in this case, is diamagnetic.

The next three samples exhibit a variable ferromagnetic contribution, superimposed on the matrix component. The ΔK_ℓ value is estimated from the slope of ΔM_z and ΔM_x in a high field, and used to subtract the matrix component, assuming that saturation of the ferromagnetic anisotropy is reached. This is verified if matrix-corrected ΔM is constant.

Sample GUE85 comes from a Hercynian pyrrhotite-bearing gneiss studied by Bouchez et al. (1985), while SH1 is a sample of Alpine haematite-bearing red schist. Both have a planar tectonic fabric. Figs. 4a and 4c show the curves of the matrix-corrected ΔM against the applied field. ΔM_z is always smaller than ΔM_x and reaches a maximum constant value before ΔM_x.

For SH1, complete saturation is not reached along X, but the curve is well-fitted by the law $\Delta M_s\ (1 - H_a/H)$ which allows extrapolation of the saturation value. The ratios $\Delta M_{sx}/\Delta M_{sz}$ are 1.80 for GUE 85 and 2.16 (extrapolated value) for SH1. This is in rather good agreement with the easy plane model (3) which predicts a ratio of 2.

Another interesting way of processing the data is to calculate the slope between two successive uncorrected values $\Delta M\ (H_1)$ and $\Delta M(H_2)$; this gives an approximated differential susceptibility ΔK_d. Figs. 4b and 4d show the curves of ΔK_d against the field $(H_1 + H_2)/2$. K_d is the same for the X and Z axes, only in the linear domain, that is in a low field where $\Delta K_d = \Delta K_f + \Delta K_\ell$ and in a high field where ΔK_d

Table 1 : Magnetic parameters of the studied samples.

Sample	K_f (10^{-6} SI)	K_ℓ (10^{-6} SI)	M_s (A/m)	M_{rs} (A/m)	H_{cr} (mT)	T_b (°C)
BM8	10.3	128	-	0.02	58	250 - 500
GUE85	666	413	186	40.5	56	250 - 320
SH1	10.7	35.6	11.6	7.6	680	-
EP171	295	257	321	4.8	38	300 - 580

M_{rs} is the isothermal remanent magnetization at saturation,

H_{cr} the remanent coercive field and T_b the range of blocking temperature of M_{rs}.

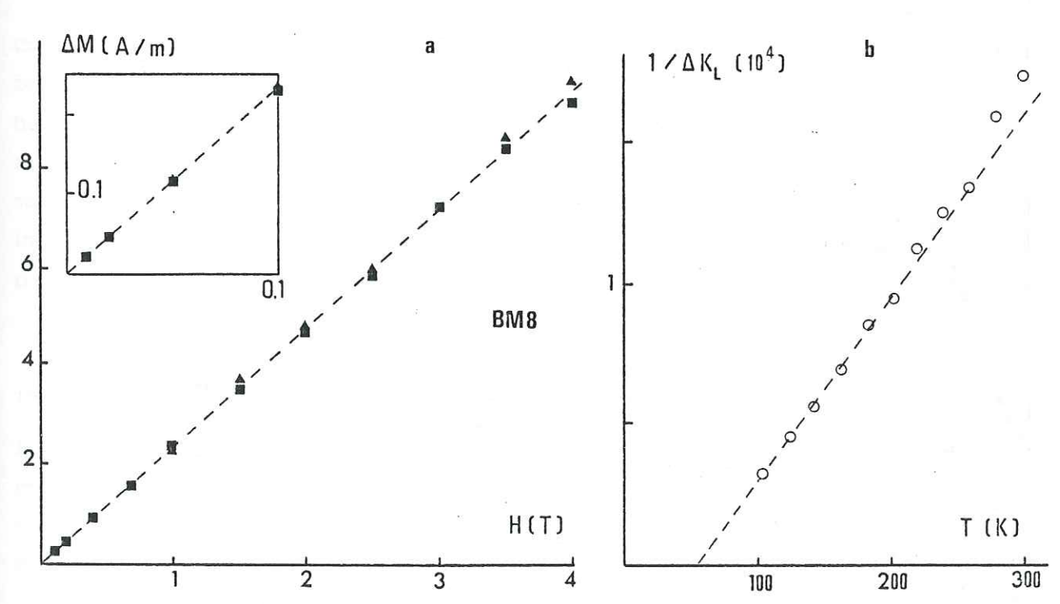
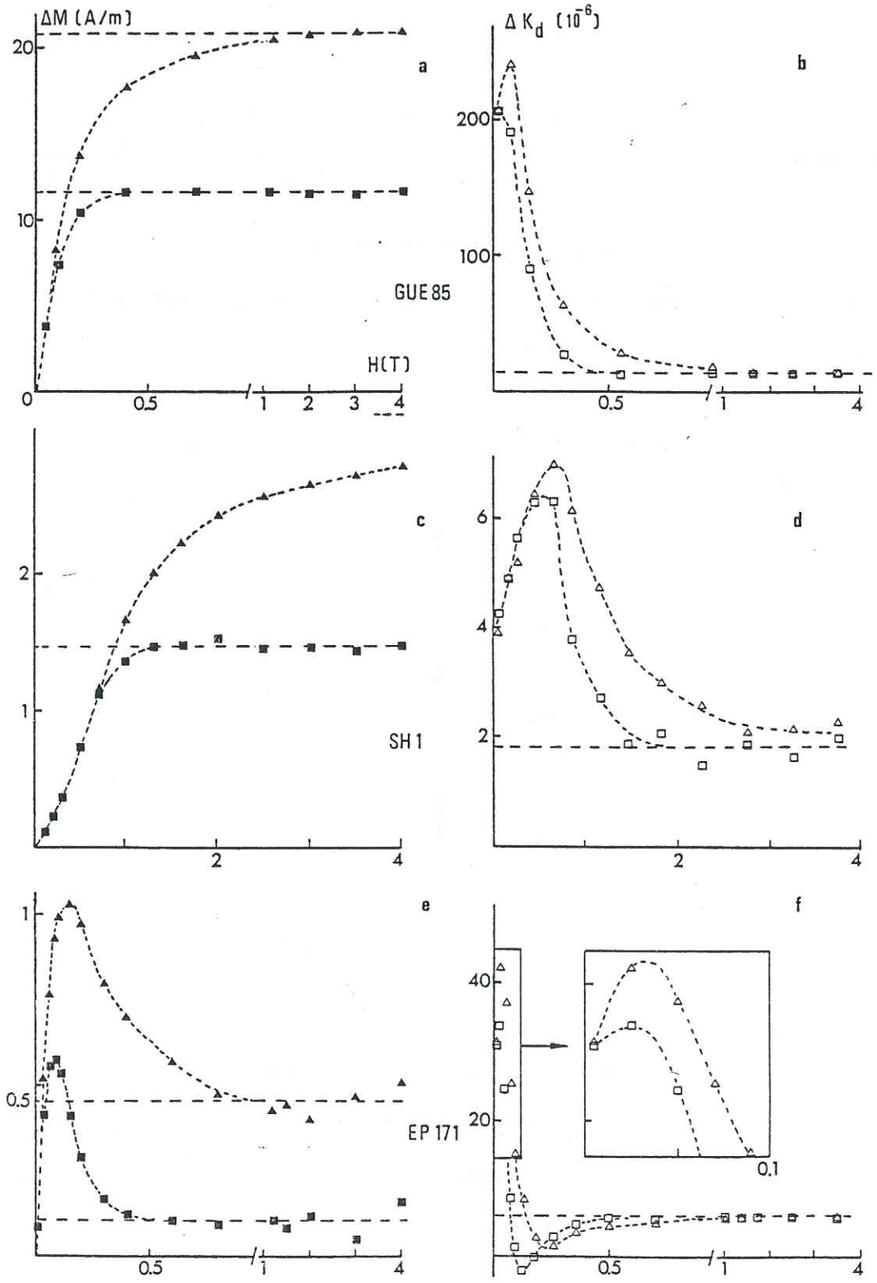


Figure 3 : Sample BM8. a) magnetization difference ΔM against the field at room temperature along X (triangles) and Z (squares) ; the low field curve is shown in the insert. b) inverse matrix susceptibility difference ΔK_ℓ against the absolute temperature.

Figure 4 : Sample GUE85, SH1 and EP171. a), c), e) : matrix-corrected ΔM against the field at room temperature ; horizontal dashed lines are calculated ΔM at saturation. b), d), f) : differential susceptibility difference ΔK_d against the field ; horizontal dashed lines correspond to ΔK_ℓ .

Same conventions as in Figure 3 a) ; the field scale is discontinuous for GUE85 and EP171 with a low field insert for EP171.



= ΔK_ℓ In between, non-linear magnetization processes occur in the ferromagnetic grains. In particular a peak of ΔK_d appears, at least along X, at approximatively the same value as the remanent coercive field (Table 1). For SH1, the dispersion is fairly great due to the weakness of the signal.

The last sample, EP 171, is a grey Eocene marl from Greece (Kissel et al. 1986) with a sedimentary fabric. The ferromagnetic mineral is a pure fine-grained magnetite. On Fig. 4e rather different behaviour is observed : ΔM rapidly reaches a maximum value and then decreases to a much smaller saturation value. This is in qualitative agreement with the model stated for magnetite (2), but here the saturation value is significantly different from zero, at least along X. Fig. 4f show a very well defined ΔK_ℓ and again a peak corresponding to H_{cr}.

DISCUSSION

The first aim of this method is to isolate the matrix anisotropy using the criterion : $\Delta M_x = \Delta M_z = \Delta K \; H/2$ from (1). This implies that the saturation of the ferromagnetic component is reached at least along one direction as is the case for the haematite-bearing sample. Saturation is in fact always obtained faster along Z than along X : this is explained by the equations (2) showing a sin 2θ component near saturation only for ΔM_x. The torque method, measuring only $\Delta M_x \; H$, is therefore intrinsically less effective in separating matrix anisotropy from ferromagnetic anisotropy.

The second aim is to identify the ferromagnetic anisotropy carrier. In the three cases presented here, the behaviour of ΔM up to saturation and the peak in ΔK_d are good indicators of the coercive force and of the ferromagnetic grain magnetization model. These identification capabilities can be tentatively related to the results obtained with rotational hysteresis (see Day et al., 1970 and Owens, 1981). For haematite and pyrrhotite, the model of magnetization confined to the easy plane accounts well for the data. The 10 % difference between observed value of $\Delta M_{sx} / \Delta M_{sz}$ and the theoretical value of 2 is probably due to a small departure from the model. Using further theoretical developments, it seems reasonable to draw some quantitative information from the ratio $\Delta M_{sx}/M_s$: this varies from 0 for randomly oriented grains to 0.85 for

perfectly oriented grains.

As far as the magnetite-bearing sample is concerned, the fact that ΔM is not 0 at saturation remains without explanation. This may be due to a small amount of haematite or pyrrhotite, but these minerals have not been detected by the magnetic studies, and their absence would be in line with the geological background. It could be that some defects in natural fine grains prevent perfect alignement of M and H at any field value. The non-zero rotational hysteresis for magnetite-bearing rocks observed by Day et al. (1970) up to 2 T confirms this point.

Table 2 summarises the anisotropy ratios for the various magnetic parameters. Present and previous results show that the anisotropy of the matrix component, here mainly due to phyllosilicates, is very common in low susceptibility rocks (i.e. K $<10^{-3}$ SI) such as sedimentary rocks and granites or gneiss ; however, it is a much less sensitive fabric indicator than the ferromagnetic anisotropy because of the much lower intrinsic anisotropy of the corresponding mineral (Hrouda, 1982). Considering the anisotropy of the two ferromagnetic parameters ΔM_{sx} and ΔK_f, their relative value seems to be correlated to the magnetic hardness of the mineral. For the case of magnetite, $\Delta M_{sx}/M_s$ is much lower and is not really relevant to the fabric because it is related to certain defects rather than intrinsic properties.

CONCLUSIONS

This new technique, using high-field measurements of the magnetization of a rotating sample in a cryogenic magnetometer, is very effective in separating and identifying the various sources of low-field susceptibility anisotropy. Matrix anisotropy can be isolated because ferromagnetic grains are saturated even for highly coercive haematite grains. Measurements at variable temperature can then indicate the paramagnetic origin of the matrix anisotropy, as it is the most common case. As far as ferromagnetic minerals are concerned, the shape of the anisotropy curve of the three minerals tested differs considerably and it is thus possible to discriminate between them. In this respect, it would be easy and fruitful to adapt the procedure for rotational hysteresis measurements. More generally, this kind of magnetic mineralogy of the anisotropic component of magnetization opens the way to the quantitative use of

standard magnetic fabric studies for every type of rock, whereas, up till now, this was restricted to high-susceptibility rocks with a single anisotropy carrier.

Acknowledgments :

We are greatly indebted to M. Maeder for the technical improvement and maintenance of our apparatus.

Table 2 : Anisotropy of the different magnetic parameters.

Anisotropy ratio	BM8	GUE85	SH1	EP171
$\Delta K_\ell/K_\ell$	0.05	0.03	0.06	0.02
$\Delta K_f/K_f$	0.04 (?)	0.29	0.21	0.10
$\Delta M_{sx}/M_s$	-	0.13	0.27	0.01

(?) : poorly defined value.

30 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptaiour@ujf-grenoble.fr

REFERENCES

BOUCHEZ, J.L. and JOVER, O., 1985. Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques du massif de Guéret oriental. Géologie profonde de la France, thème 3, Doc. B.R.G.M. 93-3 : 69-82.

COLLINSON, D.W., 1983. Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Chapman and Hall, London, 503 pp.

DALY L., 1967. Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposées : leur séparation. C.R. Acad. Sci. Paris, 264 : 1377-1380.

DAY, R., O'REILLY, W. and BANERJEE, S.K., 1970. Rotational hysteresis study of oxidized basalts. J. Geophys. Res., 75 : 375-386.

FLANDERS, P.J., 1971. Anisotropic properties measured as a function of temperature. J. Appl. Phys., 42, 1635-1636.

HENRY, B. and DALY, L., 1983. From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis : the prospect of finite strain calibration. Tectonophysics, 98 : 327-336.

HROUDA, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5 : 37-82.

HROUDA, F. and JELINEK, V., 1985. Resolution of ferromagnetic and paramagnetic anisotropy components, using low-field and high-field measurements. In : abstracts of the 5th Assembly of I.A.G.A., Praha 5-7 August : 206.

KISSEL, C., BARRIER, E., LAJ, C. and T.Q., 1986. Magnetic fabrics in "underformed" marine clays from compressional zones. Tectonics, 5 : 769-781.

O'REILLY, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism. Blackie, Glasgow, 220 pp.

OWENS, W.H., 1981. A simple model for non-vanishing rotational hysteresis in hematite. Phys. Earth Planet. Inter., 27 : 106-113.

OWENS, W.H. and BAMFORD, D., 1976. Magnetic, seismic and other anisotropic properties of rock fabrics. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A., 283 : 55-68.

PORATH, H. and CHAMALAUM, F.H., 1966. The magnetic anisotropy of hematite bearing rocks. Pageoph., 64 : 81-88.

ROCHETTE, P., FILLION, G., MOLLARD,P. and VERGNE, R., 1983. Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. C.R. Acad. Sci. Paris, 296 : 557-559.

ROCHETTE, P. and LAMARCHE, G., 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). Bull. Mineral , 109 : 687-696.

SUGIURA, N., REDMAN, J.D., HYODO, H. and STRANGWAY, D.W., 1985. Superconducting second-gradient spinner magnetometer. Phys. Earth Planet. Inter., 41 : 101-107.

I.2. Annexe : exemples de traitement du signal par transformée de Fourier (FFT)

Le premier exemple correspond à la rotation d'un aimant permanent en champ nul : le spectre de Fourier donne bien le mode fondamental en sin θ. Le reste du spectre est strictement plat ce qui montre la très bonne régularité de la rotation et la précision de la saisie des données. Le deuxième cas est celui du schiste à pyrrhotite OB 10 (cf. 2.I.2) mesuré selon Z dans 0,2 T. En plus de la rémanence et de l'anisotropie fondamentale en sin 2θ apparait un important terme en sin 4θ (visible aussi selon X) qui disparait en champ faible et en champ fort (> 1 T). Ceci indiquerait une symétrie 4 de l'anisotropie magnétocristalline dans le plan basal de la pyrrhotite monoclinique, en contradiction avec l'observation d'une anisotropie de type 6 par d'autres auteurs (Ward, 1970).

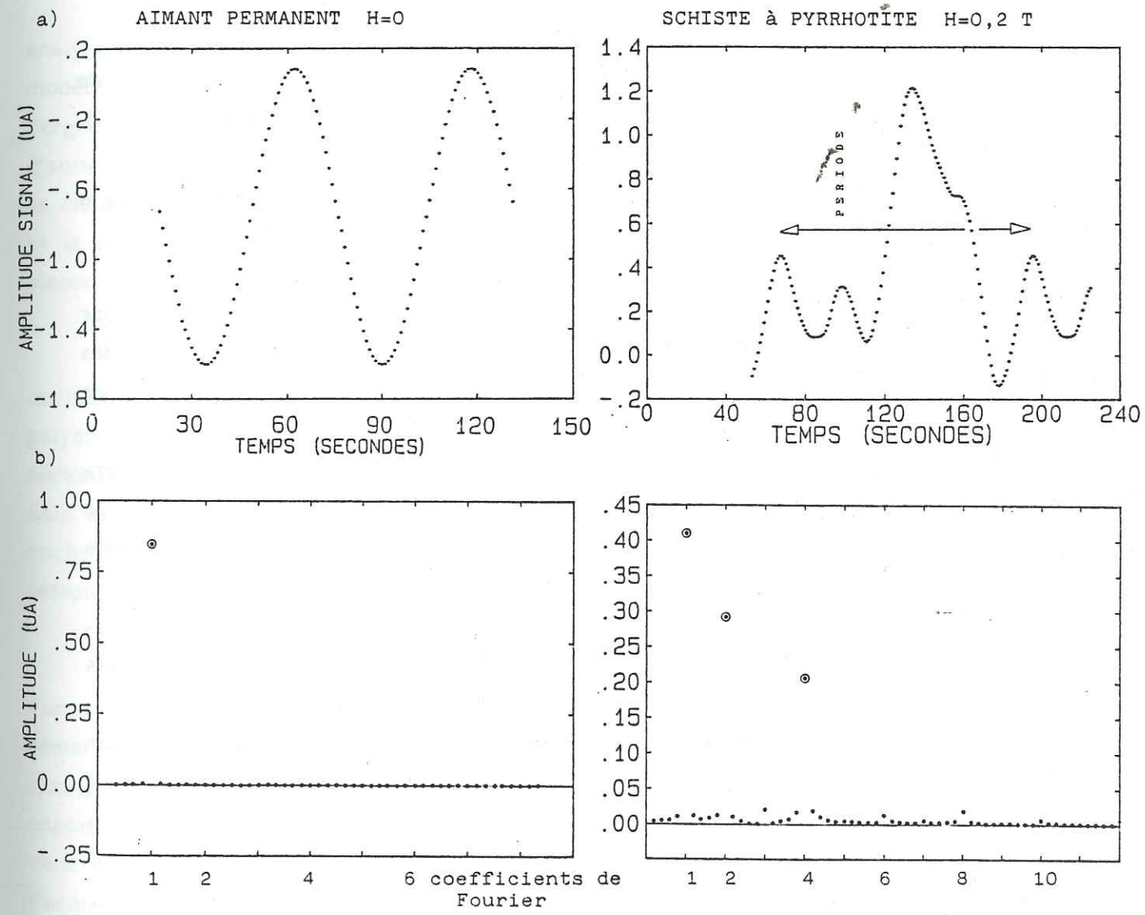


Figure 4 - analyse par FFT du signal d'anisotropie obtenu selon Z avec le système tournant du magnétomètre cryogénique pour deux échantillons. a) signal digitalisé à 1 point par seconde (la période est de 56 s pour l'aimant et 126 s pour OB 10) ; b) spectre de Fourier discret montrant l'amplitude des divers harmoniques. Logiciel mis au point par G. Fillion et A. Chiodini.

III.3. Les autres méthodes magnétiques

III.3.1. Mesures en champ fort

Les deux articles précédents ainsi que la partie 2 montrent l'importance cruciale dans l'étude de la susceptibilité de la séparation matrice (K_ℓ) - ferromagnétiques (K_f) et de l'étude du comportement de K_ℓ. L'utilisation du magnétomètre SHE a été extrèmement fructueuse mais un certain nombre de limitations apparaissent :

- champ maximum théorique de 5 T (en fait 4 à 4,5 pour des problèmes de sécurité). Or certains types de grains sont à peine saturés dans ce champ (cf. § 2.III.1).
- taille de l'échantillon limitée à 1 cm^3
- temps de mesure important : au minimum 1/2 h pour une mesure de K_ℓ à l'ambiante, la procédure la plus rapide.

Ces deux derniers points limitent l'étude de K_ℓ à quelques échantillons témoins par site. Or pour certaines applications quantitatives il serait nécessaire de mesurer tous les échantillons d'un site, sous la même forme que les mesures en champ faible (cylindres de ϕ = 25 mm).

Pour ce qui est du champ de nombreuses bobines à Grenoble – LLN ou SNCI – permettent d'atteindre des valeurs supérieures : 8 à 13 T pour des bobines supraconductrices, 15 à 21 T pour les bobines résistives (Bitter) du SNCI et jusqu'à 31 T pour la bobine hybride détentrice du record mondial de champ continu ...

Ces bobines sont équipées de mesures d'aimantation généralement à faible sensibilité et petit volume (quelques 1/10 de cm^3) ce qui limite leur utilisation à quelques problèmes très précis de minéralogie magnétique (cf. § 1.II.1 et 2.III.1).

Les arguments précédents, ainsi que les informations cruciales déjà apportées par la susceptibilité en champ fort, montrent l'importance de la mise au point d'un appareil sensible, rapide et simple d'usage, pour la mesure de K_ℓ sur échantillons standard. Un projet actuellement à l'étude à Grenoble est basé sur une mesure de susceptibilité alternative à l'intérieur d'une bobine de champ continu dans un large volume.

III.3.2. Anisotropie de rémanence

La mesure de l'anisotropie de K_ℓ permet d'atteindre isolément la fabrique de la matrice. En la retranchant de l'anisotropie en champ faible on peut isoler celle des grains ferromagnétiques. Cependant une telle soustraction peut engendrer des incertitudes

importantes. Il est donc a priori très intéressant de développer des méthodes directes d'accès à l'anisotropie des ferromagnétiques : les anisotropies de rémanence. Il faut cependant se souvenir que dans la population de grains ferromagnétiques d'une roche les contributions relatives à la rémanence et à la susceptibilité sont très variables. La comparaison entre les deux anisotropies doit être donc faite avec prudence. Par contre les anisotropies de rémanence sont mieux adaptées pour l'application au problème de la déviation de la direction de l'ARN par rapport au paléochamp.

Un certain nombre d'études ont été publiées sur l'anisotropie de rémanence. Une analyse détaillée était présentée dans ma thèse de 3ème cycle avec en particulier des modèles analytiques à 2 dimensions pour l'ARI_s et l'ATR dans un modèle de March (cf. Vergne et al., 1988, pour les modèles à 3 dimensions) ainsi que des expériences d'anisotropie d'ARI_s. Rappelons que Daly (1970) a largement développé l'anisotropie d'ARI en champ faible à moyen. Cependant les problèmes posés par la non linéarité, la viscosité et la polarisation de l'échantillon à chaque orientation, rendent cette technique probablement difficile à généraliser.

Récemment Cogné (1987) a obtenu des résultats quantitatifs très intéressants en utilisant l'anisotropie d'ATR en champ faible, principalement dans le granite à magnétite polydomaine de Flamanville. Cette méthode, la plus satisfaisante sur le plan théorique, nécessite une série de chauffes au dessus de la température de Curie du minéral présent dans la roche. Elle a donc l'inconvénient d'être très longue et strictement limitée à des roches ne présentant aucune modification minéralogique au cours des chauffes et refroidissements successifs, ce qui élimine déjà les roches sédimentaires.

La méthode la plus pratique et la plus largement applicable semble donc être l'anisotropie d'ARA proposée par Mc Cabe et al., (1985). Rappelons que l'aimantation rémanente anhystérétique est acquise par l'action d'un champ faible continu (h) et d'un champ alternatif décroissant régulièrement à partir d'une valeur (H_1) supérieure au champ coercitif des grains en présence. Les problèmes inhérents à cette méthode sont ceux de la désaimantation par champs alternatifs – dans quelle mesure peut-on assimiler l'acquisition de l'ARA au processus statistique de l'ATR ? – ainsi que l'efficacité de la dépolarisation. Celle-ci est effectuée en désaimantant dans h = 0 et $H_2 > H_1$ l'échantillon animé d'un mouvement pseudo-aléatoire (rotation autour de deux axes avec un "culbuteur" ou "tumbler"). Des essais ont été effectués au LGIT avec un désaimanteur Molspin et la bobine d'ARA fournie par le constructeur (h = 1 mT, H_1 = 100 mT). Quelques résultats sont présentés § 4.II et par Aubourg (1987).

III.3.3. Compléments de minéralogie magnétique

Pour l'identification des minéraux porteurs de l'aimantation rémanente des méthodes plus classiques, inspirées en particulier des travaux de l'équipe de Zürich (Lowrie et Heller, 1982), ont été utilisées. Elles apparaîtront avec les références appropriées dans les chapitres suivants. On peut cependant déjà mentionner :

- courbe d'acquisition de l'ARI ; détermination du champ coercitif rémanent H_{cr} (ou d'acquisition $H_{cr'}$) ; désaimantation par champ alternatif et champ de demi-désaimantation $H_{1/2}$.
- désaimantation thermique de l'ARI_s ; courbes thermomagnétiques à la balance de Faraday.
- mesure de la susceptibilité anhystérétique K_A ; test de Lowrie et Fuller modifié, rapports K_A/K_0, ARI_s/K_0, ARI_s/M_s, ...
- Etude des transitions à basse température sur l'ARI_s.

Cette dernière technique (Nagata et al., 1964 ; Creer, 1967) est actuellement assez peu utilisée. Le magnétomètre cryogénique SHE est particulièrement adapté pour mettre en évidence les transitions et comportements caractéristiques de différents minéraux ferromagnétiques des roches : au delà des transitions bien connues de Morin (hématite -260 K) et de Verwey (magnétite - 118 K) on mettra en évidence une transition inédite vers 30 K pour la pyrrhotite (§ 2.I.3.1.) et un comportement caractéristique pour la goethite (§ 2.III.1.).

2 - Deuxième partie

ORIGINE DE LA SUSCEPTIBILITE DES ROCHES

FAIBLEMENT MAGNETIQUES

Introduction

Cette partie s'intéresse à l'origine de la susceptibilité en champ faible et par delà à l'identification des minéraux magnétiques dans les roches. Cette minéralogie magnétique – introduite de manière générale § I.1. – sera reliée aux caractéristiques pétrologiques : conditions physico-chimiques de formation, de métamorphisme, d'altération.

Si les termes "faiblement magnétiques" apparaissent dans les titres de cette partie et de la thèse c'est que l'étude de ce type de roches révèle toute la complexité de la susceptibilité avec l'intervention de minéraux diamagnétiques, paramagnétiques ou antiferromagnétiques (la "matrice") qui sont négligeables dans les roches à forte susceptibilité due aux grains ferromagnétiques.

En particulier les marnocalcaires ou les schistes (§ I) et les granites (§ II) ont des caractéristiques magnétiques similaires, avec souvent, une prédominance du paramagnétisme. Ceci éclaire le rapprochement dans une même partie de ces roches très différentes pour le géologue. Enfin un chapitre à part (§ III) est consacré à l'altération qui pose des problèmes encore peu explorés dans les études de susceptibilité magnétique.

I - Propriétés magnétiques des black shales

Bull. Minéral.
(1986), **109**, 687-696

I.1. Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises)

par PIERRE ROCHETTE* et GEOFFROY LAMARCHE**

* Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, IRIGM, B.P. 68, 38402 St Martin d'Hères, France.

** Laboratoire de Magnétisme Louis Néel, C.N.R.S., 38042 Grenoble Cedex, France.

Résumé. — Par minéralogie magnétique on entend étude des propriétés magnétiques des roches en fonction de leur composition chimique et minéralogique. Cet article expose la définition brève de ces propriétés, leurs méthodes d'étude et les possibilités d'identification et de dosage des minéraux, essentiellement les composés du fer. L'exemple complexe des marnocalcaires du Jurassique Dauphinois montre la variété des applications pétrologiques de ce type d'étude et apporte des données nouvelles sur le métamorphisme alpin.

Mots-clés : magnétisme des roches, minéralogie, roches sédimentaires, métamorphisme, Alpes.

Evolution of magnetic properties during transformations of minerals in rocks : the example of the Dauphinois Jurassic (French Alps).

Abstract. — Magnetic mineralogy is the study of the magnetic properties of rocks related to their chemical and mineralogical composition. Here is presented a brief definition of these properties, the methods for their study and the abilities for quantitative determination of minerals, essentially iron compounds. The complicated case of the Dauphinois Jurassic calcareous shales emphasizes the various petrological applications of this kind of study and brings new constraints on alpine metamorphism.

Key-words : rock magnetism, mineralogy, sedimentary rocks, metamorphism, Alps.

INTRODUCTION

Du point de vue physique, les propriétés magnétiques des roches comprennent trois aspects successifs :
— les propriétés intrinsèques moyennes en relation avec la composition chimique et minéralogique et qui définissent la minéralogie magnétique ;
— l'anisotropie de ces propriétés, ou fabrique magnétique ;
— la rémanence naturelle due à l'effet de mémoire magnétique, ou paléomagnétisme.

Ce dernier aspect est le plus familier en sciences de la terre, tandis que le deuxième intéresse les structurologistes puisqu'il conduit à une méthode rapide et précise de détermination de la pétrofabrique.

Quant à la minéralogie magnétique, elle est principalement étudiée pour justifier l'interprétation des données du paléomagnétisme et de la fabrique magnétique. Cependant elle peut aussi s'appliquer dans d'autres domaines, soit pour interpréter des mesures de terrain telles que les diagraphies de susceptibilité magnétique (Poutiers et Noël, 1985) ou les cartes d'anomalie de champ ou de susceptibilité (Hageskok, 1984), soit pour aborder directement des problèmes pétrologiques nécessitant des investigations magnétiques plus complexes. C'est ce dernier aspect que l'on développe ici.

1. - GÉNÉRALITÉS

1.1. Propriétés magnétiques des minéraux

Tout corps soumis à un champ magnétique H possède une aimantation M qui est le plus souvent proportionnelle au champ. On définit la susceptibilité par $K = M/H$. Dans le système international la susceptibilité volumique K est sans dimension. Cependant, pour les applications quantitatives, il est plus pratique d'utiliser la susceptibilité massique χ en m^3/kg. Dans le cas des minéraux on utilisera la susceptibilité χ et pour les roches K calculée à partir de χ en se donnant une masse volumique de 2 650 kg/m^3.

Il est en effet plus difficile de mesurer le volume que la masse d'un petit échantillon et les

roches étudiées ne présentent pas de variation notable de la masse volumique autour de la valeur choisie.

Les caractéristiques de la susceptibilité permettent de classer les minéraux en différents types selon, en particulier, la présence d'ions de transition ou d'ions lourds, porteurs de moments magnétiques ; les plus abondants sont les ions de Fe, Mn et Cr. Les minéraux qui ne contiennent pas ces ions sont diamagnétiques : ils présentent une susceptibilité négative, indépendante de H et de la température absolue T, de l'ordre de : $\chi = -5.10^{-9}$.

Les minéraux paramagnétiques contiennent des ions magnétiques dilués et leur susceptibilité, indépendante de H dans le domaine usuel, suit la loi : $\chi = C/(T - \theta)$ où C dépend de la teneur t en ions magnétiques et la température θ du minéral considéré ($\theta = 0$ K pour une dilution isotrope parfaite). Dans les minéraux tels que phyllosilicates ou carbonates on peut, à température ambiante, négliger θ et écrire χ = c.t, c valant respectivement pour Fe^{2+} et Fe^{3+} 2 520 et $3\,340.10^{-9}$.

Lorsque les ions magnétiques sont plus concentrés ou que l'on est à basse température, on peut observer des phénomènes d'ordre magnétique conduisant schématiquement à deux cas :
— les minéraux antiferromagnétiques qui présentent une susceptibilité indépendante de H, variant peu avec la température et inférieure à 500.10^{-9} ;
— les minéraux ferromagnétiques — au sens large — dont l'aimantation se sature en fonction de H et montre des phénomènes d'hystérésis. En champ faible leur susceptibilité est indépendante de H, mais pour un même minéral elle varie fortement en fonction de la présence de solution solide, de la taille, forme et éventuellement concentration des grains. Les valeurs moyennes de χ pour des grains fins sont respectivement pour la magnétite Fe_3O_4, la pyrrhotite monoclinique Fe_7S_8 et l'hématite αFe_2O_3 : 5.10^{-4}, 5.10^{-5} et 10^{-6}. Lorsque l'on atteint la saturation, soit la susceptibilité différentielle est nulle, soit elle correspond à une susceptibilité antiferromagnétique superposée (cas de l'hématite). Diverses autres propriétés telles que champ cœrcitif, température d'ordre ou de transition, etc., permettent la détermination précise des minéraux ferromagnétiques.

1.2. Effets des conditions redox et des transformations minéralogiques

De nombreuses transformations minéralogiques, particulièrement celles qui s'accompagnent d'un changement d'état d'oxydation ont un effet sur les propriétés magnétiques des roches. Par exemple, voici l'évolution de la susceptibilité dans un processus classique d'altération :

Fe^{2+} (para.) $\rightarrow$ Fe^{3+} (para.) $\rightarrow$ αFe OOH
$\chi \rightarrow 1{,}32\chi \rightarrow 0{,}32\chi$

(la susceptibilité de la gœthite est de 800.10^{-9} par kg de fer).

Cependant c'est au niveau des minéraux ferromagnétiques que l'on a les réactions les plus intéressantes. Dans de nombreuses roches sédimentaires et métamorphiques intervient le système Fe-O-S dont le diagramme de phase est présenté figure 1, d'après Crerar *et al.* (1978). On voit que les paramètres température, fugacités d'oxygène et de soufre, vont déterminer la présence de minéraux possédant des propriétés magnétiques très différentes. Un autre système, très important dans les roches éruptives, est celui des solutions solides avec le titane : Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 et Fe_2O_3 - $FeTiO_3$; leur intérêt primor-

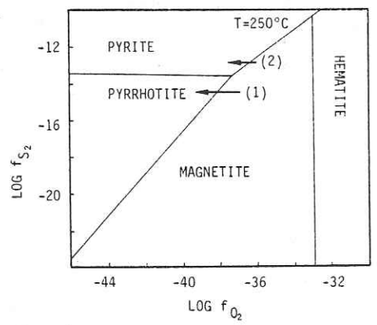


FIG. 1. — *Diagramme de phase du système Fe-S-O à 250 °C en fonction des fugacités d'oxygène et de soufre*, d'après Crerar *et al.* (1978). Voir texte chap. 3 pour les chemins (1) et (2).

Phase relations in the system Fe-S-O at 250 °C as a function of oxygen and sulphur fugacity, from Crerar *et al.* (1978). See text chap. 3 for paths (1) and (2).

dial en paléomagnétisme a suscité des études magnétiques approfondies, résumées notamment par O'Reilly (1984). Dans ces systèmes les propriétés magnétiques sont très sensibles aux conditions de cristallisation, de refroidissement et à un éventuel métamorphisme hydrothermal.

1.3. Détermination expérimentale de la minéralogie magnétique

Des techniques performantes et bien éprouvées permettent l'étude systématique à température ambiante de la susceptibilité en champ faible K_o et de l'aimantation rémanente d'un grand nombre d'échantillons, tandis que pour la détermination de la minéralogie magnétique des procédures plus sophistiquées et plus lentes sont nécessaires ; Collinson (1983) donne un large aperçu des techniques du magnétisme des roches.

Rochette *et al.* (1983) ont proposé l'utilisation d'un magnétomètre cryogénique permettant des mesures d'aimantation en fonction du champ, de 0 à 5 Teslas (unité SI, le champ terrestre étant de l'ordre de 0,05 mT), et de la température de 2 à 400 Kelvins. Pour H > 3 T les grains ferromagnétiques sont dans la plupart des cas saturés, la courbe d'aimantation devient linéaire et sa pente, K_ℓ, dépend uniquement des minéraux dia-, para- et anti-ferromagnétiques que l'on regroupe sous le terme de matrice. L'étude de K_ℓ en fonction de la température permet d'en extraire la partie paramagnétique (*cf.* 1.1.). La susceptibilité K_o, mesurée dans 1mT, permet de calculer la susceptibilité ferromagnétique en champ faible $K_f = K_o - K_\ell$. Enfin l'étude de l'aimantation rémanente M_r, en fonction de H et T apporte la détermination du champ cœrcitif H_{cr} et d'éventuelles transitions à basse température. L'identification est complétée par la détermination des températures de blocage, obtenues ici par la technique paléomagnétique de désaimantation thermique de l'aimantation rémanente isotherme à saturation M_{rs}.

Toute cette procédure est nécessaire car on a généralement superposition de plusieurs contributions à la susceptibilité. A une susceptibilité diamagnétique toujours présente, $K_D = -15.10^{-6}$, peuvent s'ajouter diverses contributions dont le seuil de détection, en supposant celui-ci équivalent à 10 % de K_D, est par exemple : 200 ppm pour Fe^{2+} (para.), 1 ppm pour Fe_3O_4, 10 ppm pour Fe_7S_8, 500 ppm pour αFe_2O_3 et 5000 ppm pour αFeOOH.

Mais ces seuils sont beaucoup plus faibles pour les minéraux ferromagnétiques si l'on considère l'aimantation rémanente. On voit donc que la minéralogie magnétique est capable d'identifier et de doser certains minéraux avec une sensibilité bien supérieure aux techniques minéralogiques classiques, particulièrement si ces minéraux sont en grains très fins (< 1 µm).

2. - L'ÉTUDE DU JURASSIQUE DAUPHINOIS

2.1. Contexte géologique et étude pétrographique

La série du Jurassique Dauphinois affleure largement au pourtour des massifs cristallins externes des Alpes Françaises (Figure 2). L'étude des propriétés magnétiques a d'abord été conduite pour le Dogger de manière continue à l'échelle régionale (Rochette, 1983), puis dans toute la série Jurassique, principalement le Lias, le long de quatre coupes I à IV. Les résultats obtenus par la corrélation entre l'anisotropie magnétique et la déformation ont été rapportés pour le Dogger (Rochette et Vialon, 1984) et pour l'ensemble du Jurassique (Lamarche et Rochette, 1986). Cependant ces articles n'abordaient que succinctement la minéralogie magnétique.

Cette série épaisse, décrite par Barfety (1985), présente des faciès monotones de marnes sombres plus ou moins calcaires, très homogènes à l'échelle régionale sauf localement en présence de hauts fonds ou zones émergées associés à des faciès condensés calcaréodétritiques que l'on a évités lors de l'échantillonnage. Leur paragenèse, déterminée par diffraction des rayons X, est quartz-calcite (+ dolomie) - phyllosilicates - pyrite (Figure 3), avec une matière organique abondante (Barfety *et al.*, 1985). Le métamorphisme varie de l'anchizone au début de l'épizone et, d'après les données d'inclusions fluides (Gratier *et al.*, 1973) et de cristallinité de l'illite (Apprahamian, 1974), il croît parallèlement à la chaîne du SW vers le NE et transversalement de l'externe vers l'interne. Dans les échantillons étudiés on observe illite et chlorite dans les sites anchizonaux (coupes I et II), des traces de paragonite dans la région de Megève (coupe III), et chlorite et phengite au revers des Grandes Rousses (coupe IV). L'analyse chimique par fluorescence X donne une teneur en fer de 1,5 à 4 % et une teneur en manganèse négligeable.

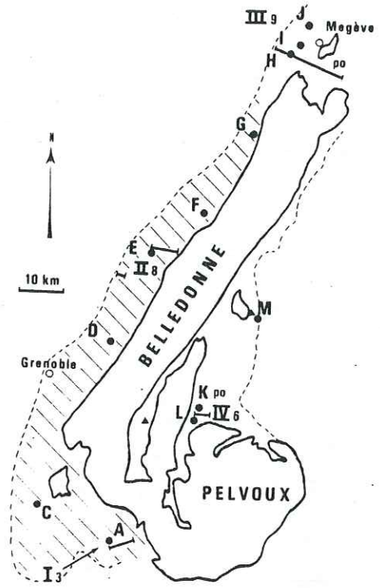


FIG. 2. — *Carte simplifiée de la zone Dauphinoise* avec la limite des massifs cristallins (trait épais), la limite supérieure du Jurassique (pointillés) et la zone à ''forte'' teneur en magnétite (hachures) ; les cercles pleins indiquent les sites du Dogger (de A à M), les triangles les sites isolés du Lias, les barres les coupes étudiées dans le Jurassique (de I à IV, le chiffre arabe indiquant le nombre de sites dans chaque coupe), et po la présence de pyrrhotite.

Sketch map of the Dauphinois zone with the limit of the crystalline massifs (thick line), the upper limit of the Jurassic rocks (dashed line) and the ''high'' magnetite content domain (stippled) ; circles indicate the Dogger sites (A to M), triangles the isolated sites in the Lias, bars the cross-sections studied in the Jurassic (I to IV, the arabic numeral indicate the number of sites in each cross-section) and po the presence of pyrrhotite.

2.2. Procédure d'échantillonnage

Chaque site étudié représente 6 à 18 carottes de 25 mm de diamètre prélevées régulièrement sur une hauteur stratigraphique de 3 à 20 m. La mesure de la susceptibilité K_o sur tous les échantillons (de 1 à 3 par carotte) permet de calculer la moyenne $\overline{K}_o$ et l'écart-type E de la susceptibilité à l'échelle du site. Le rapport $E/\overline{K}_o$ varie de 0,06 à 0,39 et est inférieur à 0,20 dans deux sites sur trois. Les fortes valeurs correspondent aux sites à alternance de niveaux calcaires et marneux. En fonction de l'homogénéité de faciès, on sélectionne de 1 à 3 échantillons représentatifs par site pour l'analyse par diffraction des rayons X et pour l'étude de la minéralogie magnétique. Celle-ci comprend la détermination des paramètres K_ℓ, K_f, M_{rs}, H_{cr} ainsi que les courbes d'acquisition en fonction du champ, des courbes de désaimantation thermique de M_{rs} et dans certains cas des mesures à basse température.

2.3. La susceptibilité de la matrice

K_ℓ varie de 30 à 320.10^{-6}. Pour quelques échantillons on a pu démontrer rigoureusement (Rochette et Vialon, 1984) que K_ℓ était due à une contribution diamagnétique moyenne de -15.10^{-6} et une contribution paramagnétique

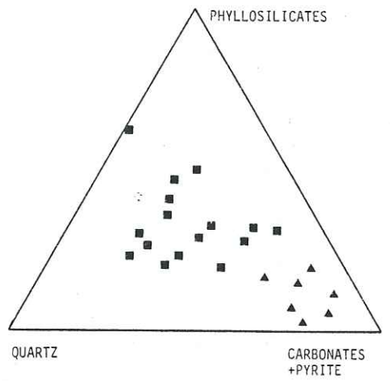


FIG. 3. — *Compositions observées dans le diagramme triangulaire phyllosilicates - quartz - carbonates (+ pyrite < 5 %) ;* les triangles indiquent une teneur en carbonates > 60 %.

Observed compositions in the ternary diagram of phyllosilicates - quartz - carbonates (+ pyrite < 5 %) ; triangles indicate a carbonates amount > 60 %.

variable des ions Fe présents dans les phyllosilicates. Dans de rares échantillons altérés on peut déceler une contribution antiferromagnétique de la gœthite αFeOOH. Enfin la pyrite n'est pas décelable car elle possède la particularité d'avoir une très faible susceptibilité indépendante de H et T (Serres, 1953), qui pour la teneur maximale de 5 % correspond à une contribution négligeable de $0{,}8.10^{-6}$.

La figure 4 permet de tester le modèle de deux contributions — diamagnétique et paramagnétique des phyllosilicates — en corrélant la teneur en phyllosilicates avec K_ℓ. Les échantillons mesurés se situent entre les courbes calculées pour 5 et 10 % de Fe^{2+} dans les phyllosilicates, c'est-à-dire les teneurs normales observées dans ce type d'environnement.

La contribution diamagnétique est supposée constante à $-\ 15.10^{-6}$ SI : la variation de D due à la variation des proportions minéralogiques n'excède pas quelques 10^{-6} SI. Pour les échantillons avec plus de 60 % de carbonates, la valeur relativement trop forte de K_ℓ implique soit la présence de phyllosilicates plus riches en Fe, soit plus probablement celle de carbonates de Fe, ce qui est connu dans ce type de roches (Tassé et Hesse, 1984). Cependant, en tenant compte du caractère semi-quantitatif des analyses obtenues par la diffraction des rayons X, on peut dire que K_ℓ varie bien linéairement avec la teneur en phyllosilicates. La figure 5*a* montre qu'à l'intérieur d'un même niveau, le Dogger, la

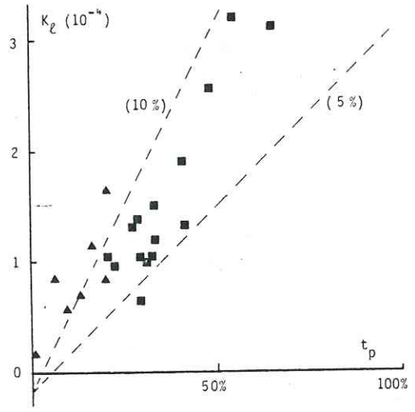


FIG. 4. — *Corrélation entre la susceptibilité de la matrice K_ℓ et la teneur en phyllosilicates t_p ;* les pointillés correspondent aux courbes calculées pour 5 et 10 % de Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

Correlation between the matrix susceptibility K_ℓ and phyllosilicates amount t_p ; dashed lines are the calculed curves for 5 and 10 % of Fe^{2+} in the phyllosilicates.

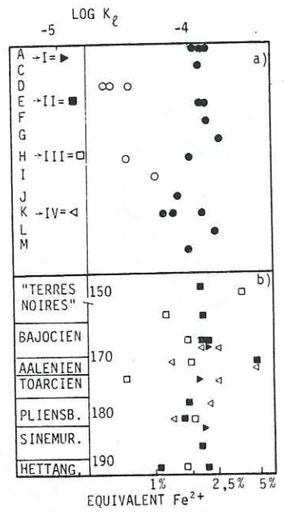


FIG. 5. — *Variation de la susceptibilité de la matrice K_ℓ*, a) dans les sites du Dogger classés par ordre géographique (les cercles creux correspondent aux échantillons altérés) et b) dans tout le Jurassique (âge indiqué en Ma).

Evolution of the matrix susceptibility K_ℓ, a) in the Dogger sites spacially ordered (open circles correspond to weathered samples) and b) in the whole Jurassic (age indicated in My).

valeur de K_ℓ est assez constante régionalement sauf pour les échantillons très altérés où elle diminue fortement du fait de la transformation du fer paramagnétique en gœthite (voir 1.2.). A l'échelle de tout le Jurassique (Figure 5*b*) la dispersion est plus forte à cause des variations lithologiques : les valeurs maximales correspondent aux niveaux argileux des "terres noires" et de l'Aalénien ; par contre, on n'observe pas de différence systématique entre les quatre coupes.

2.4. Les contributions ferromagnétiques

Les paramètres ferromagnétiques extensifs de ces roches sont faibles et très variables : K_f varie de 4 à 390.10^{-6} et M_{rs} de 2 à 420.10^{-3} A/m. L'étude des propriétés de la rémanence permet de classer les échantillons en différents groupes (Figure 6).* Le groupe *I*, le plus important, montre une seule phase de champ cœrcitif $H_{cr} < 60$ mT et de températures de blocage $T_b < 580$ °C. En tenant compte de la distribution des températures de blocage, de la valeur de H_{cr} et de la présence ou non de la transition de Verwey à basse température (Hartstra, 1982 ; O'Reilly, 1984) on peut dire qu'il s'agit de titanomagnétite en grains fins — ce minéral a été identifié à la microsonde dans un site — sauf dans les sites du Malm où l'on observe de la magnétite. En première approximation on peut cependant confondre les deux, en particulier pour la relation entre teneur et K_f. Les groupes *II*, *III* et *IV* montrent en plus de la (titano)-magnétite une autre phase, respectivement la gœthite (5 sites) - $T_b < 120$ °C, $H_{cr} > 0{,}5$ T, l'hématite (4 sites) - $T_b > 600$ °C, $H_{cr} > 0{,}5$ T et la pyrrhotite (4 sites) - $T_b < 320$ °C, $H_{cr} \simeq 0{,}2$ T. Dans quelques cas on a gœthite et hématite, et la magnétite n'est plus détectée.

Le fait que, dans ces trois groupes, les minéraux à fort champ cœrcitif dominent dans la rémanence, n'implique pas qu'ils dominent au niveau de K_f : en effet ils ont un rapport M_{rs}/K_f beaucoup plus grand que celui de la magnétite. Hartstra (1982) donne, pour une population de grains identiques, la relation : $(1 - H_c/H_{cr})/K_f = H_c/M_{rs}$ où H_c est le champ cœrcitif induit (on peut se reporter à Clark (1984) pour la définition des différents champs cœrcitifs). On en déduit que $M_{rs}/K_f > H_{cr}$ si $H_{cr}/H_c < 2$: ceci est vérifié théoriquement dans les minéraux à fort champ cœrcitif et dans la magnétite monodomaine. Les mesures expérimentales (Figure 7) le confirment pour des échantillons synthétiques en grains fins de magnétite et titanomagnétique (Hartstra, 1982), de pyrrhotite (Clark, 1984) et d'hématite (Dunlop, 1971), ou pour des roches à hématite ou à pyrrhotite seules que nous avons mesurées. Par contre, dans tous les échantillons du Jurassique Dauphinois, on a $M_{rs}/K_f < 0{,}1.H_{cr}$: ceci implique que la susceptibilité K_f est dans tous les cas portée par des grains multidomaines de magnétite tandis que dans M_{rs} apparaît la contribution des grains monodomaines de magnétite

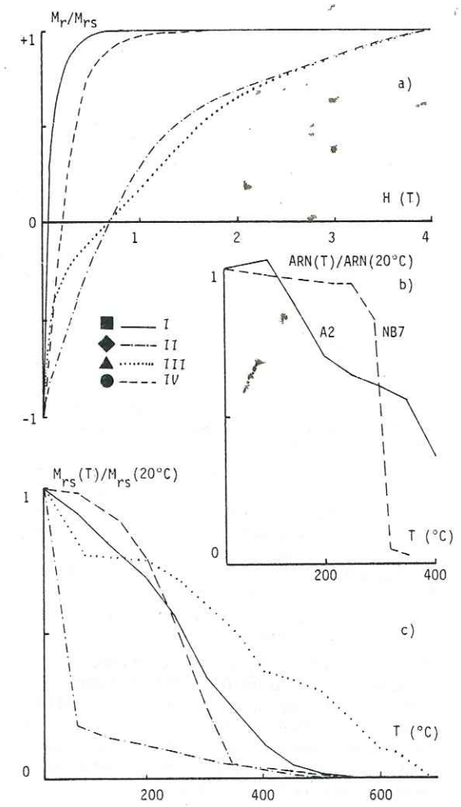


FIG. 6. — *Comportements de l'aimantation rémanente pour les quatre types I à IV :* échantillons à (titano-) magnétite seule ou avec gœthite, hématite ou pyrrhotite ; a) échantillons saturés en sens inverse puis mesurés après application d'un champ croissant, le champ cœrcitif H_{cr} correspondant à l'aimantation nulle ; b) désaimantation thermique de l'ARN (au-delà de 400 °C l'ARN n'est plus mesurable) ; c) désaimantation thermique de l'aimantation rémanente isotherme M_{rs}.

Remanent magnetization properties in the four types I to IV : samples showing (titano-) magnetite alone or with gœthite, hematite or pyrrhotite ; a) samples saturated in the opposite direction and then submitted to increasing field values, the cœrcive field being the one for zero magnetization ; b) thermal demagnetization of NRM (over 400 °C the NRM is no more measurable) ; c) thermal demagnetization of isothermal remanent magnetization M_{rs}.

(*) On trouvera l'ensemble des données de minéralogie magnétique (courbes de désaimantation thermique, d'acquisition d'ARI, etc.) dans Vialon et al. (1984) et Lamarche (1987).

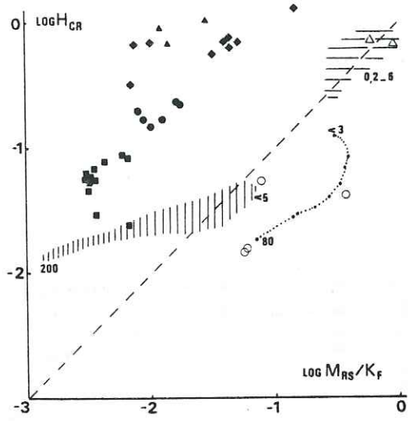


FIG. 7. — *Diagramme logarithmique de H_{cr} en fonction de M_{rs}/K_f* montrant les domaines observés pour des grains fins de (titano-) magnétite (hachures verticales), d'hématite (hachures horizontales) et de pyrrhotite (pointillés), les chiffres indiquant les tailles limites en µm ; symboles pleins : Jurassique Dauphinois (Voir figure 6) ; symboles creux : roches à pyrrhotite ou hématite seule.

Logarithmic plot of H_{cr} against M_{rs}/K_f showing the domains determined for fine grains of (titano-) magnetite (vertical hatching), hematite (horizontal hatching) and pyrrhotite (dotted curve), with the size limits in µm ; closed symbols : Dauphinois Jurassic rocks (see figure 6) ; open symbols : other rocks with pyrrhotite or hematite alone.

(groupe *I*) ou des minéraux à fort champ cœrcitif (*II, III, IV*).

Cette origine unique de K_f permet de dire que K_f est en première approximation proportionnelle à la teneur en magnétite de la roche, qui varierait donc entre 2 et 200 ppm. Rochette et Vialon (1984) ont déjà observé que pour le Dogger (Figure 8*a*) cette teneur, constante dans les sites peu métamorphiques, décroît brusquement à partir d'une limite qui coïncide approximativement avec la limite anchizone-épizone. Les résultats apportés ici pour tout le Jurassique (Figure 8*b*) montrent que, quel que soit le niveau considéré, la teneur en magnétite est en moyenne 4 fois plus faible dans les coupes épizonales III et IV ; la valeur $K_f = 40.10^{-6}$ sépare très nettement les coupes I-II et III-IV, si l'on écarte les échantillons à hématite. On proposera un modèle de l'effet du métamorphisme dans la discussion.

2.5. Essai de datation par le paléomagnétisme

L'étude de la direction d'aimantation rémanente naturelle (ARN) caractéristique d'un minéral dans la roche peut, si l'on est capable d'isoler cette direction par désaimantation progressive, permettre de dater ce minéral par comparaison avec la direction du paléochamp magnétique terrestre, en tenant compte des rotations tectoniques. L'ARN caractéristique est en effet acquise, soit au moment du dépôt dans le cas de grains détritiques, soit au moment de la cristallisation d'un minéral dans la roche à $T < T_b$ (aimantation rémanente cristalline ARC), soit au

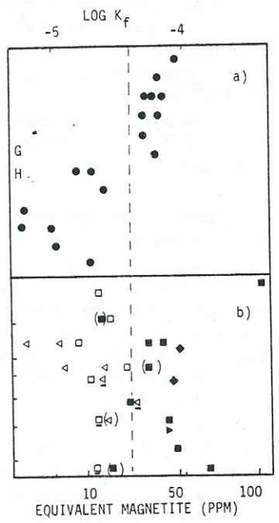


FIG. 8. — *Variation de la susceptibilité ferromagnétique K_f*, a) dans le Dogger, b) dans tout le Jurassique (mêmes conventions que figure 5) ; la ligne pointillée correspond à $K_f = 40.10^{-6}$; les échantillons à pyrrhotite sont soulignés et ceux à hématite mis entre parenthèses.

Evolution of the ferromagnetic susceptibility K_f, a) in the Dogger sites and b) in the whole Jurassic (same conventions as in figure 5) ; the dashed line corresponds to $K_f = 40.10^{-6}$; samples with pyrrhotite are underlined and those with hematite put in brackets.

moment du refroidissement du minéral en dessous de T_b (aimantation thermorémanente ATR).

Le premier cas est observé dans les sites à titanomagnétite de la coupe I : la désaimantation thermique (jusqu'à 400 °C : figure 6) isole une direction caractéristique compatible avec le paléochamp Jurassique et antérieure au plissement Crétacé d'après le test du pli (description complète par Rochette, 1983) ; la présence de titane (*cf.* 2.4.), typique des matériaux d'origine éruptive, confirme bien l'origine détritique. Dans les autres coupes, l'ARN caractéristique de la magnétite n'a pas pu être détectée, probablement du fait du métamorphisme plus intense.

Un exemple d'ARC est donné par la gœthite : son aimantation est insensible au champ alternatif et disparaît à 120 °C. La direction observée est celle du champ dipolaire actuel (Rochette, 1983) et donc indiquerait une cristallisation de la gœthite au cours des derniers 700 000 ans. Dans le cas des sites à hématite une chauffe à 600 °C est nécessaire pour éliminer sûrement l'ARN de la magnétite ; malheureusement l'ARN est à peine mesurable dès 250 °C et plus haut apparaissent des aimantations parasites.

Deux sites à pyrrhotite ont été étudiés (MA et NB). Dans la plupart des échantillons l'ARN est insensible au champ alternatif jusqu'à 90 mT et montre au cours de la désaimantation thermique une chute brutale au passage de la température d'ordre de Fe_7S_8, 315 °C (Figure 6), ce qui est caractéristique d'une aimantation très stable, portée par la pyrrhotite. Bien que l'on ait très peu d'exemples de ce type d'ARN (Schwarz, 1974), on peut penser que celle-ci a été acquise au moment de la formation de la pyrrhotite (ARC) ou peut-être pendant la culmination du métamorphisme Oligo-Miocène estimée à 250 °C (''ATR visqueuse''). La déformation ayant eu lieu principalement à l'Eocène, il s'agirait d'une aimantation post-tectonique (pour laquelle le test du pli ne fournit pas d'arguments positifs ou négatifs).

Les directions caractéristiques observées (Figure 9) sont bien groupées ; la statistique de Fisher permet de calculer pour chaque site la déclinaison et l'inclinaison moyenne D et I ainsi que le paramètre statistique K et l'angle de confiance α_{95}. On obtient pour MA, D = 5°, I = 61°, K = 157, $\alpha_{95} = 4°$, ce qui est à peine distinct du champ dipolaire Oligo-Miocène ou

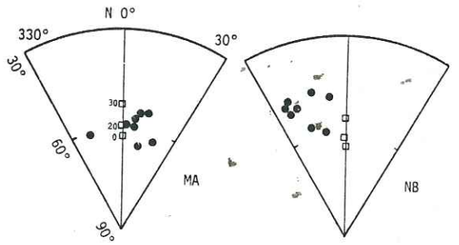


FIG. 9. — *Projections stéréographiques pour les sites MA et NB des directions caractéristiques de l'ARN* (différence vectorielle entre les ARN à 290 et 320 °C) ; les carrés creux indiquent la direction du champ dipolaire entre 0 et 30 Ma.

Stereographic plots for sites MA and NB of the directions of characteristic NRM (vectorial difference between NRM at 290 and 320 °C) ; open squares indicate the dipole field direction between 0 and 30 My.

actuel (Irving, 1977), et pour NB, D = 342°, I = 52°, K = 162, $\alpha_{95} = 4°$. Ici la différence avec le champ dipolaire peut s'expliquer par un basculement vers l'E de 16° autour d'un axe N 34. Dans l'hypothèse d'une aimantation postérieure à la tectonique tangentielle, ce basculement est compatible avec la surrection Plio-Quaternaire des massifs cristallins externes puisque l'on est ici sur l'amortissement oriental de la zone de surrection maximale, orientée environ N 30, tandis que le site MA se trouve au milieu de cette zone donc avec un basculement beaucoup plus faible (Mugnier et Ménard, 1986).

3. - DISCUSSION

En combinant les sites du Dogger, les coupes I à IV et les sites isolés du Lias (Figures 2 et 7), on peut tracer une limite, la ligne d'isosusceptibilité $K_f = 40.10^{-6}$, entre deux domaines (A) et (B) à ''forte'' et ''faible'' teneur en magnétite. Deux types d'explication peuvent rendre compte de cette zonation :

— l'existence de deux domaines distincts au moment du dépôt avec un apport de magnétite détritique plus important dans (A) ;

— l'intervention d'une réaction métamorphique faisant disparaître la magnétite, la limite entre (A) et (B) équivalant alors à une isograde de métamorphisme.

Cependant, les ensembles paléogéographiques tirés de l'étude stratigraphique ne recoupent pas du tout les domaines (A) et (B). Par contre, ceux-ci correspondent respectivement à l'anchizone et au début de l'épizone. Il semble donc nécessaire de faire appel à une réaction métamorphique ; en se référant à Crerar *et al.* (1978, figure 1), on peut envisager les réactions suivantes :

$$Fe_3O_4 + 3FeS_2 \rightarrow 6FeS\ (Fe_7S_8) + 2O_2 \quad [1]$$
$$Fe_3O_4 + 3S_2 \rightarrow 3FeS_2 + 2O_2 \quad [2]$$

Le cas de la titanomagnétite se réduit à l'addition de TiO_2 ou $FeTiO_3$ dans le terme final.

La réaction [1] peut être invoquée dans les 4 sites où Fe_7S_8 a été détectée ; en effet, d'après les valeurs de M_{rs} et les courbes de désaimantation, la teneur en Fe_7S_8 serait de 5 à 40 ppm ; ceci est sûrement inférieur à la teneur initiale en Fe_3O_4. Cependant, on connaît une autre réaction de formation de la pyrrhotite à partir de la pyrite. Cette réaction a été décrite dans le même type de roche par exemple par Carpenter (1974) et par Ferry (1981) mais pour un métamorphisme plus intense (isograde de la biotite) ; le Jurassique Helvétique de la zone Lépontine montre effectivement des teneurs en Fe_7S_8 de plusieurs % (travaux en cours). Mais dans le cas du Jurassique Dauphinois épizonal (17 sites) les conditions de décomposition de la pyrite ne sont pas atteintes. Dans les 13 sites où Fe_7S_8 n'a pas été détectée la disparition de la magnétite peut être due, soit à la réaction [2] avec formation de pyrite, soit à la réaction [1] avec formation de Fe_9S_{10}, la pyrrhotite hexagonale ; ce minéral ne peut être détecté à des teneurs aussi faibles puisqu'il est antiferromagnétique et non ferrimagnétique comme Fe_7S_8 (Schwarz, 1974). Cependant Fe_9S_{10} est plutôt typique des hautes températures (Carpenter, 1974).

Ces deux réactions nécessitent une diminution de fO_2 (Figure 1) et éventuellement une augmentation de fS. La cause en serait la maturation thermique de la matière organique : on sait qu'à l'approche de l'épizone, ce phénomène entraîne, dans la phase fluide, la disparition de l'oxygène et la libération du soufre. L'élévation de la température interviendrait donc indirectement par le biais de l'évolution de la matière organique et par l'accélération de la cinétique.

La formation de gœthite et d'hématite participe d'un tout autre phénomène puisque l'on a une oxydation du fer, que celui-ci provienne de la pyrite, des phyllosilicates ou de la magnétite. En lame mince, on observe autour des grains de pyrite et de phyllosilicates un enduit orangé à rouge soulignant les plans de schistosité, ce qui en montre le caractère tardif. On peut donc considérer que la gœthite s'est formée lors de l'altération météorique superficielle à l'époque sub-actuelle, ce que confirme le paléomagnétisme. Il est couramment admis (Lowrie and Heller, 1982) que la gœthite se déshydrate lentement en hématite, même à la température de la surface. Les sites à hématite auraient donc subi une altération plus ancienne (Plio-Quaternaire ?).

CONCLUSION

L'exemple complexe du Jurassique Dauphinois illustre bien les nombreuses possibilités qu'offre la minéralogie magnétique pour résoudre des problèmes pétrologiques. Grâce à des moyens expérimentaux permettant l'étude fine et quantitative des propriétés magnétiques, on arrive en effet à séparer et identifier de multiples contributions aux propriétés globales. Dans le cas étudié on a montré :

— la corrélation entre la susceptibilité de matrice K_ℓ et la teneur en phyllosilicates qui fait de K_ℓ un bon indicateur lithologique ;

— la régularité au Lias et Dogger de l'apport détritique de titano-magnétite ; celle-ci est remplacée au Malm par de la magnétite indiquant un changement dans la nature des apports ;

— la disparition de la (titano-)magnétite et la formation de pyrrhotite au cours du métamorphisme alpin, ce qui a permis de tracer une "isograde magnétique" coïncidant avec le passage anchizone-épizone ;

— la présence éventuelle de gœthite et d'hématite, indicateurs des processus d'altération superficielle.

Ces différents résultats auraient été malaisés à obtenir par les méthodes classiques de la pétrologie, particulièrement en ce qui concerne la détection de la magnétite et de la pyrrhotite à des teneurs < 100 ppm et des tailles de grains qui, ici, sont de l'ordre de 1 à 10 µm. Les nouvelles méthodes d'investigation proposées autorisent ainsi à envisager, une fois mises en évidence des relations particulières entre propriétés magnétiques et phénomènes pétrologiques, la multiplication de mesures magnétiques

simples, sur le terrain ou en laboratoire, pour suivre l'intensité de ces phénomènes.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement, au Centre des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette, C. Laj qui nous a maintes fois accueillis dans son laboratoire pour les mesures paléomagnétiques et de susceptibilité, et à l'Institut Dolomieu de Grenoble, J.C. Barfety pour son aide sur le terrain et d'enrichissantes discussions, E. Dompnier et G. Vivier qui ont réalisé les nombreuses analyses chimiques et minéralogiques.

Reçu le 3 février 1986
Accepté le 19 juin 1986

RÉFÉRENCES

APPRAHAMIAN, 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.

BARFETY, J.C. (1985). — Le Jurassique Dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes Occidentales françaises). Thèse d'Etat, Grenoble, à paraître in Doc. BRGM, 558 p.

BARFETY, J.C., GIOT, D. et GONZALES, G. (1985). — Les paléoanomalies thermiques liées à la structure alpine — relations entre le massif cristallin de Belledonne et la couverture sédimentaire. In GPF3 Thème 5, *Doc. BRGM,* 95-5.

CARPENTER, R.H. (1974). — Pyrrhotite isograd in SE Tenessee and SW North Carolina. *Geol. Soc. America Bull., 85,* 451-456.

CLARK, D.A. (1984). — Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. *Geophys. Res. Lett., 11,* 173-176.

COLLINSON, D.W. (1983). — Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Chapman and Hall ed., London, 503 p.

CRERAR, D.A., SUSAK, N.J., BORSIK, M. and SCHWARZ, S. (1978). — Solubility of the buffer assemblage pyrite + magnetite in NaCl solutions from 200 to 350 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta, 42,* 1427-1437.

DUNLOP, D.J. (1971). — Magnetic properties of fine-particle hematite. *Ann. Geophys., 27,* 269-293.

FERRY, M.J. (1981). — Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine : an example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *Amer. Mineral., 66,* 908-930.

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, 227 p.

HAGESKOK, B. (1984). — Magnetic susceptibility used in mapping of amphibolite facies recrystallisation in basic dykes. *Tectonophysics, 108,* 339-351.

HARTSTRA, R.L. (1982). — Grain size dependence of initial susceptibility and saturation-related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range. *Geophys. J.R. astr. Soc., 71,* 477-495.

IRVING, E. (1977). — Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature, 270,* 307-309.

LAMARCHE, G. et ROCHETTE, P. (1986). — Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some alpine slates. *Tectonophysics,* à paraître.

LOWRIE, W. and HELLER, F. (1982). — Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys., 20,* 171-192.

MUGNIER, J.L. et MENARD, G. (1986). — Le développement du bassin molassique Suisse et l'évolution des Alpes Externes : un modèle cinématique. *Bull. CREP Elf Aquitaine, 10/1,* 167-180.

O'REILLY, W. (1984). — Rock and mineral magnetism. Blackie ed., Glasgow, 220 p.

POUTIERS, J. et NOËL, M. (1985). — Relations entre des propriétés physiques (densité et susceptibilité magnétique) et la lithologie de sédiments du Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. France, 8,* 9-20.

ROCHETTE, P. (1983). — Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Thèse de 3e cycle, Grenoble, 136 p.

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. *C.R. Acad. Sci., Paris, 296,* 557-559.

ROCHETTE, P. and VIALON, P. (1984). — Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *J. Struct. Geol., 6,* 33-38.

SCHWARZ, E.J. (1974). — Magnetic properties of pyrrhotite and their use in applied geology and geophysics. Geol. Surv. Canada Paper, 74-59, 24 p.

SERRES, A. (1953). — Sur quelques composés du cobalt et du fer à paramagnétisme très faible et constant. *J. Phys. Rad., 14,* 689-690.

TASSÉ, N. and HESSE, R. (1984). — Origin and significance of complex authigenic carbonates in Cretaceous black shales of the Western Alps. *Jour. Sed. Petrology, 54,* 1012-1027.

Earth and Planetary Science Letters, 84 (1987) 446–456
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

[4]

I.2. Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isograde"

Pierre Rochette

LGIT, Observatoire de Grenoble, IRIGM, B.P. 68, 38402 St. Martin d'Hères (France)

Received February 17, 1987; revised version accepted May 11, 1987

The magnetic susceptibility of the Helvetic Jurassic black shales, sampled around the Aar and Gothard massifs in the Swiss Alps, is due to iron-bearing silicates, magnetite or pyrrhotite. It exhibits a clear correlation with the Alpine metamorphism, from zeolite to amphibolite facies: it firstly decreases due to the breakdown of original magnetite, then sharply increases when pyrite is transformed into magnetic pyrrhotite. Using numerous field measurements of the susceptibility it was possible to carry out a fast and precise mapping of the pyrrhotite-in isograde, which appears to correspond closely to the stilpnomelane-out isograde. The matrix susceptibility, obtained by means of high-field measurements with a cryogenic magnetometer, is due to iron-bearing silicates and shows only smooth variations with metamorphism. Both monoclinic and hexagonal pyrrhotites are observed in the high-grade area.

1. Introduction

A previous study in the Jurassic black shales of the Dauphinois zone in the French Alps [1] has shown that the anisotropy of magnetic susceptibility in these weakly magnetic rocks is a good indicator of the rock fabric from sedimentary to highly tectonized features. Moreover the magnetic mineralogy, though of complex origin, has proved to be sensitive to different phenomena, especially metamorphism.

This article presents the extension of this experience to the similar facies encountered in the Helvetic zone of the Swiss Alps; indeed the much deeper structural level reached in the Central Alps gave a good opportunity to verify and complete the proposed trend in the magnetic properties of black shales under progressive metamorphism. This paper will be concerned with magnetic susceptibility and its origin, but not its anisotropy.

2. Geological setting and sampling

The studied zone is centered around the basement massifs of the Aar and Gothard, the cover of which is referred to as the Helvetic zone, i.e. the border of the European continental margin involved in the Alpine collision [2]. Many paleogeographical and tectonic units have been identified: from the north to the south (Fig. 1), the Helvetic nappe units, the autochthonous Aar cover, the Urseren zone between Aar and Gothard and the Nufenen zone south of the Gothard massif. Black shales facies are very well represented in the lower and middle Jurassic, except in the Aar autochthons. These rocks have three main constituents: phyllosilicates, carbonates and quartz in consistent proportions. Diagenesis under anoxic conditions of these rapidly deposited former marine sediments has resulted in the ubiquitous presence of a few percent of pyrite and organic matter.

The metamorphism [3] varies from zeolite facies in the nappes area to amphibolite facies in the Lepontine metamorphic high, which encloses a part of the Nufenen zone. Metamorphic grade is well characterized by the transformations among phyllosilicates from illite-smectite to chlorite, chloritoid, biotite and then to other silicates such as garnet, staurolite, amphibole.

In ten localities, labelled A to J in Fig. 1, between 7 and 16 oriented cores were drilled, mainly from the Lower Jurassic but also from the Middle Jurassic black schists (sites G and I), for laboratory study of anisotropy and magnetic mineralogy. Sixty-two localities including all ten

0012-821X/87/$03.50 © 1987 Elsevier Science Publishers B.V.

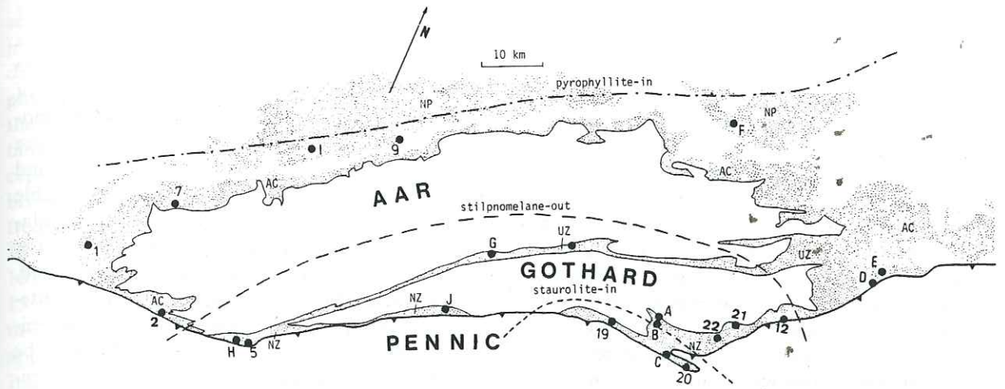


Fig. 1. Sketch map of the Swiss central Alps showing in grey the pre-Cretaceous rocks of the Helvetic cover, some metamorphic isograde [3] and the location of drilled sites and hand sampled outcrops; *NP*: nappe units; *AC*: Aar cover; *UZ* and *NZ*: Urseren and Nufenen zones.

drilled ones were investigated with a field susceptometer, while hand samples (labelled with numbers) were picked in some localities between the drilled ones.

3. Magnetic mineralogy of black shales related to metamorphism

According to a general model of the magnetic mineralogy of black shales [1,4,5] in the absence of metamorphism, the ferromagnetic part, K_f of the low-field susceptibility K is due to fine-grained (titano-) magnetite of assumed detrital origin. Because of the minute concentration of magnetite—generally less than 100 ppm—the susceptibility of the matrix, K_ℓ, is of the same order as K_f, and corresponds to a constant diamagnetic term (-14×10^{-6} SI) and a variable paramagnetic term, mainly from Fe^{2+} ions in phyllosilicates. As this term is proportional to the phyllosilicate concentration and depends also on the nature of the mineral, K_ℓ exhibits strong variations, from 50 to 500×10^{-6} SI, with lithology. On the other hand metamorphic reactions among the silicates have no noticeable effect on K_ℓ as long as the amount of paramagnetic iron remains constant. K_ℓ has a

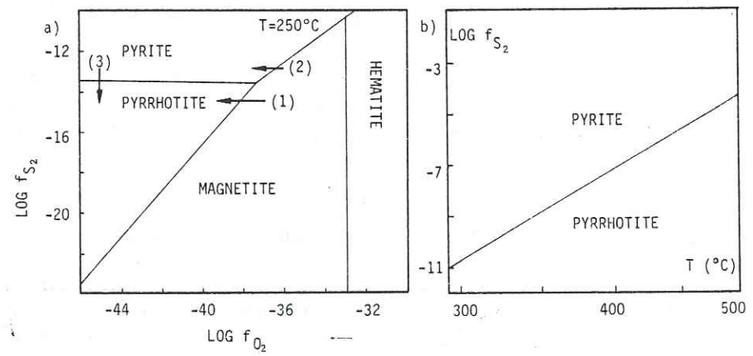


Fig. 2. (a) Phase diagram of iron at 250 °C as a function of oxygen and sulfur fugacity (after [6]). (b) Pyrite-pyrrhotite equilibrium as a function of temperature and sulphur fugacity (after [11]).

mean value of 200×10^{-6} SI, equivalent to 3.5% of Fe^{2+}.

Concerning the ferromagnetic component K_f, the case is much more complicated. Consider the phase diagram of iron in the oxygen and sulphur field (Fig. 2a) according to Crerar et al. [6]. The considered minerals are pyrite, with a negligible susceptibility of 10^{-5} SI [7], magnetite with a K_f around 1 SI [8] and monoclinic pyrrhotite with a K_f ten times less than magnetite [9]. Under progressive regional metamorphism the maturation of organic matter produces increasingly reducing conditions [10]. It leads to two successive reactions (Fig. 2a): the breakdown of magnetite by reaction 1 or 2, then the breakdown of pyrite into pyrrhotite by reaction 3. The effect of temperature on reaction 3 [11] appears in Fig. 2b. The theoretical evolution of K_f resulting from these reactions, assuming initial amounts for magnetite and pyrite of 30 ppm and 2% respectively, is shown in Fig. 3.

Reactions 1 and 2 have been established in the Jurassic black shales of the Dauphinois zone, the measured K_f fitting closely the curve of Fig. 3 [1].

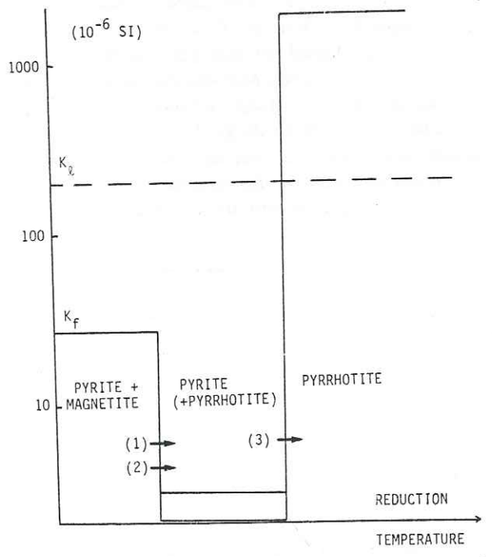


Fig. 3. Model for the evolution of matrix and ferromagnetic susceptibilities K_ℓ and K_f in black shales under increasing metamorphism; complete transformation of FeS_2 into Fe_7S_8 is assumed; a constant K_ℓ value corresponding to 3.5% of Fe^{2+} is indicated.

The actual presence of titanomagnetite instead of magnetite requires only the addition of a titanium-rich, non-magnetic back-product such as rutile or ilmenite. The proposed steplike trend of K_f seems rather questionable because the thermodynamic conditions imply that the reactions are progressive with respect to redox potential and temperature. However, considering the negligible amount of magnetite as compared with the available organic matter and O_2 or S_2 in the fluid phase, the breakdown of magnetite is in fact very rapid. In the case of the Dauphinois zone the magnetite-out isograde is well correlated to the anchizone-epizone limit (around 250 °C). It should also be noted that in the sediment where pyrite precipitates during the diagenesis, magnetite is probably only metastable. Thus a direct temperature effect through kinetic activation could also be invoked.

The pyrite-pyrrhotite reaction [10,11] is much more familiar in the literature on black shales. Carpenter [12] has observed in the southern Appalachian Belt a clear-cut pyrrhotite-in isograde close to the biotite isograde in a Precambrian clastic series containing carbonaceous shales, graywackes and siltstones. On the other hand Ferry [13] found in graphitic schists in the northern Appalachians that the correlation between metamorphic grade and pyrrhotite occurrence was rather loose and that the flow of large volume of fluids through the rock was the leading mechanism for the desulfidation reaction. In fact Ferry's rocks bear more than 10% of sulfides in a highly heterogeneous series, and it is clear from Fig. 2a that the amount and composition of fluids are critical for the reactions to occur. However, if the fluids are correctly buffered in a homogeneous series containing only small amounts of sulfides, it seems reasonable to look for a pyrrhotite isograde. Concerning the possibility for diagenetic pyrrhotite [14], pyrite appears definitely to be the only stable iron sulfide at low temperature in typical marine sediments [15].

4. Magnetic measurements

From Fig. 3 it can be seen that both reactions can be detected as "magnetic isogrades" by measuring K_f, even assuming fluctuations of a factor two in the initial amounts of magnetite and pyrite. On the other hand, considering the total low-field

susceptibility K, which is the easiest parameter to measure, only the pyrrhotite-in isograde will be detectable, due to the lithological variation of the phyllosilicates amount and consequently of K_ℓ. In the laboratory the mean susceptibility K_m is obtained from the susceptibility tensor with the susceptibility bridge KLY-2 (Geofyzika, Brno). This bridge works in an AC field of 0.4 mT at a frequency of 1000 Hz. Each measure of K takes 10 seconds with a sensitivity of 5×10^{-8} SI for 10.8 cm^3 samples and the tensor is calculated from 15 measurements in different directions. To detect the pyrrhotite-in isograde in the field, a portable apparatus (the KT-5 from Geofyzika) was used. Its sensitivity is much smaller—10^{-5} SI—but largely sufficient to detect the increase in K caused by pyrrhotite formation. The apparatus consists of a 10 kHz driven coil of 8 cm diameter which is laid on the outcrop to be measured. The susceptibility is obtained, from a volume of about 500 cm^3, by the difference in inductance between a blank measure and the real measure taken a few seconds after. To cross-calibrate the KT-5 with the KLY-2, a synthetic sample obtained by dispersing fine-grained magnetite in concrete has been used. It was remeasured at each outcrop to test the thermal drift which ranges up to 10% in field conditions. As the contribution to the signal decreases very rapidly with the distance to the sensor a correction for the uneveness of the sample surface was necessary. In this study a mean uneveness of 3 mm was chosen, leading to a correcting factor of 1.43. With these precautions the true susceptibility K of an assumed isotropic rock on natural outcrop is obtained with an uncertainty of about 20%. Around 40 measurements were taken per outcrop to obtain a statistically good significance on a large surface. In the drilled outcrops it was possible to check the efficiency of the cross-calibration by comparing the normed histograms for field and laboratory measurements for different sites as shown in Fig. 4 (see also Table 1). In sites without pyrrhotite the coincidence between both histograms is good, especially for a homogeneous outcrop as E. In E and F the susceptibility is slightly anisotropic (anisotropy degree $P = K_{max}/K_{min}$ less than 1.20) and due to phyllosilicates and fine-grained magnetite. On the other hand pyrrhotite-bearing rocks exhibit a strong discrepancy, the field value being up to 60% less than the laboratory value. Different possibilities can explain it:

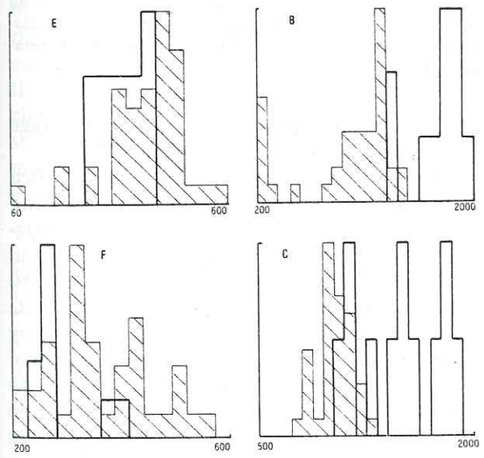


Fig. 4. Normed histograms of low-field susceptibilities measured on the field, with the KT-5 (fine lines hatched) and in the laboratory with the KLY-2 (thick lines); the susceptibility scales are logarithmic; B and C are in the pyrrhotite zone, F in the magnetic zone and E outside both.

(1) The effect of weathering which decreases the susceptibility close to the surface, i.e. the one measured with KT-5; along drilled cores of 8 cm length increases of 10–20% of K are usually observed from the first centimeters to the bottom.

(2) The strong anisotropy of the rocks (P up to 2) which is only taken into account by the KLY-2 measurements.

(3) Different apparent susceptibilities obtained with KLY-2 and KT-5 due to a frequency and field dependence of low-field magnetization of pyrrhotite.

In spite of this problem it is clear that the KT-5 can be successfully used semiquantitatively to detect pyrrhotite appearance; the detection threshold in the present situation can be estimated from Fig. 3 as 0.2% of pyrrhotite, i.e. 2×10^{-4} SI, the mean value of the matrix susceptibility. To obtain a higher resolution the separate measurement of K_ℓ and K_f is necessary. This is performed by laboratory measurements with a high field cryogenic magnetometer [16] which is rather time consuming. Thus, after complete measurement with the KLY-2, 1 or 2 representative samples are chosen

for each site, cut to 1 cm³ cubes and measured in steady fields of 10^{-4}, 10^{-3}, 3 and 4 T. In this way the low- and high-field susceptibilities, K and K_ℓ, are obtained. In fields of 3 T and more, usual ferromagnetic grains are saturated, so that K_ℓ is actually the matrix susceptibility and $K_f = K - K_\ell$ gives the ferromagnetic low-field susceptibility [17]. For the determination of K, the cross-calibration with the KLY-2 has been carefully tested with paramagnetic salts and well-known rock samples. However, discrepancies appear again with the Swiss pyrrhotite-bearing rocks due to non-linearity in low fields and viscosity of remanence; in this case the KLY-2 measure of K was used.

To identify the ferromagnetic minerals other types of measurement were necessary: (1) with the cryogenic magnetometer, acquisition of isothermal remanence IRM_s, determination of remanent coercive force H_{cr} and of induced magnetization at saturation M_s; (2) estimation of the range of blocking temperatures T_b of IRM by standard paleomagnetic techniques; (3) thermomagnetic curves for Curie points with a high-sensitivity Faraday balance, i.e. horizontal balance not sensitive to the sample weight.

5. Magnetic results

5.1. Laboratory measurements

The different drilled sites and measured hand samples have been roughly classified according to metamorphism by situating them in the established metamorphic map (Fig. 1 and [3]). The evolution of K_f and K_ℓ with metamorphic grade (Fig. 5 and Table 1) shows a very good agreement with the model of Fig. 3. It appears also that in the pyrrhotite zone K_f is highly variable; this will be explained later.

The presence of pyrrhotite is also indirectly demonstrated with KLY-2 measurements by plotting the anisotropy degree P (i.e. the ratio of maximum to minimum susceptibilities) against log (K_m) for all samples as shown in Fig. 6. Pyrrhotite has a much stronger intrinsic anisotropy ($P >$ 1000) than magnetite ($P < 5$) or phyllosilicates ($P < 1.3$) [18,19]. Then, while P is less than 1.3 and independent of K_m in the pyrite zone, it increases up to 2.1 with a positive correlation with K_m due to the lowering effect of the constant matrix term. This plot shows again the variability

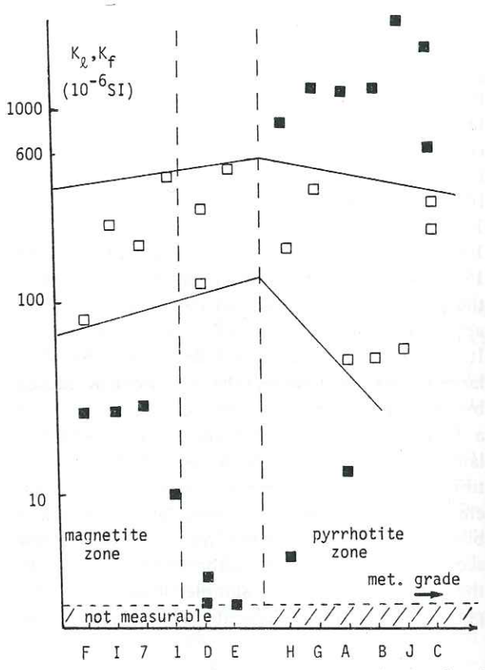


Fig. 5. Susceptibilities K_ℓ (open squares) and K_f (closed squares) measured with the cryogenic magnetometer for all sites and some hand samples, classified according to the metamorphic grade deduced from field observations and the metamorphic map.

of the pyrrhotite amount, which is on the average smaller in the upper pyrrhotite zone.

Magnetite and pyrrhotite have been identified in the corresponding zone by combining H_{cr} and T_b determinations. Titanomagnetite is characterized by T_b ranging mainly from 200° to 500 °C with no clear step, and H_{cr} less than 60 mT. Pyrrhotite has T_b between 200° and 350 °C with a clear step around 300 °C, and H_{cr} ranging from 6 to 140 mT. The lower H_{cr} are indicative of coarse-grained well crystallized pyrrhotite [9]. Also typical of pyrrhotite are the high value of the ratio IRM_s/M_s: it varies from 0.25 to 0.56 while values generally less than 0.1 are more representative for magnetite and titanomagnetite, monodomains excepted [8]. Low- or medium-grade samples often have their remanence influenced by goethite or hematite as shown by very high H_{cr} up to 1.8 T, and characteristic T_b less than 150 °C or more

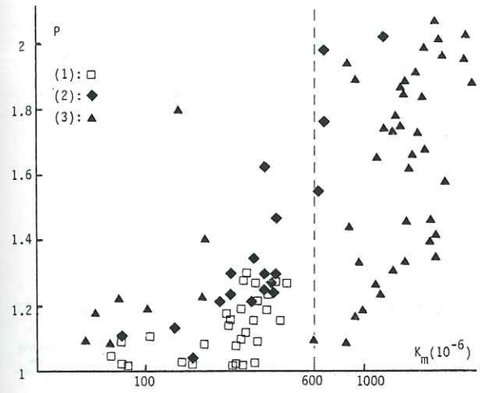


Fig. 6. Plot of the anisotropy degree P against the mean low-field susceptibility K_m for all samples of sites A to J measured with the KLY-2; different symbols are used for samples above the pyrrhotite-in isograde (*1*), just below (*2*) or in the deeper part of the pyrrhotite zone (*3*).

than 600 °C, respectively. However, it appears [4] that these minerals, due to recent subsurficial weathering, have not replaced magnetite if present and do not contribute to K_f.

Rock magnetic investigations also bring explanations for the wide fluctuation of the amount of magnetically detected pyrrhotite within the pyrrhotite zone, while the sulfide amount is relatively constant. IRM thermal demagnetization shows that even in the low susceptibility samples monoclinic pyrrhotite, though in minute amounts, is still the only mineral carrying remanence. So the main part of the sulfide is non-magnetic, like pyrite which has been identified in site A by optical microscopy, but also hexagonal pyrrhotite Fe_9S_{10}, which is antiferromagnetic at room temperature. However, it becomes ferrimagnetic—this is called the γ transition—at $T_\gamma \simeq 220$ °C leading to an abrupt increase in spontaneous magnetization; the Curie temperatures for Fe_9S_{10} and Fe_7S_8 are respectively $T_{c1} = 295$ °C and $T_{c2} =$ 325 °C [20,21]. Due to these contrasted properties mixtures of both minerals can be easily analysed using thermomagnetic curves of pyrrhotite-bearing samples (Fig. 7). Sample C shows a completely reversible curve with only Fe_7S_8, while the curves for B and H are undoubtedly indicative of a mixture of Fe_9S_{10} and Fe_7S_8. The latter curves are irreversible, above T_{c2} because of a slight oxidation in the furnace, and below 250 °C because when Fe_9S_{10} is quenched from $T > T_\gamma$ a metastable ferrimagnetic form remains. This curious behaviour leads to a rapid test for the presence of Fe_9S_{10} by comparing the low-field susceptibility K_q of samples heated above T_γ (at 250 °C) and then quenched, with the natural K. The ratio K_q/K of different samples classified according to metamorphism are plotted in Fig. 8. Outside the pyrrhotite zone values near 1 indicate no transformation; in fact previous measurements on black shales indicated that oxidation of pyrite or phyllosilicates occurs significantly only above 300 °C [17]. Large values, up to 2.85, are obtained in samples containing Fe_9S_{10} while some ratios less than 1 appear in samples containing only Fe_7S_8. This lowering indicates that the quenching has led to a more energetic domain structure than the

TABLE 1

Drilled sites with geographical coordinates, sample number, site-mean values with their standard deviation of laboratory (K_m) and field (K) measured low-field susceptibilities, site-mean P values, matrix and ferromagnetic susceptibilities— K_ℓ and K_f —for 1 or 2 samples per site, pyrrhotite qualitative abundance

Site	Coordinates	N	K_m(KLY)	K(KT5)	P	K_ℓ	K_f	Pyrrhotite
A	704.6/159.8	16	574±577	535±410	1.28	20– 47	12–1202	+
B	704.5/159.6	11	1439±325	576±230	1.79	49	1222	++
C	708.4/153.8	12	1740±526	949±136	1.31	227–313	613–2011	++
D	736/178.2	12	321± 96	288±115	1.16	120–298	0– 4	–
E	735.7/179.9	10	357± 38	403± 71	1.17	470	0	–
F	703.5/192.7	7	111± 40	177±101	1.03	78	26	–
G	674.8/158.4	10	326±166	363±307	1.33	362	1278	+
H	642.9/128.6	12	514±255	556±140	1.35	182–483	5– 862	+
I	641.6/163.4	7	195± 44	208± 73	1.08	243	26	–
J	672.2/146.9	11	2114±520	855±376	1.76	53	2834	++

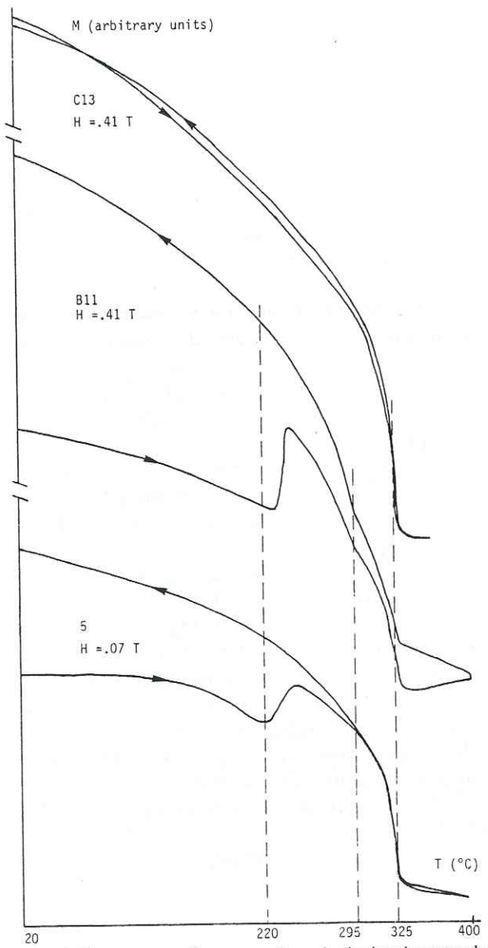


Fig. 7. Thermomagnetic curves of pyrrhotite-bearing samples showing the Curie temperatures of Fe_9S_{10} and Fe_7S_8 (295 °C sample B 11; all samples 325 °C) and the transition of antiferromagnetic to ferrimagnetic Fe_9S_{10}, here around 220 °C (samples 5, B 11); the rate for heating and cooling down to 250 °C is 120 °/h and then 1000 °/h.

natural one, with fewer domains or more strongly pinned walls. Correlation between Fe_9S_{10} occurrence and metamorphic grade within the pyrrhotite zone is not clear. In the same site (for example J) the presence of Fe_9S_{10} can be variable; however, it appears more abundant in the middle of the zone.

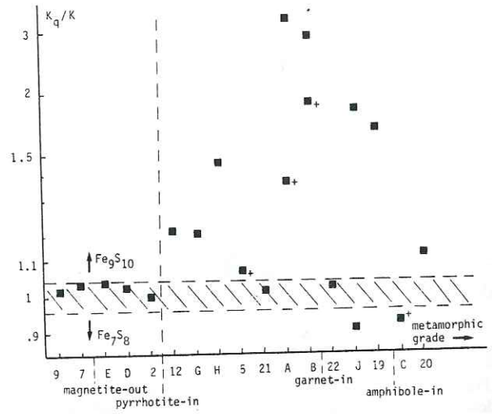


Fig. 8. Ratios K_q/K of low field susceptibilities before and after quenching from 250 °C in zero field; the domain above $K_q/K = 1$ corresponds to a mixture of Fe_9S_{10} and Fe_7S_8 and the domain below to Fe_7S_8 alone; crosses indicate samples where this interpretation has been confirmed by thermomagnetic curves; changes in K less than 5% are considered insignificant (hatched zone).

5.2. Susceptibility map

The preceding results have clearly established the appearance of pyrrhotite above a certain metamorphic grade and the possibility for field detection with the KT-5 susceptometer. However, large fluctuations of K at the metric scale in pyrrhotite-bearing rocks were also demonstrated. Consequently, a large number of regularly distributed measurements had to be taken at each outcrop. A susceptibility threshold is needed to decide if the detection of pyrrhotite is positive or not. From Fig. 5 and 6, taking into account the fluctuations in K_ℓ and the uncertainty on KT-5 measurements, a threshold at $K = 600 \times 10^{-6}$ SI was chosen.

The possibility to map metamorphic isograds with field magnetic measurements has already been suggested by Speer [22] who showed the coincidence between the aeromagnetic anomaly and the mineral assemblage in a contact aureole of a pluton, and by Hageskok [23] who studied basaltic dykes enduring amphibolitization, using an old version of the KT-5. To obtain a detailed mapping of the pyrrhotite-in isograde 2160 measurements were made at 62 outcrops separated by at least 2 km from each other. The number of outcrops was

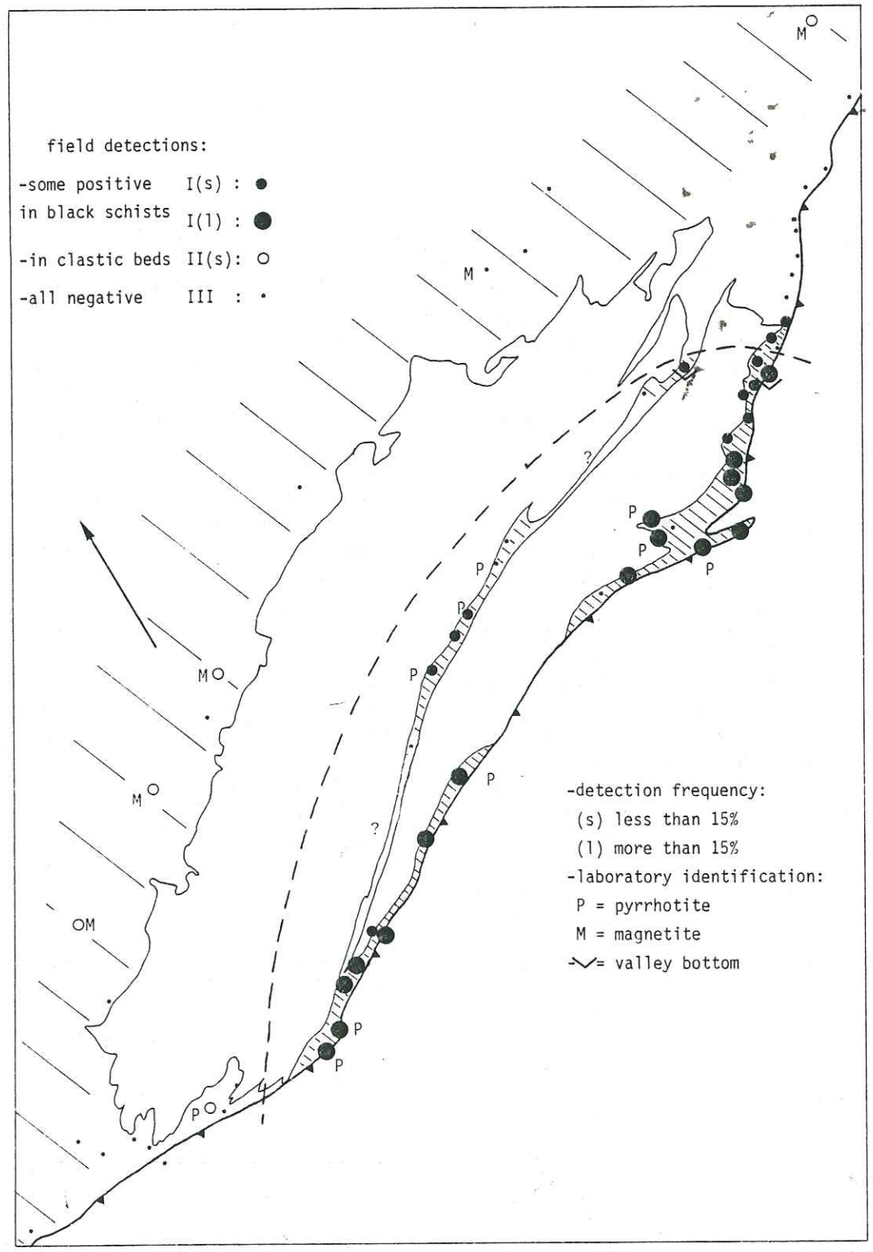


Fig. 9. Synthetic map showing the different types of localities according to field susceptibilities measurements; positive field detection of pyrrhotite corresponds to full circles, inferred magnetite and pyrrhotite zones within the Helvetic cover correspond respectively to large and small hatching.

limited by the narrowness of the structural zones, often only represented by Trias or Malm, and by bad morphologic conditions.

In Fig. 9 the sites where some measurements are above the threshold are labelled with closed or open circles depending on the lithology where high K values are obtained: either the typical black shales facies (type I outcrops) or only in calcareous or sandy clastic beds interlayered in the shales (type II). Also taken into account is the frequency of positive detection; subscript (s) refers to frequency less than 15%, and (l) refers to frequency greater than 15%. Negative measurements (i.e. all values less than 600×10^{-6} SI) correspond to type III.

A clear limit appears between a southern domain where outcrops are of type I(s) and type I(l), and a northern domain where outcrops are of type III or more rarely II(s). The results of rock magnetic investigations, namely the identification of magnetite or pyrrhotite, are also indicated by label (m) and (p), respectively. They confirm that type II outcrops correspond to anomalous amounts of magnetite of probable detrital origin, in specific clastic beds. Thus the above defined limit actually corresponds to the pyrrhotite-in isograde which appears to coincide with the stilpnomelane isograde (with the uncertainty of the basement area).

Three outcrops differ from this scheme. Two in the staurolite zone are of type III; this is correlated with a lack of sulphides in the rock, perhaps due to a misidentification with the neighbouring "Quarten-Schiefer" of the Upper Triassic. One site in the southwest which seems outside the pyrrhotite zone exhibits a rather large amount of pyrrhotite only in a massive spathic calcareous bed. In this case the temperature of reaction is probably lowered by the abundance of carbonates.

6. Discussion

The present data set is too small to draw the magnetite-out isograde precisely. However, it can be approximatively situated on the map of Fig. 9 using the K_f data (Fig. 5), taking also into account its position in the Dauphinois zone in the same context [4].

The pyrrhotite-in isograde is much more precisely determined, perhaps due to the strong contraction of the isotherms close to the Lepontine metamorphic high. However, looking into the details, a transitional zone exists where pyrrhotite is present in a concentration to low to be detected with field measurements, or where the detection is very sensitive to the choice of the outcrop:

(1) An altitude dependence is observed in the densely sampled northeastern border of the pyrrhotite zone: two sites in valley bottoms show strong susceptibilities while adjacent crests about 1 km higher exhibit no evidence for pyrrhotite (Fig. 9). This is in accordance with the northeast gently dipping attitude of the isotherms as inferred by Frey et al. [3].

(2) The effect of local tectonic processes on pyrrhotite appearance appears clearly in site G at Furka Pass: though pyrrhotite is detected by IRM thermal demagnetization over the whole outcrop, significant amounts are only observed in a meter-thick shearing zone corresponding to a late thrust. This effect could be due to mechanical heating, but more probably to stronger fluid activities within the shear zone as inferred by quartz and calcite segregates.

(3) The need for organic matter and pyrite association to observe the pyrrhotite isograde is evident from the observation of adjacent Triassic rocks, originally poor in organic matter: in the high-grade zone low susceptibilities and abundant pyrite are found in former Triassic shales, now transformed into amphibolitic schists.

Williamson and Myer [24] suggested that hexagonal pyrrhotite Fe_9S_{10} was representative of higher temperatures than the monoclinic form Fe_7S_8; indeed Fe_9S_{10} seems to be the stable form of pyrrhotite in many plutonic rocks [25]. Ward [20] also reports that Fe_7S_8 decays into Fe_9S_{10} and FeS_2 when heated above 230 °C in the laboratory; however, this reaction is reversible under slow cooling. The present data indicate that Fe_9S_{10} is present in almost the whole pyrrhotite zone, up to amphibolite facies, being perhaps more abundant in the middle of the zone, as observed by Carpenter [12]; however, the Fe_9S_{10}/Fe_7S_8 ratio is likely to depend more on rock composition and cooling conditions than on the highest temperature attained by the rock.

The matrix susceptibility K_ℓ has been considered independent of metamorphism in a first approximation. However, in Fig. 5 appears a more or less defined two-fold trend, which can be correlated with the mass transfer processes known in these rocks:

(1) In the anchizone and upper epizone pressure-solution processes dominate in shales [26] and lead to relative enrichment in phyllosilicates, the source of K_ℓ while quartz and calcite are transferred in veins which have not been included in the measured samples of 1 cm^3. This phenomenon results in a slight progressive increase of K_ℓ with increasing deformation and thus metamorphism at the regional scale. This increase is visible in Fig. 5 from site F to H and also in the former results from the Dauphinois zone [1]. It is not an effect of density which also increases according to metamorphism. K_ℓ (and K_f), although presented in volumetric units for comprehension purposes, is in fact determined in the laboratory in mass units —due to the small volume of the samples—and then converted using the same fictitious density of 2.65. This value fits reasonably the real span observed in this type of rocks.

(2) Different processes dominate when entering the lower epizone and mesozone. Phyllosilicates become highly reactant, releasing large amounts of Fe^{2+} ions in the fluid phase; these ions can be precipitated as sulfides which appear to be enriched, very mobile and often segregated in small volumes. This will decrease the amount of Fe^{2+} in the silicates and thus K_ℓ, as observed in Fig. 5. None the less these correlations concerning K_ℓ are based on too few data with respect to the originally heterogeneous material (see the observed lithological dependence of K_ℓ) to be established beyond doubt.

7. Conclusions

Using magnetic measurements, two previously unknown metamorphic isograde in the Helvetic zone have been established in the black shales facies. They correspond to the breakdown of detrital (titano-)magnetite and to the transformation of pyrite into pyrrhotite; both are in good accordance with the Swiss metamorphic map, obtained with standard petrological techniques, and correspond, respectively, to the anchizone-epizone boundary and to the middle epizone.

These reactions are detected by steplike variations of the low-field ferromagnetic susceptibility while the matrix susceptibility, which is mainly due to paramagnetic iron in silicates remains relatively constant. However, the matrix susceptibility also fluctuates, more progressively, according to lithology and the activities of the iron-bearing minerals.

Due to the strong increase in the low-field bulk magnetic susceptibility caused by the appearance of monoclinic pyrrhotite, it was possible to obtain a fast and precise mapping of this "magnetic isograde" using simple magnetic measurements in the field.

The antiferromagnetic hexagonal pyrrhotite is often observed together with the monoclinic form; their relative proportion shows no clear-cut temperature correlation within the pyrrhotite zone.

Acknowledgements

I am greatly indebted to P. Vialon who initiated this Swiss extension of my alpine work, to M. Maeder who did the Faraday balance measurements in the Laboratoire Louis Néel at Grenoble and to C. Laj from the Centre des Faibles Radioactivités at Gif sur Yvette where I conducted the thermal demagnetization experiments. W. Lowrie and an anonymous reviewer are thanked for great improvement in the legibility of the manuscript.

References

1 P. Rochette and P. Vialon, Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control, J. Struct. Geol. 6, 33–38, 1984.
2 R. Trumpy, An outline of the geology of Switzerland, in: Switzerland, 26th International Geological Congress, pp. 5–89, Wepf & Co., Basel, 1980.
3 M. Frey, V. Trommsdorff and E. Wenk, Alpine metamorphism of the Central Alps, in: Switzerland, 26th International Geological Congress, pp. 295–316, Wepf & Co., Basel, 1980.
4 P. Rochette and G. Lamarche, Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches: exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises), Bull. Mineral. 109, 687–696, 1986.
5 M.W. Hounslow, Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks, J. Geol. Soc. London 142, 995–1006, 1985.
6 D.A. Crerar, N.J. Susak, M. Borsik and S. Schwarz, Solubility of the buffer assemblage pyrite+magnetite in NaCl solutions from 200 to 350 °C, Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1427–1437, 1978.
7 A. Serres, Sur quelques composés du cobalt et du fer à paramagnétisme très faible et constant. J. Phys. Rad. 14, 689–690, 1953.

8 R.L. Hartstra, Grain size dependence of initial susceptibility and saturation-related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range, Geophys. J. R. Astron. Soc. 71, 477–495, 1982.

9 D.A. Clark, Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains, Geophys. Res. Lett. 11, 173–176, 1984.

10 A.J. Hall, Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature, Mineral. Mag. 50, 223–229, 1986.

11 W.W. Barker and T.C. Parks, The thermodynamic properties of pyrrhotite and pyrite: a re-evaluation, Geochim. Cosmochim. Acta 50, 2185–2194, 1986.

12 R.H. Carpenter, Pyrrhotite isograde in SE Tenessee and SW North Carolina, Geol. Soc. Am. Bull. 85, 451–456, 1974.

13 M.J. Ferry, Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism, Am. Mineral. 66, 908–930, 1981.

14 I.R. Plimer and T. Finlow-Bates, Relationship between primary iron sulphide species, sulphur source, depth of formation and age of submarine exhalative sulphide deposits, Mineral. Deposita 13, 399–410, 1978.

15 R.A. Berner, Sedimentary pyrite formation: an update, Geochim. Cosmochim. Acta 48, 605–615, 1982.

16 P. Rochette, G. Fillion, P. Mollard and R. Vergne, Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches, C. R. Acad. Sci., Paris 296, 557–559, 1983.

17 P. Rochettte, Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines, 136 pp., 3rd Cycle Thesis, Grenoble, 1983.

18 F. Hrouda, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, Geophys. Surv. 5, 37–82, 1982.

19 O. Ballet, J.M.D. Coey and K.J. Burke, Magnetic properties of sheet silicates; 2:1:1 layer minerals, Phys. Chem. Miner. 12, 370–378, 1983.

20 J.C. Ward, The structure and properties of some iron sulphides, Rev. Pure Appl. Chem. 20, 175–206, 1970.

21 E.J. Schwarz, Magnetic properties of pyrrhotite and their use in applied geology and geophysics, Geol. Surv. Can. Pap. 74-59, 24 pp., 1974.

22 J.A. Speer, The nature and magnetic expression of isograds in the contact aureole of the Liberty Hill pluton, South Carolina: summary, Geol. Soc. Am. Bull. 92, 603–609, 1981.

23 B. Hageskok, Magnetic susceptibility used in mapping of amphibolite facies recrystallisation in basic dykes, Tectonophysics 108, 339–351, 1984.

24 T.C. Williamson and G.H. Myer, A pyrrhotite-pyrite isograde in the Waterville area, Maine, Geol. Soc. Am. Abs., Pt. 7 (Ann. Meet.), p. 237, 1969.

25 M. Murata, T. Itaya and Y. Ueda, Sulphide and oxyde minerals from the Ohmine granitics rocks in Kü Peninsula, Central Japan, and their primary paragenetic relations, Contrib. Mineral. Petrol. 84, 58–65, 1983.

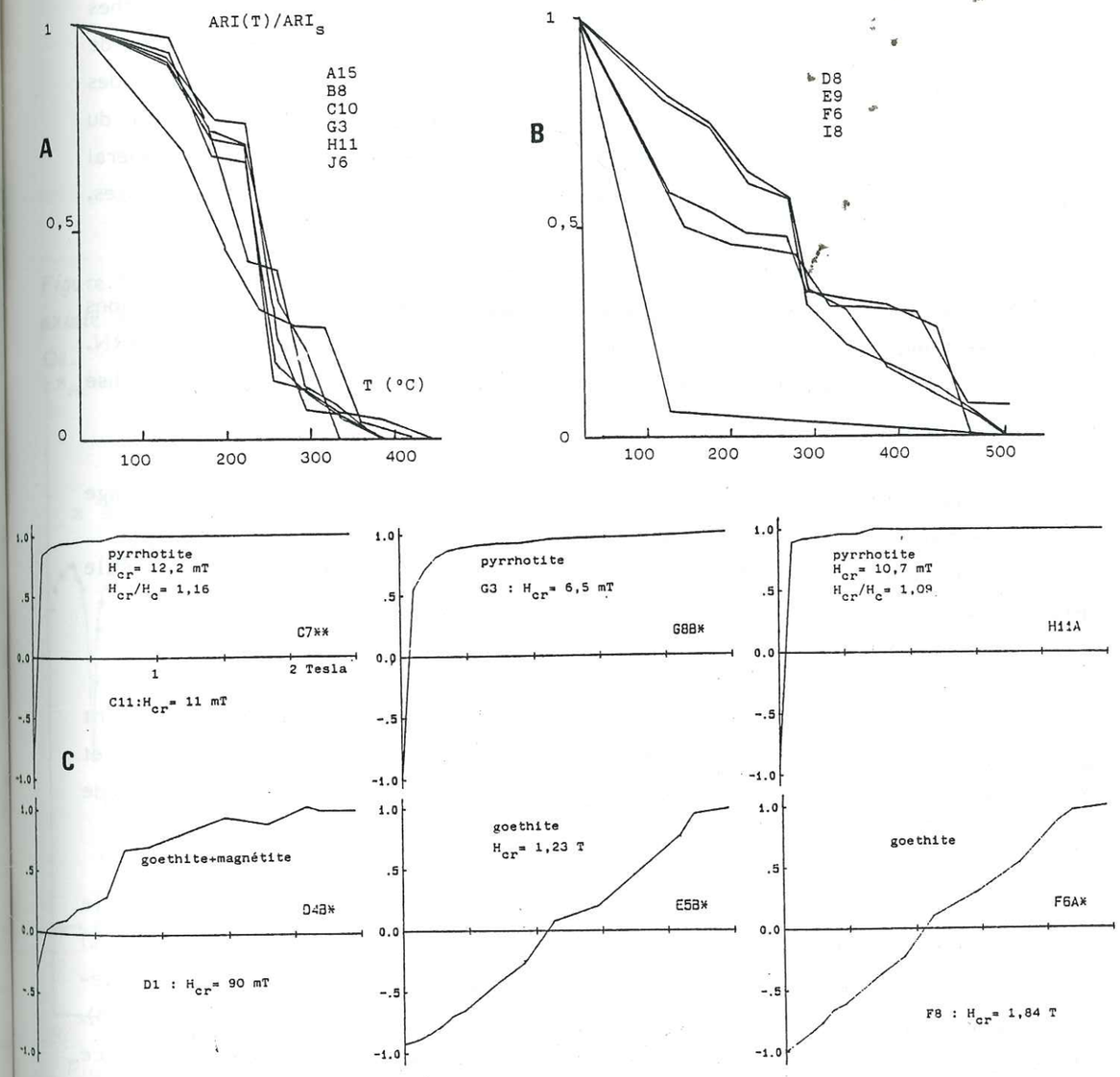
26 J.P. Gratier, Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rocks, in: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks, Jones and Preston, ed., Geol. Soc. Spec. Publ., 1987.

I.2. Annexe : compléments de minéralogie magnétique

A - Courbes de désaimantation d'ARI pour les échantillons à pyrrhotite.

B - Même chose pour les échantillons à titanomagnétite ou goethite.

C - Courbes d'acquisition de l'ARI inverse avec détermination de H_{cr} (electro-aimant + Molspin).



les valeurs de H_{cr} et H_c ont été déterminées précisément avec le magnétomètre SHE. Autres valeurs de H_{cr}(mT): A3 = 35, A9 = 140, B10= 13 C11 = 11.

I.3. Synthèse

I.3.1. Propriétés magnétiques de la pyrrhotite

La pyrrhotite ferrimagnétique monoclinique (Fe_7S_8) est considérée souvent comme un minéral magnétique exotique et a été très peu étudiée par les magnéticiens des roches par comparaison avec les spinelles ferrimagnétiques. Pourtant on la trouve dans de nombreuses roches sédimentaires à faciès réducteur, issue de la transformation des sulfures authigènes – pyrite, marcassite ($Fe\ S_2$) ou greigite (Fe_3S_4) – par l'effet du métamorphisme ou de la diagenèse (Ward, 1970 ; Lowrie et Heller, 1982), comme minéral primaire dans différentes roches magmatiques telles que granites, gabbros et péridotites, ou enfin associée à des minéralisations sulfurées.

De plus en plus fréquemment des études paléomagnétiques dans des formations nouvelles ou "revisitées" concluent à l'intervention probable de la pyrrhotite dans l'ARN. Cependant son identification n'est pas toujours aisée. Dans le présent travail on a utilisé différents critères :

- température de Curie $310 < Tc < 325°C$; spectre de températures de blocage souvent resserré près de Tc.
- association éventuelle avec la pyrrhotite antiferromagnétique hexagonale (Fe_9S_{10}) mise en évidence par l'étude thermomagnétique (Schwarz, 1975).
- fort rapport M_{rs}/K_0 et M_{rs}/M_s.

Ces critères, pas toujours accessibles, n'excluent cependant pas totalement d'autres minéraux tels que titanomagnétite (pseudo)monodomaine ou titanohématite et doivent être de préférence accompagnés d'évidences pétrologiques de la présence de sulfures.

La mise en évidence d'une propriété réellement caractéristique de la pyrrhotite serait donc très profitable au magnétisme des roches. Or l'étude de Pauthenet (1952) montre que l'aimantation ferrimagnétique, strictement confinée au plan $\perp c$ à température ambiante, s'en éloigne au dessous de la température de l'azote liquide (Fig. 5). Malgré le caractère apparemment continu du changement on peut soupçonner l'existence à basse température d'une transition caractéristique de nature similaire à la transition de Verwey sur la magnétite (changement des axes de facile aimantation). Cette transition serait passée inaperçue car très peu d'études de magnétisme des roches ont été faites en dessous de la température de l'azote liquide. L'échantillon de Pauthenet – un monocristal

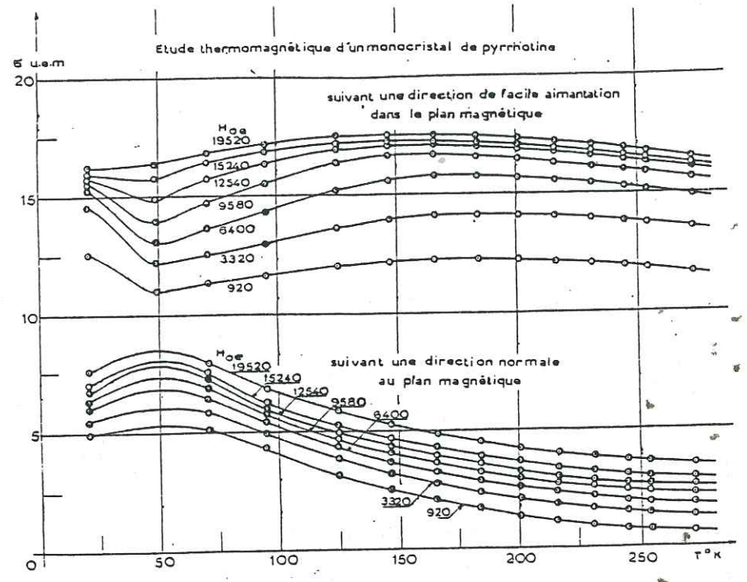


Figure 5 - Etude originale de Pauthenet (1952) : mesure de l'aimantation par extraction axiale dans un electroaimant ; la valeur de champ pour chaque courbe est indiquée en Oe.

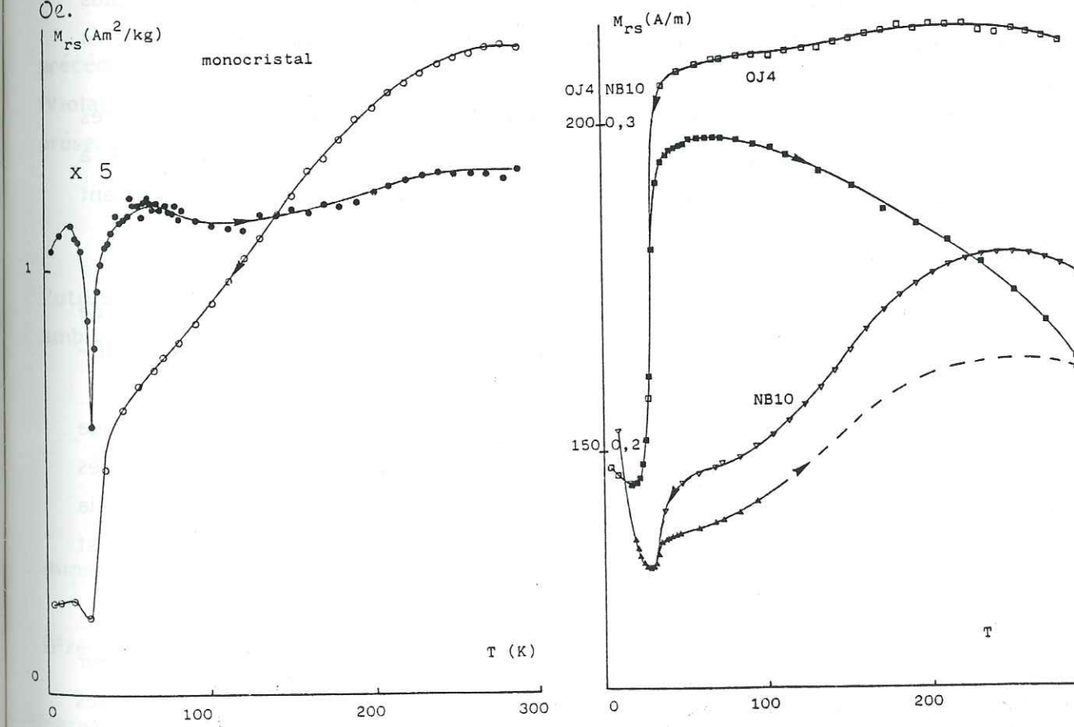


Figure 6 - Etude en champ nul de l'ARI du monocristal de la Fig. 5 acquise $\perp c$ à 290 K. L'échantillon est refroidi jusqu'à 4,2 K puis réchauffé à l'ambiante dans le magnétomètre cryogénique SHE. Pour la courbe de chauffe l'échelle d'aimantation est multipliée par 5.

Figure 7 - Mêmes mesures que Fig. 6 sur deux schistes à pyrrhotite de la zone Delphino-helvétique.

naturel taillé en sphère de 3,5 mm de ϕ – a donc été repris pour une étude à basse température de l'ARI_s acquise à l'ambiante dans le plan facile (Fig. 6). Comme on pouvait s'y attendre pour un matériau massif, les variations (± continues) des constantes d'anisotropie conduisent à une large désaimantation au cours du refroidissement. Cependant on observe aussi un comportement de "transition" vers 30 K. Au cours de la chauffe depuis 4,2 K des mesures très détaillées montrent un creux très brutal à 30 K suggérant que l'axe facile quitte le plan $\perp$ c. La faible extension en température de ce creux expliquerait pourquoi les mesures de Pauthenet – faites seulement à 20,4 (hydrogène liquide) et 50 ou 70 K – ne montraient pas de changement drastique de M_s.

Le même type d'expérience effectué sur deux schistes à pyrrhotite (Fig. 7) montre aussi un décrochement très net vers 30-35 K avec un comportement général du type transition de Verwey. En particulier l'échantillon J4 (faciès amphibolite, Suisse) à large grains polydomaines de très faible H_{cr} et aux plans faciles très bien orientés dans la direction de mesure, montre un saut à 30 K et une perte en fin de cycle beaucoup plus forts que l'échantillon NB10 (Dauphinois interne) à fort H_{cr} et monodomaines désorientés (voir plus loin).

D'autres expériences (étude de $M_s(T)$, structure RX et neutrons) sont nécessaires pour comprendre la nature de cette apparente transition magnétique caractéristique à 30 K, mais on peut espérer obtenir ainsi un critère nouveau et particulièrement puissant d'identification de la pyrrhotite.

Dans les marnocalcaires sombres du Jurassique Delphino-helvétique deux types de pyrrhotite apparaissent à métamorphisme croissant avec des caractéristiques très différentes.

Le premier type (A) se forme, de manière non systématique, en même temps que disparait la magnétite primaire à la transition anchizone-épizone. Il est donc très probable que les grains se forment directement ou indirectement aux dépens de la magnétite selon les réactions décrites § I.1. Ce type d'occurrence de la pyrrhotite est caractérisé par :

- une très faible teneur (10 - 100 ppm d'après M_{rs}) du même ordre que la teneur initiale en magnétite ; ceci rend la mesure de M_s et la détection de Fe_9S_{10} impossibles du fait de la composante paramagnétique.
- un fort champ coercitif : $-100 < H_{cr} < 200$ mT – avec pour conséquence des valeurs de K_A très faibles.

- une ARN très stable, aux directions bien groupées, correspondant à une ATR ou ARC avec une composante secondaire très faible.

Ces deux dernières caractéristiques indiquent une nature monodomaine probable des grains en présence (d < 3 µm ; Clark, 1984).

Par opposition la pyrrhotite (B) est issue de la pyrite – la réaction est visible en lame mince – dans un contexte épizonal nettement plus profond (isogrades du stilpnomélane ou de la biotite d'après Carpenter, 1974) et correspond à :

- une teneur de l'ordre du % en larges grains polydomaines (d > 50 µm) coexistant souvent avec Fe_9S_{10}.
- un champ coercitif relativement très faible (de l'ordre de 10 mT) indiquant la rareté des défauts susceptibles de s'opposer au déplacement des parois. En effet Clark trouve pour une poudre broyée de taille moyenne 83 µm H_{cr} = 18 mT.
- un rapport K_A/K_{ℓ} > 10
- une large diminution de K_{ℓ} (jusqu'à 50% dans la direction du champ appliqué précédemment) après acquisition d'ARI ou ARA. Cet effet déjà signalé dans la magnétite (Violat et Daly, 1971) ou l'hématite (Kobayashi et Smith, 1965) semble dans le cas présent d'une ampleur particulière.
- une ARN très dispersée avec une forte viscosité.

On voit donc que la distinction entre ces deux types de pyrrhotite, nécessaire pour l'utilisation de ce minéral comme index de métamorphisme, est expérimentalement sans ambiguité.

I.3.2. Zonation minérale dans le Jurassique Delphino-helvétique

Les deux chapitres précédents ont permis de définir régionalement trois zones minérales à métamorphisme croissant :

- zone non métamorphique à anchizonale avec (titano-)magnétite détritique (Freeman, 1986). K_{ℓ} est généralement de l'ordre de 10^{-4}.
- zone faiblement métamorphique où la magnétite est déstabilisée. Des reliques peuvent cependant subsister en donnant des K_{ℓ} de l'ordre de 10^{-5} ($< 4.10^{-5}$). De la pyrrhotite de type (A) peut apparaître, semble-t-il uniquement dans le Lias calcaire.
- zone la plus métamorphique à pyrrhotite de type (B) issue de la pyrite ($K_{\ell} > 6.10^{-4}$).

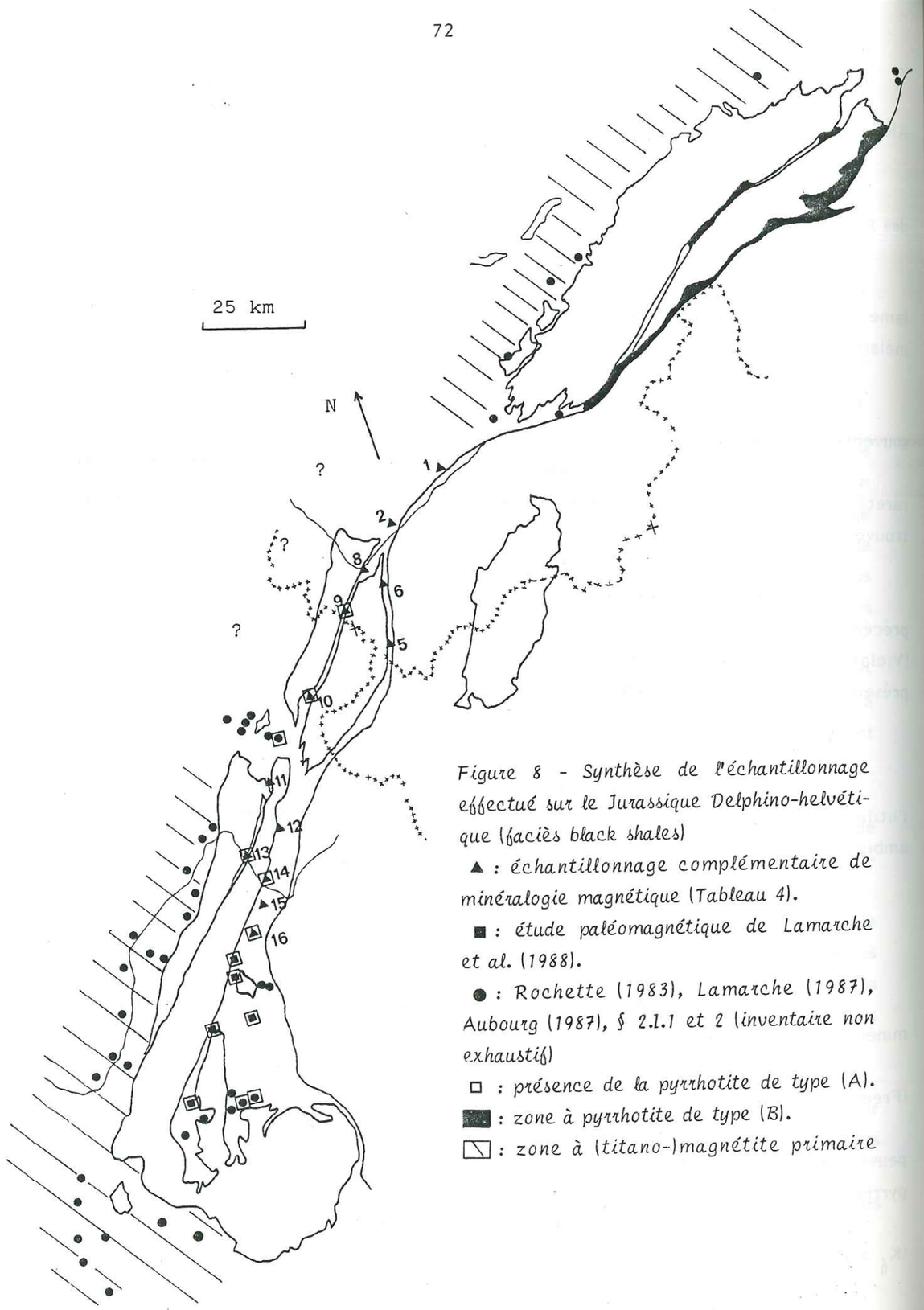


Figure 8 - Synthèse de l'échantillonnage effectué sur le Jurassique Delphino-helvétique (faciès black shales)

▲ : échantillonnage complémentaire de minéralogie magnétique (Tableau 4).

■ : étude paléomagnétique de Lamarche et al. (1988).

● : Rochette (1983), Lamarche (1987), Aubourg (1987), § 2.1.1 et 2 (inventaire non exhaustif)

□ : présence de la pyrrhotite de type (A).

▬ : zone à pyrrhotite de type (B).

▨ : zone à (titano-)magnétite primaire

Les passages entre ces différentes zones ne correspondent pas à des isogrades de métamorphisme au sens strict car les réactions en cause dépendent crucialement des fugacités de O_2 et S. Le système n'est pas monovariant, à moins que f_{O_2} et f_S soient maintenues constantes par d'autres réactions (maturation de la matière organique ? cf. Hall, 1986). Cette difficulté se traduit par une certaine dépendance lithologique de la zonation. Cependant à l'échelle régionale du faciès des black shales jurassiques on peut quand même attribuer une valeur d'isogrades aux réactions mises en évidence.

Afin d'effectuer une synthèse régionale un échantillonnage complémentaire a été effectué entre les deux zones précédemment étudiées : en Suisse le long du Rhône à l'Ouest de l'Aar et en France dans les synclinaux médian et de Chamonix ainsi qu'aux revers du Mont-Blanc et de Belledonne (Fig. 8). La mesure de K_f, K_a et M_{rs} (Tableau 4)montre que l'on est partout en dehors des zones à magnétite et à pyrrhotite (B). Une procédure rapide d'identification de la pyrrhotite (A) a été choisie, à partir de l'expérience accumulée précédemment : l'ARI à saturation est désaimantée dans 100 mT alternatifs et par chauffe à 100°C ce qui élimine la goethite et la plus grande partie de la (titano-)magnétite. Un résidu d'ARI > 25% indique nécessairement la présence de pyrrhotite (A) ou d'hématite. Les échantillons sont ensuite chauffés à 280 puis 330°C ; une chute brutale de l'ARI identifie la pyrrhotite. Notons qu'il est possible que des échantillons à faible teneur en pyrrhotite relativement à la teneur en magnétite donnent un résultat négatif. On constate (Fig. 8) que la pyrrhotite (B) est assez largement distribuée dans la zone Dauphinoise interne (en incluant les résultats de l'étude de Lamarche et al., 1988) mais qu'elle n'a pas été observée dans la zone Helvétique. Ceci pourrait être dû à un échantillonnage trop restreint où à l'absence des faciès favorables du Lias calcaire.

SU 87 : 1	2	5	6	8	9*	10*	11	12	13*	14*	15	16*
K_A : 27,6	5,3	< 1	< 1	< 1	3,7	6	9,6	< 1	12,8	3,8	4,7	24,6
K_f : 25,5	6,2	4,3	5	4,1	7,4	4,5	8,9	1,3	8,1	8,2	20,8	30
K_l : 45,4	29	23,1	312	23,8	46,4	22,1	61,8	33,7	27,5	44,7	42,9	108
M_{rs} : 214	67	17	21	3,1	342	117	121	5,1	335	47,3	50	426
R_1(%) : 21	23		5		75	47	41		59	45	21	70
R_2(%) :					1,5	19			21	44		36
R_3(%) :						4			2	2		0

*Tableau 4 - Echantillonnage complémentaire de minéralogie magnétique (cf. Fig. 8). Susceptibilités K_A, K_f, K_l en 10^{-6} SI, ARI à saturation en mA/m, résidu après désaimantation à 100 mT et 100°C (R_1) puis à 280 (R_2) et 335°C (R_3). * : échantillons à pyrrhotite (A).*

I.3.3. Perspectives sur la minéralogie magnétique des black shales

La généralisation des phénomènes magnétiques mis en évidence sur les marno-calcaires du Jurassique Delphino-helvétique à d'autres "black shales" d'âge et de localisation différents doit être envisagée de manière prudente. Concernant les propriétés de la matrice, en particulier l'importance de la composante paramagnétique des phyllo-silicates, cette généralisation est tout à fait justifiée comme l'a montré l'étude d'autres exemples (cf. § 3.III et 4.I). Par contre concernant la zonation métamorphique de la composante ferromagnétique les conditions nécessaires ne sont pas toujours réunies. Dans le Flysch Eocène Dauphinois (Lamarche, 1987, § 3.III) riche en faciès de schistes noirs, la valeur de K_0 est très faible partout sans effet visible du métamorphisme. La disparition de la magnétite dans les métasédiments n'est pas non plus une règle générale : on trouve des marbres à magnétite ($K \simeq 10^{-2}$) dans la zone d'Urseren et une étude en cours de la zone à pyrrhotite des Appalaches (Carpenter, 1974) montre l'abondance de quartzites à magnétite.

Concernant la zone Dauphinoise deux perspectives principales s'ouvrent :

- dans le cadre d'un sondage profond implanté en avant de Belledonne la susceptibilité magnétique (par diagraphie ou au laboratoire) serait un outil de choix pour estimer le degré d'évolution métamorphique (Rochette et al., 1987).

- L'existence de nombreux sites à pyrrhotite (A) permet d'envisager une extension de l'application paléomagnétique testée § I.1. Des résultats nettement plus conséquents ont déjà été obtenus sur le basculement des Massifs Cristallins Externes (Lamarche et al., 1988).

II - Propriétés magnétiques des granites

II.1. Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: inference on magnetic fabric interpretation

By Olivier Jover[1], Pierre Rochette[2], Jean Pierre Lorand[3], Michel Maeder[4] et Jean Luc Bouchez[1]. *(en préparation)*

Abstract. With in view a better understanding of the origin of the susceptibility in the Variscan granitoids of the French Massif Central, for which extensive structural mapping using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility technique is currently applied, a detailed study of magnetic carriers has been undertaken. The magnetic mineralogy tools, including the high-field cryogenic magnetometer, have been used. Additional determinations of the opaque phases have been performed with the metallographic microscope, the X-ray micro-diffraction and the electron microprobe techniques.

In almost all the granite types, the magnetic susceptibility is essentially carried by the paramagnetic biotite crystals. Minor amounts of ubiquitous oxydes (ilmenite, rutile, ±(titano)-hematite) do not contribute significantly to the susceptibility. Such is also the case for rare occurences of magnetite (<10 ppm).

For some granitoids, mainly the cordierite-bearing anatexites, sulfides are found to give a large contribution. Magnetic mineralogy identifies a mixture of a monoclinic pyrrhotite-like ferromagnetic species and of the antiferromagnetic Fe_9S_{10} hexagonal pyrrhotite (hpo). Since the grain to grain X-Ray micro-diffraction and microprobe identify only the Fe_9S_{10} hpo, the ferromagnetic species is attributed to smythite (Fe_9S_{11}). This sulfide is identified with the microscope and the microprobe, as an alteration product of the primary pyrrhotite (hpo), located along the basal cleavage plane of the hpo, the microfractures and the grain-boundaries. Other sulfides have been recognized (secondary pyrite and marcassite) but do not contribute significantly. This study, which constitutes the first report of the magnetic properties of smythite in rocks, indicates that magnetic carriers deriving from low-temperature alteration have to be taken into account for purposes of structural studies using the AMS

I- INTRODUCTION.

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique became potential as a tool for structural geology since a correlation between AMS and petrofabric was demonstrated for some rocks by Graham (1954). Such a correlation has been further verified and discussed by many workers, on sedimentary rocks (Rees, 1965; Kliegfield *et al*, 1981; Rochette et Vialon, 1984) and variously metamorphic rocks (Balsley and Buddington, 1960; Khan, 1962; Bathal, 1971; Hrouda, 1982). The AMS is represented by an ellipsoid with K1≥ K2 ≥ K3 as semi-axes.

The petrofabric of granitic rocks mainly results from their deformation at the magmatic state, i-e as a crystal-mush system. It induces a preferential linear and planar disposition of the anisotropic crystals (Marre, 1982; Pons, 1983) which is considered to parallel the kinematic frame of the granite during flow. This is in rather good conformity with the numerical and experimental simulations which consider anisotropic rigid particles embedded in a viscous matrix (Jeffery, 1922; March, 1932; Willis, 1977; Ferguson, 1979; Fernandez *et al*,1983). Some authors (Heller, 1973; Guillet *et al*, 1983) have observed a good correlation between the axes K1 and K3 of the AMS and, respectively, the flow line and the normal to the flow plane of the granites, as deduced from classical structural measurements.

A recent systematic AMS study of Variscan granites in the north-western Massif Central in France, viz. the Guéret and the Nord-Millevaches granites, has revealed a remarkable regularity of the K axes over more than five thousand square kilometers (Bouchez *et al*, 1984; Jover, 1986; Jover et Bouchez, 1986). These directional data (magnetic fabric) correlate well with the structural ones (petrofabric) in places where classical measurements could be performed. Consequently, they are correlated with the kinematic axes of the concerned granites, imprinted during magmatic flow. In order to strengthen the conclusion that the magnetic fabric has a magmatic or primary (or magmatic) versus a secondary origin, it is here presented a detailed study of the minerals which bear the magnetic susceptibility.

The different minerals contributing to susceptibility will be

characterized by the tools which are now familiar in magnetic mineralogy (Lowrie and Heller, 1982), including the high field cryogenic magnetometer (Rochette *et al*, 1983). Optical microscopy in the reflection mode, and quantitative determinations using the X-Ray micro-diffraction technique and the electron microprobe analyser will further precise the latter determinations.

II- SAMPLING

The Variscan metamorphic series of the western Massif Central in France are intimately associated with syntectonic granitic massifs (Jover and Bouchez, 1986). Two of them (Fig.1) have been the object of systematic AMS measurements using a Digico apparatus (Centre des Faibles Radioactivités, Gif-sur-Yvette; IFREMER, Brest; Laboratoire de Pétrophysique, Université de Genève). 1812 oriented specimens have been cored over 400 different sites covering more than 5000 km^2. 13 of these specimens, considered as best representing the granitic sub-types of the area, have been selected for this study.

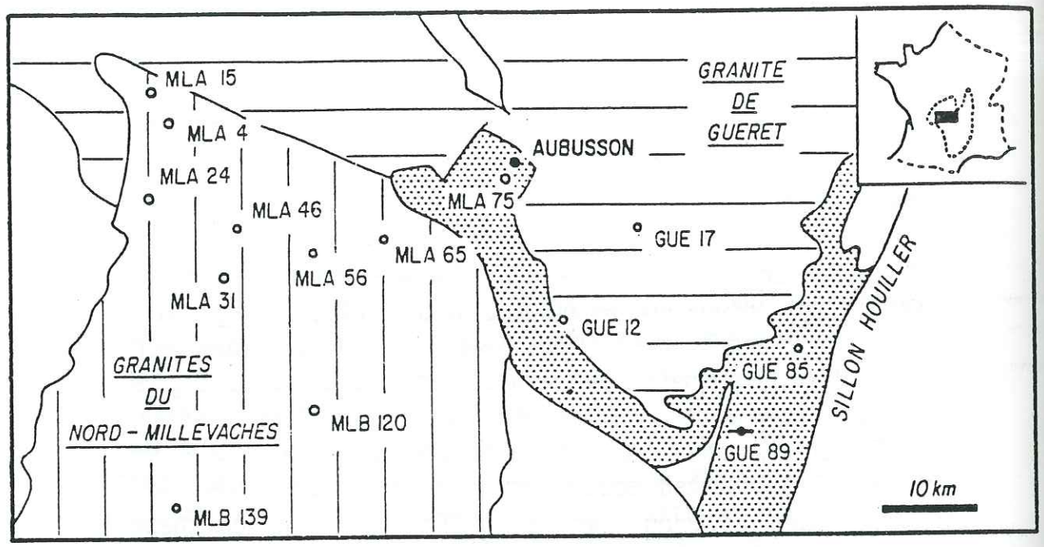
(1) 8 specimens come from the Nord-Millevaches granitoids (family I). MLA 56 and MLB 120 are biotite-bearing monzonitic granites; MLA 24 and MLA 46 are garnet and cordierite enriched leucocratic granites (Ia). MLA 4, MLA 31, MLA 65 and MLB 139 are collected from the different S-type, biotite+muscovite-bearing, peraluminous granites (Ib) which intrude the latter sub-types.

(2) 3 specimens, GUE 12, GUE 17 and GUE 89 come from the biotite and cordierite-bearing Guéret granite (family II). Through a sole of transitional granite, represented by the above mentionned GUE 89 specimen, these granites horizontally overlie cordierite-bearing anatectic formations (Vauchelle et Lameyre, 1983; Jover, 1986) from which samples GUE 85 and MLA 75 are collected (family III).

III- METHODS

Magnetic mineralogy determinations are derived from the study of the magnetic properties of the rock, at varying fields and

Figure 1. Schematic geological map of the north-western Massif Central in France (cartoon) and localization of the specimens.



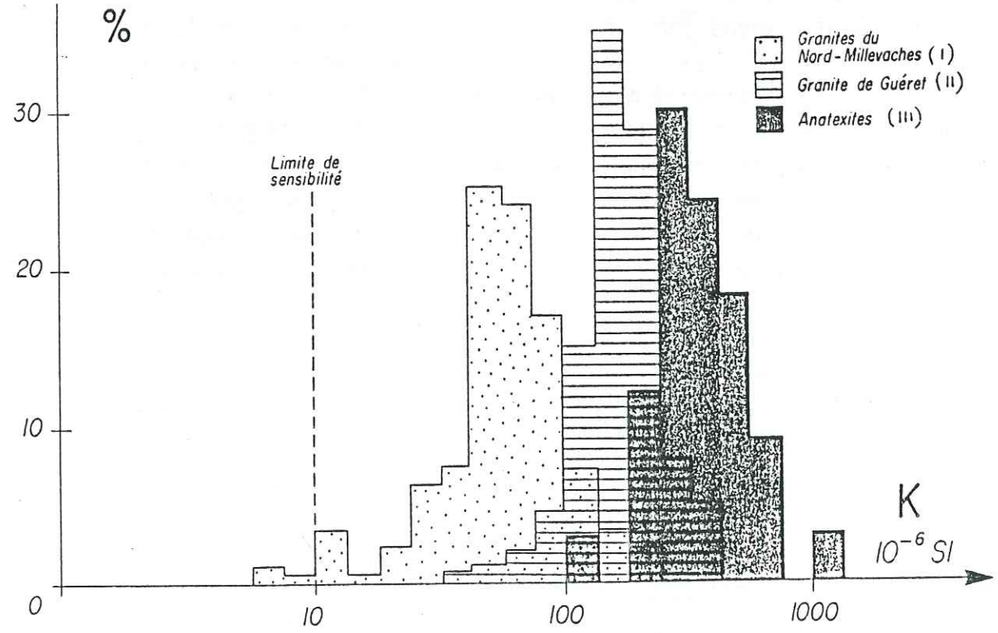


Figure 2. Frequency histogram of the low-field bulk susceptibilities of the 1812 specimens of granitoids collected over the north-western Massif Central. The three maxima respectively correspond to family I (Nord-Millevaches granites), II (Guéret granites) and III (Anatexites) mentionned in text. Measurements performed with the Digico apparatus.

temperatures. The other kinds of determinations are presented over the heading of "direct determinations".

1-Magnetic mineralogy.

The magnetic crystals, responsible for the induced bulk magnetization M of a rock subjected to a magnetic field H, are usually classified into two categories (Daly, 1967; Henry and Daly, 1983): the ferromagnetic (and ferrimagnetic) crystals, and the matrix. Crystals forming the matrix have diamagnetic, paramagnetic, and sometimes antiferromagnetic properties. Hence, a rock bulk susceptibility $K_0 = M/H_0$, classically measured at low field (here H_0= 1 mT) and at room temperature (RT), is then the addition of a ferromagnetic K_f contribution and a matrix $K_/$ contribution ($K_0 = K_f + K_/$). The ferromagnetic crystals, which have high intrinsic susceptibilities, may be present in small quantities in granites; low intrinsic susceptibilities charaterize the matrix crystals which, on the contrary, are aboundant in these rocks.

a - Ferromagnetic crystals. These crystals have susceptibilities which tend to zero in high field, contrarily to the matrix susceptibility which is independant of the applied field. Therefore, it is possible to separate the matrix and ferromagnetic contributions by means of high-field measurements of the induced magnetization. This is here realized at H> 3 T using the cryogenic magnetometer (SQUID) of the Louis Néel Laboratory in Grenoble. This apparatus measures the magnetization of 1cc samples with a sensitivity of 2. 10^{-4} A/m under a field range up to 4. Tesla, and a temperature range of 2-400 K. Measurements in two field values give by substraction the $K_/$ contribution to K_0. Hence K_f at low field H_0 is equal to $K_0 - K_/$.

If ferromagnetism is due to a unique or a dominant crystal species, its nature can be determined by the behaviour of its remanent magnetization (M_r) as a function of the applied field at RT, using the SQUID apparatus. The resulting Isothermal Remanent Magnetization (IRM) curves give the remanent coercitive field H_{cr} and the remanent magnetization at saturation M_{rs} which characterize the ferromagnetic species. The latter defined

magnetic parameters for the studied specimens are reported in Table I.

Determination of the range of blocking temperatures, obtained from thermal demagnetization of M_{rs} in zero magnetic field gives additional information on the nature of the ferromagnetic crystal species. Precisions concerning the nature of sulfide minerals have been obtained by studying the induced magnetization versus temperature at constant field, i-e thermomagnetic curves using the Curie balance.

b -Mineralogy of the matrix . At high field the bulk susceptibility is entirely due to the contribution of the matrix (K_f). As a function of temperature $K_f(T)$ can be written : $K_f = (C/T-\Theta)+D$ (Rochette *et al.,* 1983), where $(C/T-\Theta)$ is the paramagnetic T-dependent contribution. C is the Curie constant and Θ is the paramagnetic Curie temperature (K). D is the diamagnetic (±antiferromagnetic) contribution which is considered to be constant. The paramagnetic Fe^{2+} equivalent content t, in metal weight percent, is obtained using the relation: t= C/197.1 (Rochette, 1983) where C is given in $10^{-4} K^{-1}$, assuming a density of 2.65.

As $K_f(T)$ can also be written under the form: $(K_f - D)^{-1} = (1/C)T-\Theta/C$, D is obtained from the best fit linear correlation (R being the correlation coefficient) between $(K_f-D)^{-1}$ and T (Fig. 4a). Table II reports the latter constants and values for three specimens which have been selected for detailed matrix study.

2-Direct determinations.

The opaque minerals have been systematically looked for under the microscope and qualitatively determined in the reflection mode at x500 magnification. Micro-analysis of some sulfides has been performed with the automatized CAMEBAX electron microprobe of the Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris) equiped with wavelength dispersive spectrometers. The analytical conditions were as follows: acceleration voltage: 15 kV; counting time: alternatively 6 seconds for sample and background; sample current: 10nA. Cu, Ni and Co have been analysed using pure metals as standards, and Fe and S, using a pyrite crystal. Additionally, two

Fam: specimen	K l	K f	% mat.	Mrs	Hcr	Mrs/K f	Dom. ferromag. species
Ia: MLA 56	71.6	(0)	100.	13.	(-)	(-)	
Ia: MLB 120	91.2	(0.7)	99.	37.	533.	(-)	(t)hem
Ia: MLA 24	21.0	12.	64.	193.	52.	16.	mt
Ia: MLA 46	-3.6	0.3	100	9.	(103)	(-)	(t)hem(+ goe)
Ib: MLA 4	63.3	(0)	100.	80.	533.	(-)	(t)hem
Ib: MLA 31	79.6	3.	96.	21.	52.	7.	(t)mt
Ib: MLA 65	10.2	(0.5)	99.	26.	239.	68.	(t)hem
Ib: MLB 139	128.	5.	96.	37.	20.	8.	(t)mt
II: GUE 12	215.	17.	93.	367.	72.	22.	"m. po"
II: GUE 17	140.	5.	96.	66.	478.	15.	(t)hem
II: GUE 89	212.	4.	98.	390.	494.	113.	(t)hem
III: GUE 85	414.	526.	44.	40500.	45.	77.	"m. po"
III: MLA 75 a 75 b	335. 230.	1893. 1257.	15. 15.	79500. 64100.	11. (-)	42. 51.	"m. po"

Table I. Synopsis of the magnetic "parameters" determined on the specimens taken as representative of the granitoids from north-western Massif Central. K_l: high-field susceptibility (matrix); K_f: ferromagnetic s.l. susceptibility; %mat= $(K_l x100)/(K_l+K_f)$; M_{rs}: remanent magnetization at saturation. H_{cr}: coercitive field. Units: K, and K_f: 10^{-6} SI; M_{rs}: 10^{-3}A/m; M_{rs}/K_f and H_{cr}: 10^3 A/m.

Specimen	D (10-6 SI)	Θ	C	(1.-R) x 10 000	% Fe 2+ equiv.	n
Ia : MLA 56	-16.5	15.2	245.	7.75	1.24	15
Ib : MLA 4	-13.6	12.8	219.	1.81	1.11	19
II : GUE 17	-14.8	8.9	453.	4.22	2.30	16

Table II. D (diamagnetic contribution), Θ (paramagnetic Curie temperature) and C (Curie constant in $10^{-4} K^{-1}$) for three specimens having a negligible ferromagnetic contribution to susceptibility, obtained from the best linear fit of $(K_l-D)^{-1} = f(T)$ at low temperature. R: linear correlation coefficients; n: number of measurements; % Fe^{2+} equivalent: calculated paramagnetic Fe^{2+} (see text and figure 4).

pyrrhotite grains have been picked-up for X-ray micro-diffraction and mounted in a Gandolfi camera fitted with a Phillips diffractometer (PW 1050; Cu (K alpha) anticathode, Ni filter; Muséum d'Histoire Naturelle). The raw data have been refined using the unpublished computer program of D. Fauquier (Laboratoire de Minéralogie, Muséum d'Histoire Naturelle).

IV- RESULTS

1-Low-field susceptibility and matrix contribution.

The frequency histogram of the bulk susceptibility K_0 (Fig.2) of the 1812 specimens measured with a Digico apparatus , displays three maxima. They correspond to the main petrographic subtypes of the area: the Nord-Millevaches granites (Ia,b), the Guéret granites (II) and the anatectic formations (III). Sorting of the K_l and K_f contributions allows to derive the matrix percentage: %mat.= K_l x 100/K where K=K_l + K_f (Table I) It indicates that families (I) and (II) have matrix contributions above 93% (except for MLA 24); family III clearly departs from the latter by a %mat. under 44%, down to 15%. Family II departs from family I mainly by its higher K_l values and by somewhat higher K_f values (ferromagnetic contributions up to 7%). The latter subtypes are rather well differentiated in the K_l, K_f field (Fig.3) where a further distinction can be made for family I between the biotite-free and biotite-bearing granites.

2-Nature of matrix.

The most representative granite types of families I and II have been studied for their K_l versus T variations (Fig.4: 4a: MLA 56, family Ia; 4b: MLA 4, family Ib; and 4c: GUE 17, family II). The D diamagnetic contributions giving the best fits of $(K_l-D)^{-1} = f(T)$, with R coefficients very close to 1 (Table II), come from the quartz and feldspar crystals. The values of D (-13.6 to -16.5 10^{-6}) closely approach that of a synthetic monocryst of quartz measured with the Kappabridge apparatus of Grenoble, giving D=-14.7 10^{-6}

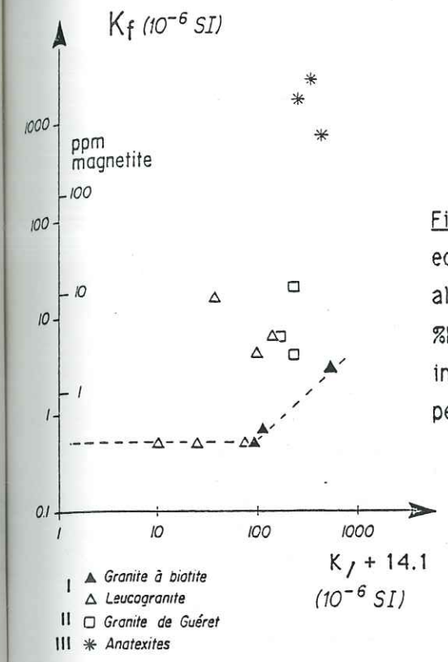


Figure 3. K_f versus (K_l-D) contributions (D= constant diamagnetism equated to that of quartz) for the studied specimens. The K_f axis is also graduated in ppm magnetite-equivalent, and the K_l axis in $\%Fe^{2+}$ ions. Dashed line: sensitivity on K_f, partly depending on the K_l intensity; the sensitivity on K_l is much better. Measurements performed with the Kappabridge apparatus.

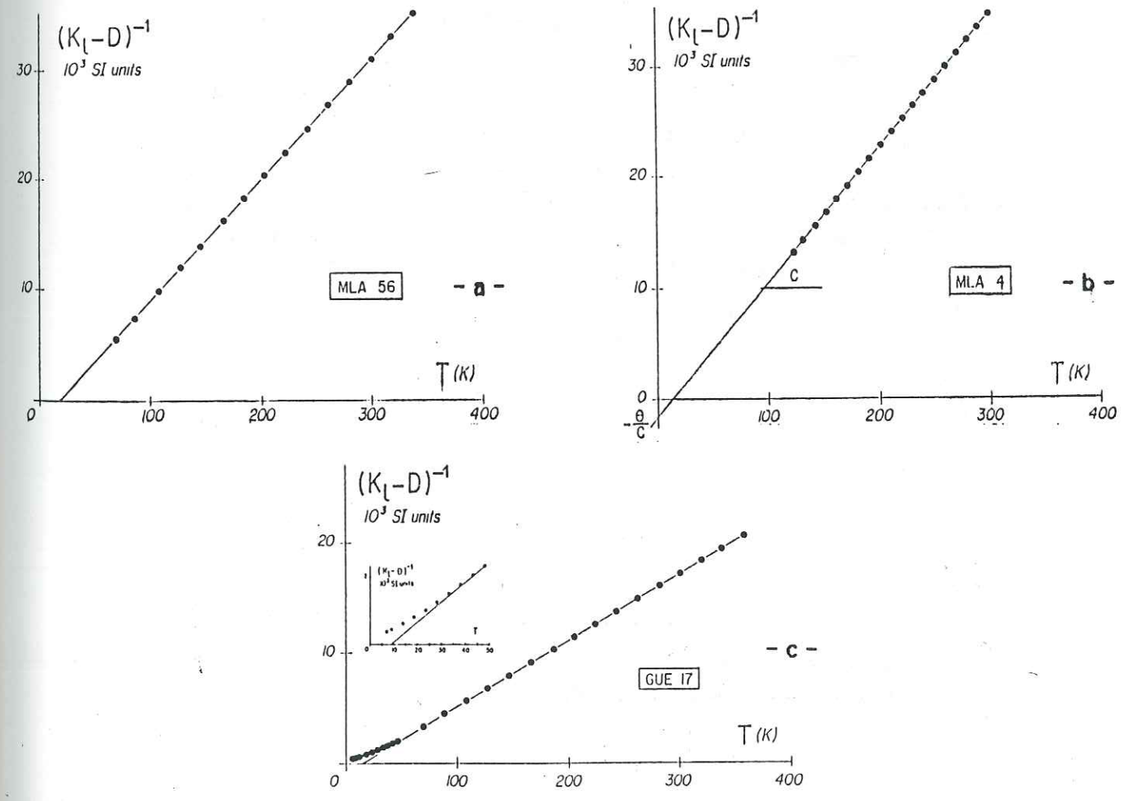


Figure 4. $(K_l-D)^{-1}$ versus T linear variations for specimens MLA 56 (a), MLA 4 (b) and GUE 17 (c).The chosen D value corresponds to the best linear fit (see Table II).

S.I. The very good linearity down to 70 K observed in figure 3 clearly shows that, apart from the diamagnetic contribution, K_f is due to paramagnetic minerals with very low temperature ordering like ferromagnesian silicates. This excludes the presence of ilmenite for which the ordering temperature is 55 K (O'Reilly, 1984). In fact ilmenite has not been detected with the microscope in these samples (Table III). Garnet and cordierite could play a role for a few samples, however these species are much less aboundant than the phyllosilicates and cannot account for the observed anisotropy as they are presumably isotropic considering their crystallography and the absence of shape fabric. The phyllosilicates of our granites comprise mainly biotite, up to 15% of the rock in families II and III, and muscovite: the obtained values of θ and the non-linearity below 40 K for sample GUE 17 (Fig.4c) exclude muscovite for which θ is nearly zero, and well agree with the data of Ballet (1979) on pure biotite. This is not surprising because the iron amount of biotite is commonly an order of magnitute higher than that of muscovite. Hence the paramagnetic susceptibility, corresponding to 0.2 to 8.6 % of Fe^{2+} ions in the rocks (Fig.3), is chiefly due to biotite, excepted perhaps in some very leucocratic rock-types.

3- Nature of the Ferromagnetics.

Qualitative determination with the microscope and relative abundance of the opaque minerals in the selected specimens have been reported in Table III. Oxides, mainly ilmenite and rutile, are often present in each granite subtype. Sulfides, mainly pyrrhotite coexisting with minor chalcopyrite, pentlandite, smythite, pyrite and marcassite, are observed in the Guéret granites (family II: GUE 12 and GUE 17) and in the anatexites (family III: GUE 85 and GUE 75). These sulfides and oxides form a classical paragenesis for the biotite ± cordierite (± orthopyroxene) I and S granite types of Chappell and White (1974). They evidence either an early crystallization, when present in minute inclusions (~ 10-30 µm) within feldspar, garnet or quartz, or at least a primary (magmatic) crystallization under the more usual form of elongate grains, 100-300µm in maximum length, disseminated along the silicate grain boundaries.

Among the observed opaque minerals, only magnetite, hematite,

Specimen	Petrographic nature	Opaque abundance	mt	ilm	rut	po	pn	cp	py	mk	sm	hyd
Ia: MLA 56	biot-porphyr.	(+)	(+)	0	(+)	0	0	0	0	0	0	0
Ia: MLB 120	biot-porphyr.	++	0	++	+	0	0	0	0	0	0	(+)
Ia: MLA 24	gt-cd-leucocr.	+	-	+	0	0	0	0	0	0	0	0
Ia: MLA 46	gt-cd-leucocr.	-	0	-	0	0	0	0	0	0	0	0
Ib: MLA 4	mu-biot-leuco.	-	0	0	(+)	0	0	0	0	0	0	0
Ib: MLA 31	mu-biot-leuco.	+	0	-	++	0	0	0	0	0	0	0
Ib: MLA 65	mu-biot-leuco.	-	0	0	0	0	0	0	-	0	0	0
Ib: MLB 139	biot-leuco.	+	+	+	(+)	-	0	0	0	0	0	0
II: GUE 12	biot-cord.	+++	(+)	++	+	+++	(+)	+	+	+	+	+
II: GUE 17	biot-cord.	(+)	0	(+)	0	0	0	0	0	0	0	0
II: GUE 89	biot-cord.	+	0	0	0	(+)	0	(+)	(+)	0	0	++
III: GUE 85	anatexite	+++	-	++	(+)	+++	0	+	+	+	++	0

Table III. Abundance and optical determinations of the opaque and oxide minerals in the chosen set of representative specimens. Abundance: +++ very frequent; ++ frequent; + present; (+) rare; - trace; 0 absent. Abreviations: mt: magnetite; ilm: ilmenite; rut: rutile, but possible confusion with breakdown products of sphene for grain-sizes less than 10µm; po: pyrrhotite; pn: pentlandite; cp: chalcopyrite; py: pyrite; mk: marcassite; sm: smythite; hyd: hydroxides.

goethite (among other oxydes), monoclinic pyrrhotite and smythite have ferro- or ferrimagnetic properties. Ferromagnetism of ilmenite, which is often mentionned as a ferromagnetic species, in fact originates from titano-hematite lamellaes exsolved from ilmenite (O'Reilly, 1984). Monoclinic pyrrhotite Fe_7S_8 is a ferrimagnetic mineral with a Curie temperature T_{C2}=300-325°C, whereas the hexagonal pyrrhotite Fe_9S_{10} has antiferromagnetic properties at RT; however it becomes ferrimagnetic above 190-220°C with a Curie temperature T_{C1}=265-295°C (Ward, 1970; Schwarz, 1974). Therefore, magnetic sorting of these sulfides can only be obtained through thermomagnetic curves. The magnetic properties of smythite, Fe_9S_{11}, are poorly known, but are considered to be similar to that of the monoclinic pyrrhotite because of similar crystal structures (Ward, 1970; Benett *et al.*, 1972; Taylor and Williams, 1972). Hence, determination of Fe_7S_8 from the magnetic properties is here referred to as "Fe_7S_8", i-e a pyrrhotite-like phase with a monoclinic structure, indicating that this sulfide may represent smythite as well (see §d).

a-Identification of the ferromagnetics using H_{cr}.

Determination of the coercitive remanent field H_{cr} allows to separate two kinds of specimens (Table I). Due to the usually low intensity of saturation remanence relative to the measurement sensitivity (2.10^{-4} A/m) and to the induced magnetization due to paramagnetism, it was impossible to precisely determine H_{cr} in some samples.

(i) The samples for which H_{cr}<55 10^3A/m (I_a:MLA 24, I_b: MLA 31 and MLB 139; III: MLA 75 and GUE 85) contain dominant (titano-)magnetite and/or sulfide species (pyrrhotite). Deciphering between the latter species can be done by comparing the H_{cr} value with that of the M_{rs}/K_f ratio (Table I). Rochette and Lamarche (1986) have shown that M_{rs}/K_f is much smaller than H_{cr} (MLA 24, MLA 31 and MLB 139) in case of magnetite, and equal to, or larger than H_{cr} (MLA 75 and GUE 85) in case of pyrrhotite (*see also* Harstra, 1982; Clark, 1984).

Presence of magnetite in MLA 24 is further evidenced by a well-defined low-temperature transition at T=120 K, i-e the Verwey transition characteristic of Fe_3O_4. Due to the large ferromagnetic component it was possible to obtain from the high-field data the intensities of the induced saturation magnetization M_S in MLA 75 and GUE 85; the rather large values of M_{rs}/M_S, from 0.22 to 0.4, are also in favour of pyrrhotite.

Hence granites of family I are considered to bear mainly (titano-)magnetite, in small amounts (< 10 ppm; Fig.3) considering the %mat. value; those of family III, mainly pyrrhotite.

(ii) The samples for which H_{cr}>250 10^3 A/m (I_a:MLB 120: I_b: MLA 4 and MLA 65; II: GUE 17 and GUE 89) contain (titano-)hematite and/or goethite crystals as the dominant ferromagnetic species.

(iii) Samples with intermediate H_{cr} values, namely MLA 46 (Ia) and GUE 12 (II), probably contain a mixture of the latter species, with dominant hematite (±goethite) for MLA 46 (H_{cr}=130), and dominant sulfides for GUE 12 (H_{cr}=93).

b-Identification using the thermal demagnetization of M_{rs}.

In case of high H_{cr} values, thermal demagnetization curves of M_{rs}, normalized to the isothermal remanent magnetization at RT (Fig.5) give indications on the concerned crystal species. For example, magnetization rapidly disappears above 100°C for goethite, whereas for hematite the blocking temperature exceeds 600°C.

The latter behaviour prevails for GUE 89 (II; Fig. 5d) in apparent contradiction with the microscopic examination stressing that abundant hydroxydes are present. However, the magnetic properties of hydroxydes are poorly known, and some goethite crystals have been shown to have a very low remanent magnetization (Strangway *et al.*, 1968). In addition, presence of minute crystals of hematite within the hydroxydes, say 0.1µ in size, i.e. under the optical resolution, may account for the observed magnetization. The M_{rs} value of GUE 89 indeed corresponds to about 500 ppm hematite-equivalent.

The thermal demagnetization curves for specimens MLA 46 (Ia;

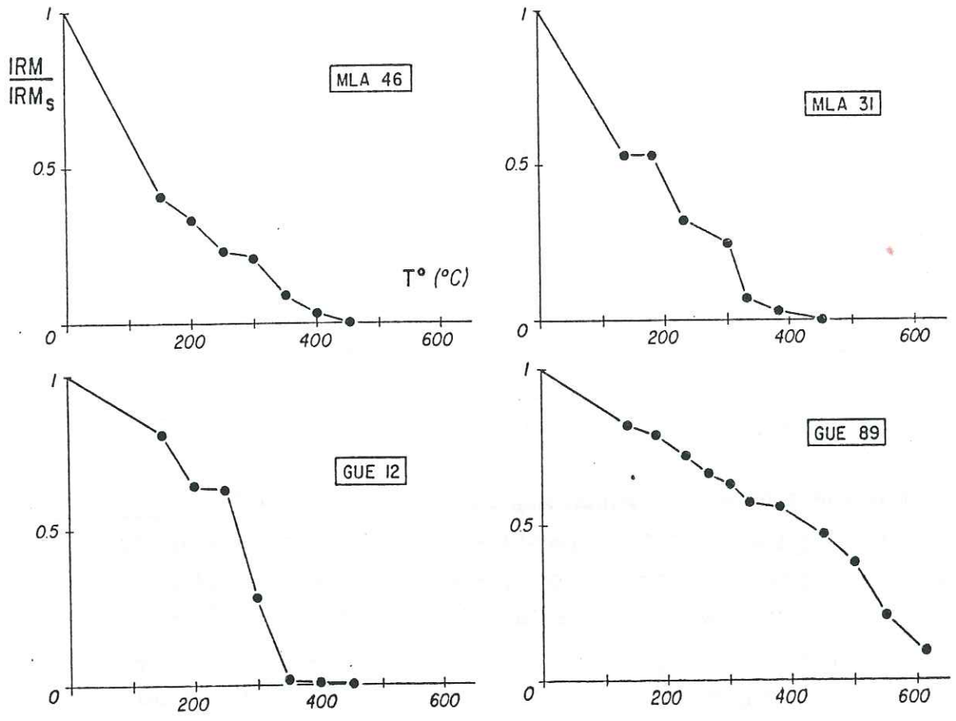


Figure 5. Thermal demagnetization curves, normalized to the isothermal remanent magnetization, for specimens MLA 46 (a), MLA 31 (b), GUE 12 (c) and GUE 89 (d).

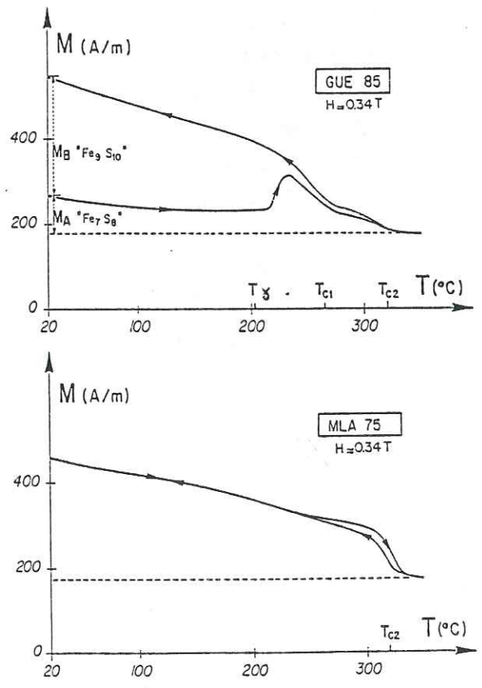


Figure 6. Induced magnetization curves at constant field (H= 0.34 T) as a function of temperature, for the pyrrhotite-bearing specimens GUE 85 and MLA 75, using the Curie balance. T_Y is the antiferro-/ferrimagnetism transition of Fe_9S_{10}. Tc_1 and Tc_2 are the Curie temperatures of respectively Fe_9S_{10} and Fe_7S_8. *Broken line* : paramagnetic contribution including the apparatus intrinsic constant. *Heating rate* : 80°C/h. *Cooling rates* : 80°C/h down to 230°C, and 1000°C below 230°C.

Fig. 5a) and MLA 31 (I_b; Fig. 5b) have similarly concave shapes with blocking temperatures in between 100° and 500°C (Fig. 5 b and c). This indicates the presence of (titano-)magnetite and/or (titano-)hematite. Discrimination between these two species is allowed by the H_{cr} values (see above): MLA 46 has dominant hematite, and MLA 31, dominant magnetite. Decrease in magnetization between 20° and 100°C could be due to goethite, but more pronounced slopes are expected for goethite (Rochette and Lamarche, 1986).

The last type of thermal demagnetization behaviour is given by GUE 12 (II; Fig. 5c). A similar behaviour is observed for GUE 85 and MLA 75 (III). The curve is convexe in shape with a rapid decrease in magnetization between 250° and 350°C, typical of the "Fe_7S_8 monoclinic pyrrhotite".

c-Magnetic identification of the sulfides. In the two latter specimens, namely GUE 85 and MLA 75, the high values of K_f with respect to K_j (%matrix respectively 44 and 15) makes possible to use the thermomagnetic data obtained with the Curie balance (Fig.6). The resulting curve for GUE 85 (Fig. 6a) typically indicates, according to Schwarz (1974), a mixture of "Fe_7S_8" and Fe_9S_{10}. With increasing temperature (80°C/hour) the γ-transition of Fe_9S_{10} from antiferro- to ferrimagnetism is first observed at 215°C; then show up the Curie temperatures, respectively of Fe_9S_{10} (T_{C1}=275°C) and "Fe_7S_8" (T_{C2}=320°C). A rapid decrease in temperature (1000°C/hour under 230°C) helped to quench the ferrimagnetic structure of Fe_9S_{10}: the γ-transition is no more encountered and a much higher magnetization is obtained at RT. On the other hand, the curve of MLA 75 do not show any significant hysteresis, and the obtained Curie temperature at 310°C is typical of "Fe_7S_8". These results are similar to those of the pyrrhotite-bearing schists from Switzerland, obtained with the same apparatus (Rochette, 1987), with T_γ=220°C, T_{C1}=295°C, T_{C2}=325°C, and also comparable with the data of Schwarz (1974) for synthetic specimens, with T_γ=190-215°C, T_{C1}=265°C,

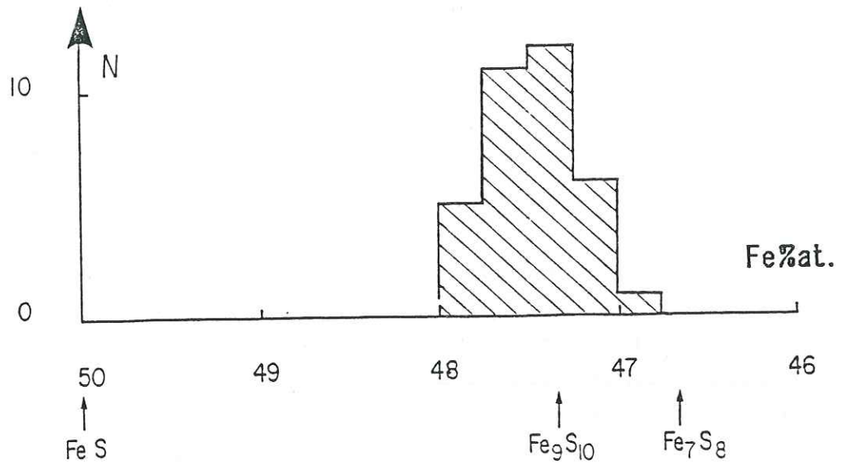


Figure 7. Frequency histogram of Fe-atom percent (microprobe) of unaltered pyrrhotite grains from specimens GUE 12 and GUE 85 (35 analyses over 11 different grains). *Arrows*: Fe%at. for FeS, Fe_9S_{10} and Fe_7S_8.

	Sample GUE 12			
h k l	meas. 2θ	meas. d	calc. 2θ	calc. d
100	29.970	2.979	29.919	2.984
002	31.250	2.860	31.168	2.867
101	33.860	2.645	33.385	2.647
102	**43.730**	2.068	43.749	**2.067**
110	53.130	1.722	53.116	1.723
103	57.170	1.610	57.184	1.609
012	64.520	1.443	64.479	1.444
004	65.010	1.433	65.001	1.434
202	71.130	1.324	71.181	1.323

Table IV. Measured and recalculated 2θ and d-spacing, obtained by X-Ray micro-diffraction from two pyrrhotite grains of specimen GUE 12. Calculation using the hexagonal lattice (D. Fauquier, unpublished program, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris). Parameters of the lattice: a= 3.446±0.0011 (Å); b= 5.734±0.0023; volume= 58.95±0.061.

T_{c2}=300-310°C. The latter discrepancies on the order of 10°C are attributed to small compositionnal variations of the sulfides, including Ni impurities or lattice defects.

From figure 6a the hexagonal/monoclinic ratio can be estimated using the Schwarz' method:

$$h/m=(M_B/M_A)x(M_{sm}/M_{sh}) \sim 5$$

with M_{sm}=15.3 and M_{sh}=10.2 Am^2/kg. The total amount of monoclinic pyrrhotite is obtained with a good precision from the M_S value given by the cryogenic magnetometer: 0.44 and 0.62 weight% respectively for GUE 85 and MLA 75a.

d-"Direct" determinations of the sulfides. Two grains of unaltered pyrrhotite (~500 µm) have been picked out of thin sections from specimens GUE 12 and GUE 85 , and X-rayed. The hexagonal structure of pyrrhotite is evidenced for both grains by the unique 102 peak (Table IV). The iron atome percent (Fe%at.) deduced from the d(102) spacing (Yund et Hall, 1969) is 47.40 for one grain and 47.85 for the other.

These values agree with the 35 microprobe analyses, performed over a population of 11 grains of pyrrhotite devoid of visible alteration, and also collected from specimens GUE 12 (II) and GUE 85 (III). The frequency histogram of Fe%at. (Fig. 7) clearly enters the field of Fe_9S_{10}, and fits with the nC field of the hexagonal pyrrhotites of Murata *et al.* (1983). The spreading of the histogram (>1. Fe%at.) partly toward Fe_7S_8 has also been observed by Murata *et al.* (1983) in granitic rocks from Japan. It cannot be attributed to the analytical errors (± 0.3 Fe%at.). However, in the studied grains, presence of monoclinic pyrrhotite as an exsolved phase within the hexagonal one (Arnold, 1967) is not evidenced under the microscope, even with the use of the etching technique (Mc Clay, 1982). It is therefore concluded that true monoclinic pyrrhotite is not present in the specimens for which "Fe_7S_8" has been determined using the magnetic properties.

e- Alteration of pyrrhotite . A large proportion of the pyrrhotite crystals, especially those located at the silicate grain-boundaries, shows up various phases of alteration products,

developping either from the grain-rims or from transgranular microfractures. Among these products some scarce subareas have the yellowish color of the monoclinic pyrrhotite. On the contrary, the yellow-greyish color typical of *smythite* develops at the expense of pyrrhotite, mainly along its (0001) basal cleavage planes. In fact, a microprobe analysis of such an area has given [Fe $_{8.944}$, $Ni_{0.022}$, $Co_{0.034}$] $S_{10.91}$. In addition, the most altered pyrrhotite grains often contain the common pyrite±marcassite association, locally replaced by goethite. The latter sequence, which corresponds to a progressive oxidation and hydration at subsolidus temperatures, is well-known in magmatic rocks (Wattmuff, 1974; Einaudi, 1971).

It is concluded that monoclinic pyrrhotite may be present in small amount in the granite paragenesis as an alteration product. However, this amount cannot account for the large fraction (≈ 20%) of "magnetic Fe_7S_8" . Therefore, "Fe_7S_8" determined by the magnetic properties is concluded to represent smythite. In turn, smythite must have magnetic properties close to those of monoclinic pyrrhotite (Benett *et al.*, 1972).

V-DISCUSSION and CONCLUSION

This magnetic mineralogy study of the granitoids from the north-western part of the french Massif Central helps to better understand the trimodal distribution of the bulk susceptibility histogram (Fig. 2).

In the Nord-Millevaches granites (family I), the intensity of the bulk susceptibility is low ($K < 132\ 10^{-6}$ SI) and dominated by the paramagnetism of the ferromagnesian silicates among which biotite largely prevails. In specimen MLA 46, particularly poor in biotites (<1%), the paramagnetic contribution is lower than the diamagnetic contribution of the quartz grains ($D = -14\ 10^{-6}$ SI; Table II), thus giving a negative bulk susceptibility ($K = -3.3$). Within family I, and excepted specimen MLA 24, the ferromagnetic (s.l.) contribution is very low (<5%; Table I). It is mainly due to hematite (± goethite) and/or to small amounts (< 10 ppm) of (titano-)magnetite (MLA 24; MLA 31 and MLB 139). On the basis of

the magnetic properties, no clear distinction can be made to account for the petrographic subdivision of family I, into ±biotite ± garnet ±cordierite-bearing granites (Ia), and late-emplaced leucogranites (Ib).

In the biotite ± cordierite-bearing granites of Guéret (family II), the intensity of the bulk susceptibility is higher ($145 < K < 232$) than in the latter granite, and still dominated by the paramagnetism of biotite. The higher paramagnetic susceptibility of family II with respect to family I is due to the larger biotite fraction (about twice as abundant), in spite of the slightly lower intrinsic Fe^{2+} content of the biotites of family II (J.M. Stussi, pers. com.). The ferromagnetic contribution of these granites keeps rather low; it is mainly due to (titano-) hematite, and to pyrrhotite ± smythite (± magnetite) for the higher K_f contribution (7% in GUE 12).

Hence, in families I and II, the anisotropy of the low-field magnetic susceptibility (AMS) mostly reflects the preferred orientation of the biotite within the rock. Therefore the AMS can be used as a marker for granite flow during the late stages of magmatic emplacement.

In the anatexites (family III) which underlie the Guéret granites, the intensity of the bulk susceptibility is always high ($100 < K < 2000$ *in* Fig. 2, and $K > 1000$ for the chosen specimen). The paramagnetic contribution of family III, equal or higher than that of family II, reflects indeed its average higher biotite content. But family III departs from the latter by its high contribution of the ferromagnetics (> 56%) due to some sulfide minerals. Among the sulfides, the hexagonal pyrrhotite (hpo), which is the primary sulfide species of the paragenesis, is not responsible for the high K_f contribution because of its low ferrimagnetism. Hence, apart from possible minor amounts of monoclinic pyrrhotite (high temperature alteration of the hpo ?), the main contribution to K_f is due to the highly ferromagnetic smythite which is a low temperature alteration product of hpo. Pyrite and marcassite, which are the common end-products of pyrrhotite by alteration, due to their very low susceptibility (Serres, 1953), do not significantly contribute to the bulk susceptibility. Hence, the anatexites which have high susceptibilities contain quite large smythite/hpo fractions (~ 20% for GUE 85 and ~100% for MLA 75). Alteration of

these sulfides increases the content of pyrite, marcassite and hematite (± hydroxydes) with correlative lower values of the bulk susceptibility. Along with a possible lower content in primary pyrrhotite, alteration of the sulfides explains the spreading of the susceptibility histogram of figure 2 toward low K values.

With in view the use of the AMS as a tool for structural mapping of magma flow, one has therefore to pay attention to the significance of measurements for which the anisotropy is controlled by a magnetic carrier like smythite which is a secondary, post granite emplacement, phase. However, because a close continuity is observed in the AMS directions (Jover, 1986) between the different sulfide-bearing rock-types whatever the amount of mpo (alterations at various T), it is assumed that the fabric of smythite mimicts that of the primary hpo. This is probably due to in-situ transformation by iron depletion with crystal-lattice continuity during alteration. Hence, in this case, the pattern of the macrofracture network through which the alterating fluids have flowed may have a negligible magnetic signature.

Finally it is stressed that quantitative determinations from magnetic measurements, here in terms of Fe^{2+} and pyrrhotite amounts, are established for 1cc samples. Because of the large chemical heterogeneities at this scale, such measurements cannot be directly exprapolated to the scale of the outcrop or the massif. This is examplified by the subsamples MLA 75 a and b which come from the same 10cc standard cylindrical specimen. The matrix/ferromagnetic contribution ratio (*)
(Table I). In field studies, the problem of heterogeneity is overcome by the number of samples which are collected within a given outcrop as well as within a given massif (Jover, 1986).

* remains constant while a 50% variation is observed on K_ℓ and K_δ

AKNOWLEDGMENTS: Carlo Laj (CFR, Gif-sur-Yvette), Bertrand Sichler (IFREMER, Brest) and Jean-Jacques Wagner (Petrophysics Laboratory, University of Geneva) are kindly thanked for their facilities to use their Digico apparatuses. Jean-Marc Stussi (CRPG, Nancy) gave us additional informations on the petrography of the studied granitoids. Financial support was provided by the UA CNRS n° 732, the GPF Program of BRGM-CNRS and the CREGU (Nancy).

REFERENCES

Arnold R G (1967) Range in composition and structure of 82 natural terrestrial pyrrhotites. Can. Mineral. 64: 405-419.

Ballet O (1979) Fe^{2+} dans les silicates lamellaires: étude magnétique et Mössbauer. Université de Grenoble Thesis.

Balsley J R and Buddington A F (1960) Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. Am J Sci 258 A: 6-20.

Bathal R S (1971) Magnetic anisotropy in rocks. Earth Sci Rev 7: 227-253.

Bennett C E G, Graham J and Thornher M R (1972) New observations on natural pyrrhotites. Part I: Mineralographic techniques. Am Mineral 57: 445-462.

Bouchez J L, Jover O and Diot H (1984) Anisotropie de la susceptibilité magnétique et structures magmatiques dans les granitoïdes du massif de Guéret occidental, BRGM Ed., GPF2, 85-3: 35-48.

Bouchez J L and Jover O (1986) Le Massif Central: un chevauchement de type himalayen vers l'Ouest Nord-Ouest. C Rend Acad Sci Paris 302 II, 9: 675-680.

Chappell B W and White A J R (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geol 8: 173-174.

Clark D A (1984) Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. Geophys Res Lett 11: 173-176.

Daly L F (1967) Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposées: leur séparation. C Rend Acad Sci Paris 264: 1377-1380.

Einaudi M T (1971) The intermediate product of pyrrhotite alteration. Am Mineral 56: 1297-1301.

Ferguson C C (1979) Rotations of elongate rigid particles in slow non-newtonian flows. Tectonophysics 60: 247-262.

Fernandez A, Feybesse J L and Meyzure J L (1983) Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimentional simple shear. Bull Soc Géol France 7-XV, 3: 319-326.

Guillet P, Bouchez J L and J J Wagner (1983) Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif -France-. Tectonics 2/5: 419-429.

Graham J W (1954) Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geol Soc Am Abstact Prog 65: 1257-1258.

Hartstra R L (1982) Grain-size dependence of initial susceptibility and saturation-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 Plan Sci Lett 20: 180-188.

Henry B and Daly L (1983) From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: the prospect of finite strain calibration. Tectonophysics 98: 327-336.

Hrouda F (1982) Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys Surveys 5: 37-82.

Jeffery G B (1922) The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. Proc R Soc London 102: 161-179.

Jover O (1986) Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (Massif Central français): analyse structurale et modèle de mise en place. These Université de Nantes, 233 p

Jover O and Bouchez J L (1986) Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français. C Rend Acad Sci Paris 303 II, 10: 969-974.

Khan M A (1962) The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. J Geophys Res 67: 2873-2885.

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 Plan Sci Lett 55: 181-189.

Lowrie W and Heller F (1982) Magnetic properties of marine limestones. Rev Geophys Space Phys 20: 171-192.

March A (1932) Mathematische Theorie der Regelung nach des Korngestalt bei affiner Deformation. Zeitschr Kristallogr 81: 285-297.

Marre J (1982) Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. BRGM Ed., Manuels et Méthodes: 128 p.

Mc Clay K L (1982) Fabric in ores : pyrrhotite. *in* Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics, G J Borradaile et al. Ed., Springer-Verlag: 74-75.

Murata M, Itaya T and Ueda Y (1983) Sulfide and oxyde minerals from the Ohmine granitic rocks in Kü Peninsula, Central Japan, and their primary paragenetic relations. Contr Mineral Petrol 84: 58-65.

O'Reilly (1984) Rock and mineral magnetism. Blackie Ed. Glasgow, 220 p.

Pons J (1983) Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale -Espagne-. Bull Soc Géol France XV: 349-355.

Rees A I (1966) The effects of depositionnal slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands. J Geol 74: 856-867.

Rochette P (1983) Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Université de Grenoble Thesis, 136 p.

Rochette P (submitted) Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isograde". Earth Plan. Sci. Lett.

Rochette P, Fillion G, Mollard P and Vergne R (1983) Utilisation d'un magnetometre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. C R Acad Sci. Paris 296: 557-559.

Rochette P and Vialon P (1984) Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (french Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. J Struct Geol 6: 33-38.

Rochette P and Lamarche G (1986) Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minerales dans les roches: exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). Bull Minéral 109: 687-696.

Serres A (1953) Sur quelques composés du cobalt et du fer à paramagnetisme tres faible et constant. J Phys Rad 14: 689-690.

Strangway D W, Honea R M, McMahon B E and Larson E E (1968) The magnetic properties of naturally occuring goethite. Geophys J R Astr Soc 15: 345-359.

Schwarz E J (1974) Magnetic properties of pyrrhotite and their use in applied geology and geophysics. Geol Surv Canada Paper 74/59: 24 p.

Taylor L A and Williams K L (1972) Smythite $(Fe,Ni)_9S_{11}$: a redefinition. Am Mineral 57: 1571-1577.

Vauchelle L and Lameyre J (1983) L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français): types lithologiques, organisation, minéralisations. C R Acad Sci Paris 297: 63-68.

Ward J C (1970) The structure and properties of some iron sulfides. Rev Pure Appl Chem 20: 175-206.

Wattmuff I G (1974) Supergene alteration of the Mount Windarra nickel sulfides ore deposit, western Australia. Mineral Deposita 9. 199-221.

Willis D G (1977) A kinematic model of preferred orientation. Geol Soc Am Bull 88: 883-894.

Yund R A and Hall H T (1969) Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. Geol Mijnbouw 63: 93-108.

II.2. Autres granites

II.2.1. Généralités

Le point marquant de l'étude précédente est que l'essentiel des granites étudiés a une susceptibilité presque exclusivement paramagnétique avec des valeurs atteignant 5.10^{-4}, en fonction de la teneur en silicates ferromagnésiens et de leur nature.

En se basant principalement sur l'étude des anomalies magnétiques Wasilewski (1987a)classe les granites en deux catégories :

- les granites "paramagnétiques" à faible susceptibilité ($K < 10^{-3}$) qui s'avéreraient toujours d'origine crustale (anatexie).
- Les granites à magnétite, à forte susceptibilité ($K > 10^{-2}$) et d'origine profonde (alcalins ou calcoalcalins). A cette catégorie nous ajouterions celle des granites à pyrrhotite (K de l'ordre de 10^{-3}) dont on ne peut encore dire si elle est plus qu'anecdotique.

Pour comprendre le sens pétrologique de ces catégories examinons les conditions d'existence des différentes phases magnétiques lors de la cristallisation d'un magma granitique. Si les éléments Al, K et Ti sont abondants relativement à Fe, celui-ci sera entièrement intégré dans les phyllosilicates et l'ilménite paramagnétiques : l'abondance de ces éléments caractérise bien les granites d'anatexie. La présence d'une phase ferrimagnétique libre – magnétite ou pyrrhotite – va aussi dépendre des fugacités de O_2 et S ; elle constitue donc un bon marqueur pétrologique.

Dans les granites pauvres en Al et K le pyroxène va apparaître dans les phases paramagnétiques ferromagnésiennes. Or ce minéral présente très souvent une légère déstabilisation au cours du refroidissement avec apparition de fines inclusions de magnétite. On peut donc s'attendre à une susceptibilité importante dans les faciès à pyroxènes.

II.2.2. Granites à ferrimagnétiques dominants

De nombreux granites à magnétite sont décrits dans la littérature. Citons par exemple le granite tardihercynien de Flamanville (Klootwijk et Van der Voo, 1972 ;

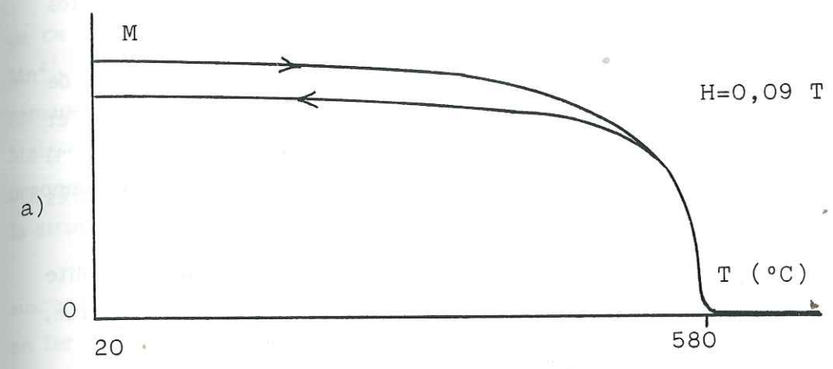


Figure 9 - Etude d'un échantillon à forte susceptibilité du granite de Criffel : a) courbe thermomagnétique, b) transition de Verwey à basse température.

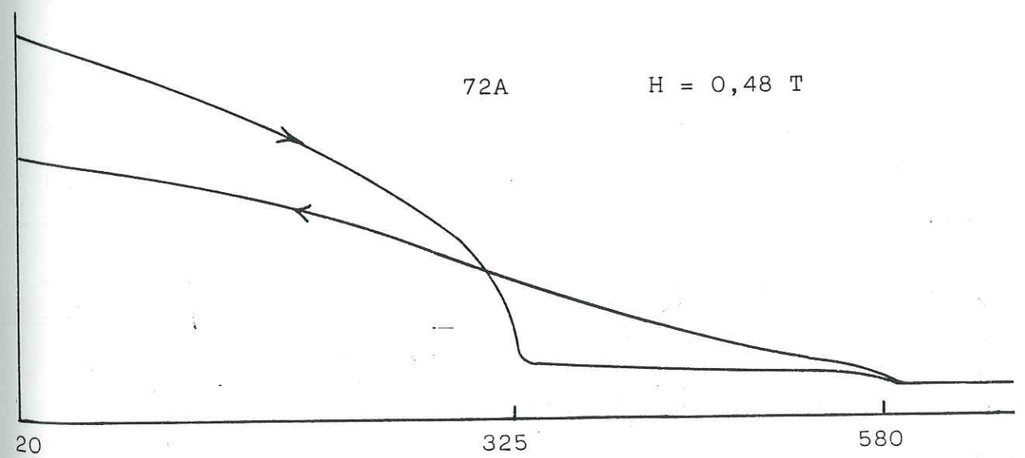


Figure 10 - Courbe thermomagnétique sur un échantillon de granite à pyrrhotite de Beni Toufous. On note qu'au refroidissement la pyrrhotite a complètement disparu par suite d'une altération dans le four.

Cogné, 1987), le granite alpin de Bergell* (Heller, 1973 ; Henry, 1980) ou des granites archéens du Canada décrits par Lapointe et al. (1986).

Des échantillons à forte susceptibilité (quelques 10^{-2}) du granite calédonien de Criffel, récoltés par J.L. Bouchez et dont les bordures avaient été étudiées par Kafafy et Tarling (1985), ont montré des caractéristiques de magnétite pure multidomaine (Fig. 9) avec Tc = 580°C, transition de Verwey largement irréversible (Hartstra, 1982a) et très faible champ coercitif.

Dans un échantillon de granodiorite riche en pyroxène du Yosemite (batholite calcoalcalin Crétacé de la Sierra Nevada) une susceptibilité de 0,15 a été mesurée, impliquant nécessairement la présence de magnétite (environ 10%).

Comme granites à pyrrhotite, outre ceux du massif de Guéret décrits § III.1, l'étude du granite de Beni Toufous (Algérie, Thèse en cours de A. Arafa) a montré des caractéristiques typiques de pyrrhotite monoclinique (ou de smythite ?), en particulier en ce qui concerne la courbe thermomagnétique (Fig. 10) avec cependant présence probable d'un peu de magnétite. Il pourrait s'agir de magnétite en exsolution dans la pyrrhotite (Bennett et Graham, 1980 ; Graham et al., 1987)

II.2.3. Les leucogranites

L'anisotropie de susceptibilité du leucogranite d'Echassières (sondage GPF - Massif Central) a été étudiée sur le KLY-2 par S. Bernier (1986). L'étude de minéralogie magnétique effectuée avec le magnétomètre cryogénique montre que K_0, avec des valeurs très faibles de -10 à $+40.10^{-6}$, est essentiellement portée par la matrice (Tableau 5) : quartz et feldspaths diamagnétiques, muscovite paramagnétique avec $\theta \simeq$ OK.

Tableau 5

éch.	K_ℓ	$K_\emptyset$	K_a	M_{rs}	C	θ	D	$(1-R).10^6$
EC K h	12,2	0	0,29	5,6	84,4	-4,0	-13,5	35
EC 5 h	-8,8	0	0,15	3,2	15,7	-0,2	-14,1	66
EC 0 h2	33,3	8,0	3,4	44	143	-1.7	-14,0	42
EC 12 h	1,36	0		9,7				

susceptibilité en 10^{-6} SI, M_{rs} en mA/m, C en 10^{-4} K.

* note : Ce granite a une origine anatectique ce qui infirme la règle de Wasilewski citée au chapitre précédent.

On trouvera § 3.V (voir aussi 4.I) des compléments sur la minéralogie magnétique de ce granite en particulier la mise en évidence d'une contribution importante des ions Mn^{2+}. Notons qu'exceptés les faciès colorés (± rouges) du bas de la carotte, l'aimantation rémanente est extrèmement faible : ARI_s de quelques 10^{-3} A/m et ARN < 10^{-5} A/m. Malgré son caractère très "faiblement magnétique" – il se compare en cela au calcaire urgonien – ce granite montre une fabrique magnétique tout à fait mesurable et corrélée à la structure d'écoulement du pluton (voir partie suivante).

Le leucogranite tertiaire de l'Everest (Népal - étude en cours) montre une susceptibilité légèrement plus forte, 5 à 10.10^{-5}, en relation avec une plus forte teneur en fer : 0,84 % en moyenne d'après Bortolami et al (1983). On peut donc estimer que la susceptibilité est principalement paramagnétique et portée selon les faciès par la biotite (rare), la muscovite, la tourmaline (abondante) et le grenat. Dans les faciès à tourmaline la fabrique magnétique sera en principe "inverse" (cf. 4.II) : en effet ce minéral du système rhomboédrique sous forme de baguettes // c montre une susceptibilité minimale selon c (Foex, 1957) ce qui implique que la linéation minérale correspond à l'axe de susceptibilité minimale. Des mesures sur des monocristaux provenant du même granite confirment les données rapportées par Foex avec $K_m = 950.10^{-6}$, P = 1,12. Le grenat n'intervient pas puisqu'il est théoriquement isotrope du fait de son système cristallin cubique et de son état paramagnétique. Une mesure au KLY-2 sur un monocristal gemme d'almandin ($Fe_3Al_2[Si\,O_4]_3$) le confirme : $K_m = 3{,}18.10^{-3}$, L = 1,001, F = 1,000.

050 030903 5

III - Effets de l'altération sur les propriétés magnétiques

On pourrait définir l'altération au sens large par toute modification chimique et minéralogique liée au changement des conditions d'équilibre de la roche. En fait pour éviter la confusion avec la notion de métamorphisme on limite communément le champ de définition aux réactions impliquant une oxydation et (ou) une hydratation de l'assemblage minéral ou paragenèse primaire, dans des conditions plus superficielles s'il s'agit de roches profondes.

Le minéral typique de l'altération superficielle est la goethite. Ses propriétés magnétiques étant très mal connues, il a paru intéressant d'y consacrer une étude spécifique. On fera ensuite une revue des différents processus d'altération de la paragenèse magnétique et leur effet sur la susceptibilité. On n'abordera pas les changements de susceptibilité liés à un enrichissement important en éléments magnétiques (hydrothermalisme, latéritisation) mais seulement ceux correspondants à des transformations minérales.

III.1. Les propriétés magnétiques de la goethite

Les études de magnétisme des roches sur la goethite (α Fe OOH) sont suffisamment rares pour qu'on les cite pratiquement toutes : Strangway et al. (1968), Forsyth et al. (1968), Banerjee (1970), Hedley (1971), Heller (1978), Hus et Stiers (1987), Dekkers (1987), Rochette et Fillion (1987). C'est un minéral orthorhombique antiferromagnétique de température de Néel comprise entre 100 et 120°C (Fig. 11). Il peut présenter une aimantation spontanée parallèle à la direction des spins (axe c) et qui semble d'intensité très variable. Il s'agit donc d'une aimantation "parasite" due à une non-compensation entre les deux sous-réseaux d'ions Fe^{3+}, et non d'un faible ferromagnétisme à aimantation spontanée perpendiculaire à l'axe d'antiferromagnétisme comme dans le cas de l'hématite.

Des études sur des calcaires à goethite (Heller, 1978 ; Rochette, 1983) ont montré que pour des goethites naturelles en grains fins le champ coercitif de l'ARI est généralement supérieur à 1 T et peut dépasser 4 T. Ce fait empêchait de connaître la valeur réelle de l'aimantation à saturation. Les études antérieures, faites avec des champs inférieurs à 2 T, utilisaient d'autre part des cristaux naturels présentant des substitutions par Al, Si, Mg, Mn, ou bien des poudres synthétiques mal définies.

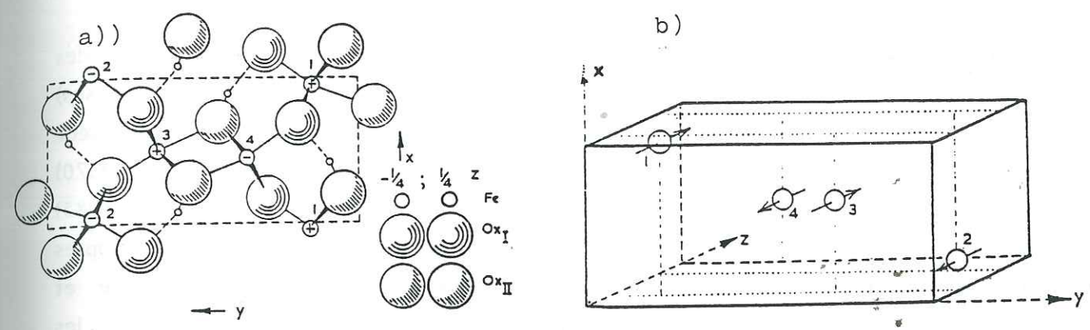


Figure 11 - a) projection sur (001) - plan perpendiculaire à c - de la structure cristalline de la goethite ; b) structure magnétique déterminée par diffraction neutronique : orientation des moments des ions Fe^{3+}. D'après Hedley (1971).

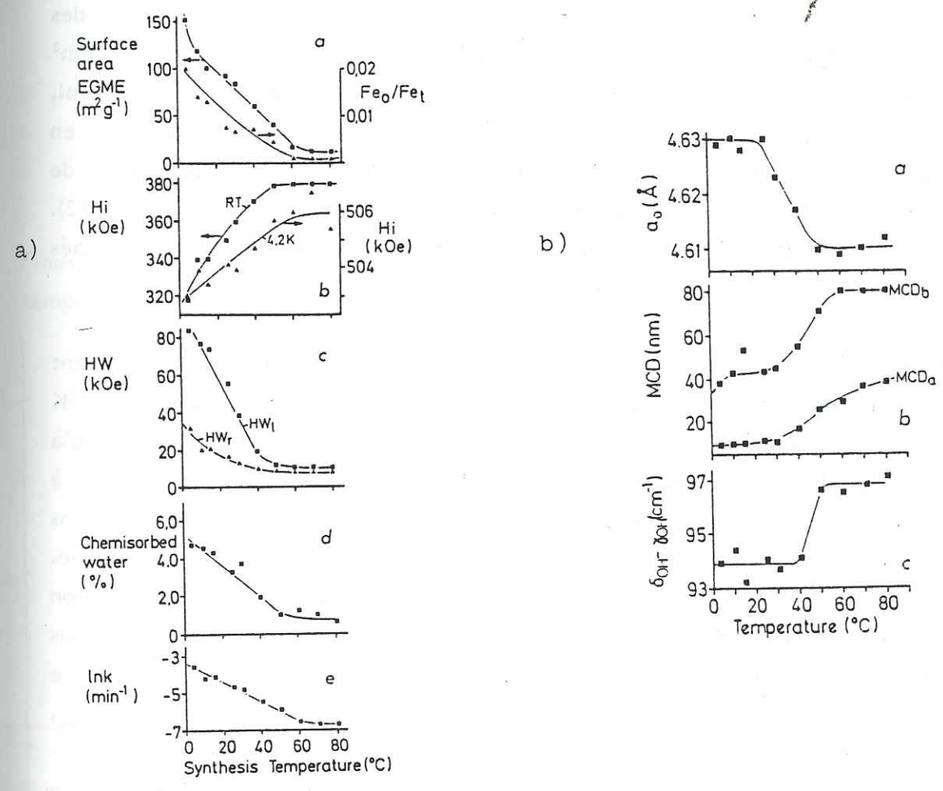


Figure 12 - Evolution en fonction de la température de synthèse des propriétés des goethites étudiées par Schwertmann et al. (1985). a) propriétés controlées par l'état de surface : surface spécifique, rapport du fer soluble dan l'oxalate au fer total (Fe_o/Fe_t), paramètres hyperfins déterminés à température ambiante et 4,2 K, eau d'absorption, constante a de la maille, dimensions des cristallites selon a et b, séparation des vibrations de OH par spectroscopie I.R.

Il nous a donc paru intéressant de reprendre l'étude de la goethite avec des moyens expérimentaux plus appropriés (magnétomètre cryogénique SHE, champs intenses) sur des échantillons purs et bien caractérisés. Grâce à l'obligeance du Professeur Schwertmann de l'Université de Münich, nous avons utilisé deux poudres (G25 et G70) synthétisées à 25 et 70°C en solution aqueuse (0,7 M K OH). Schwertmann et al. (1985) ont caractérisé ces poudres très en détail par différentes techniques : spectroscopies Mössbauer et infrarouge, diffraction X, analyses chimiques, thermogravimétrique et cinétique, microscopie électronique à transmission. Toutes les données concernant les échantillons étudiés ici sont détaillées dans leur publication et Fig. 12.

Les grains se présentent sous forme d'aiguilles de 1 µm de longueur environ (allongement // c), monocristallines pour G70 et polycristallines pour G25. Les grains polycristallins sont formés par un assemblage compact et ordonné de monocristaux fibreux. Les dimensions des cristallites selon les axes a et b, déduites de la largeur des raies de diffractions, permettent d'estimer les volumes moyens : 3.10^{-4} et 4.10^{-3} µm³ pour G25 et G70. Les surfaces spécifiques, mesurées par absorption à l'éthylène glycol, sont de 92 et 13 m²/g. Les différentes techniques de caractérisation montrent que, en même temps que la taille des grains, la cristallinité diminue avec la température de synthèse. La dimension selon a montre un changement assez rapide vers 50°C (Fig. 12). Notons que la spectroscopie Mössbauer indique que les grains sont parfaitement ordonnés à température ambiante.

Les mesures magnétiques ont été effectuées sur des boîtes en plexiglass contenant environ 100 mg de poudre désorientée. Les courbes d'aimantation induite à 295 et 4,2 K effectuée au SNCI montrent pour G70 un comportement parfaitement linéaire jusqu'à 15 T typique de l'antiferromagnétisme (Fig. 13). A 15 T l'aimantation correspond à seulement 1% de la valeur calculée pour une orientation parfaite des spins dans le sens du champ : ceci donne une idée de l'intensité de l'interaction antiferromagnétique. D'autre part l'ordonnée à l'origine de la courbe d'aimantation est égale à l'aimantation rémanente mesurée. L'égalité entre M_s et M_{rs} a été vérifiée plus précisément en dessous de 4 T avec le magnétomètre cryogénique. Concernant G25 on observe une légère courbure vers le bas au dessus de 10 T et une différence significative entre M_s et M_{rs}.

L'acquisition d'une ARI à 295 K est très difficile sur ces échantillons : on est loin de la saturation à 15 T (Fig. 14). Par contre en utilisant le magnétomètre cryogénique pour donner une ATR par refroidissement sous champ depuis $T > T_N$ jusqu'à l'ambiante, puis mesurer cette ATR en champ nul, on obtient pratiquement la saturation dans 4 T.

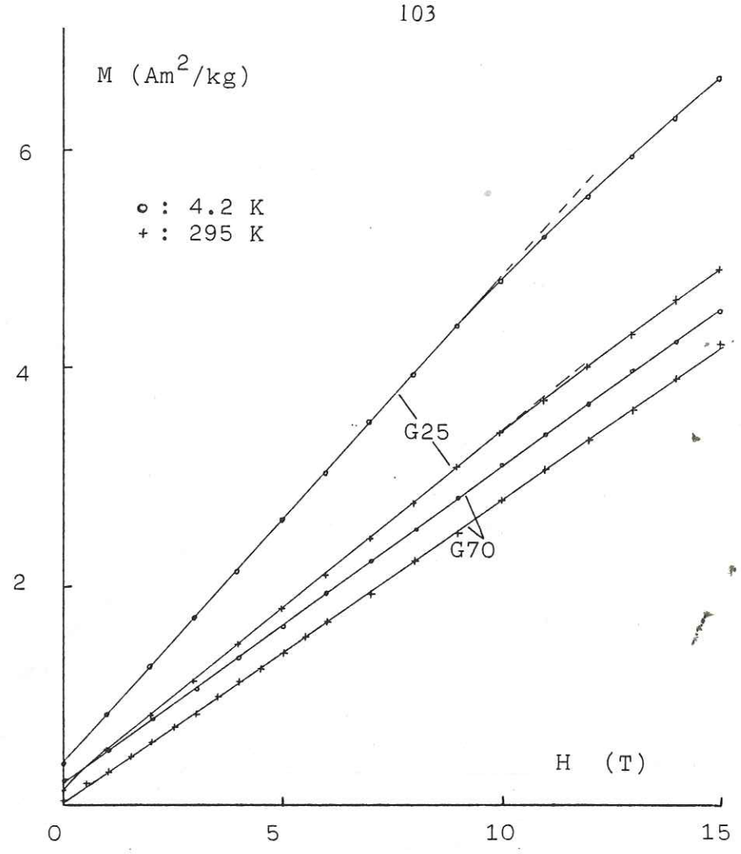


Figure 13 - Courbes d'aimantation induite des goethites G25 et G70 mesurées à température ambiante et 4,2 K dans la bobine de Bitter 15 T du SNCI.

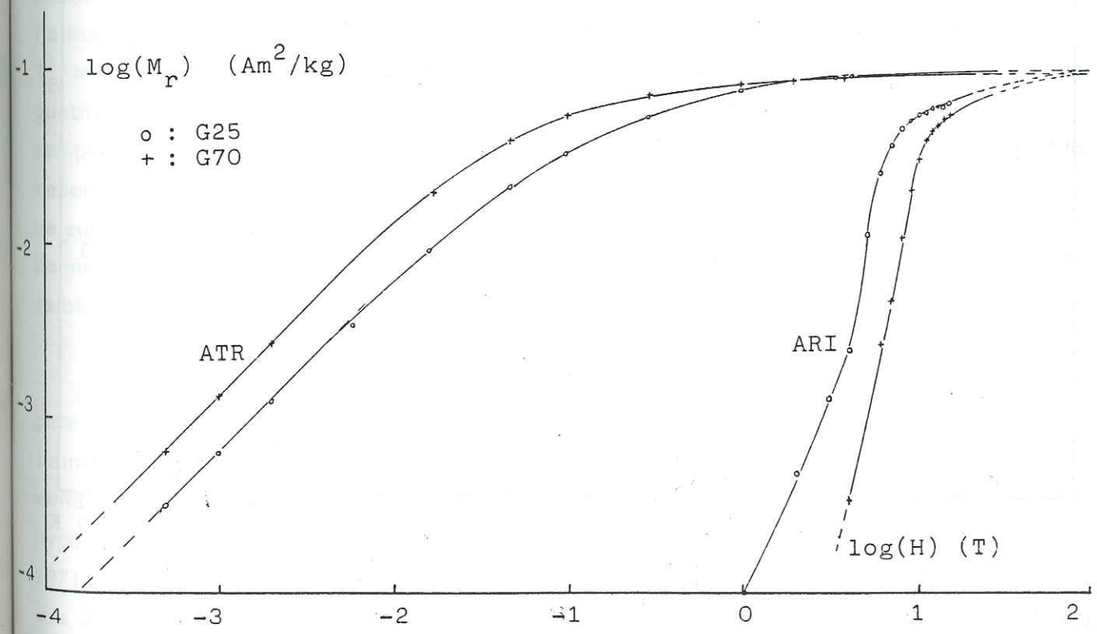


Figure 14 - Courbes logarithmiques d'acquisition d'ARI (bobine de Bitter - rémanomètre Molspin) et d'ATR (SQUID SHE) à température ambiante sur G25 et G70.

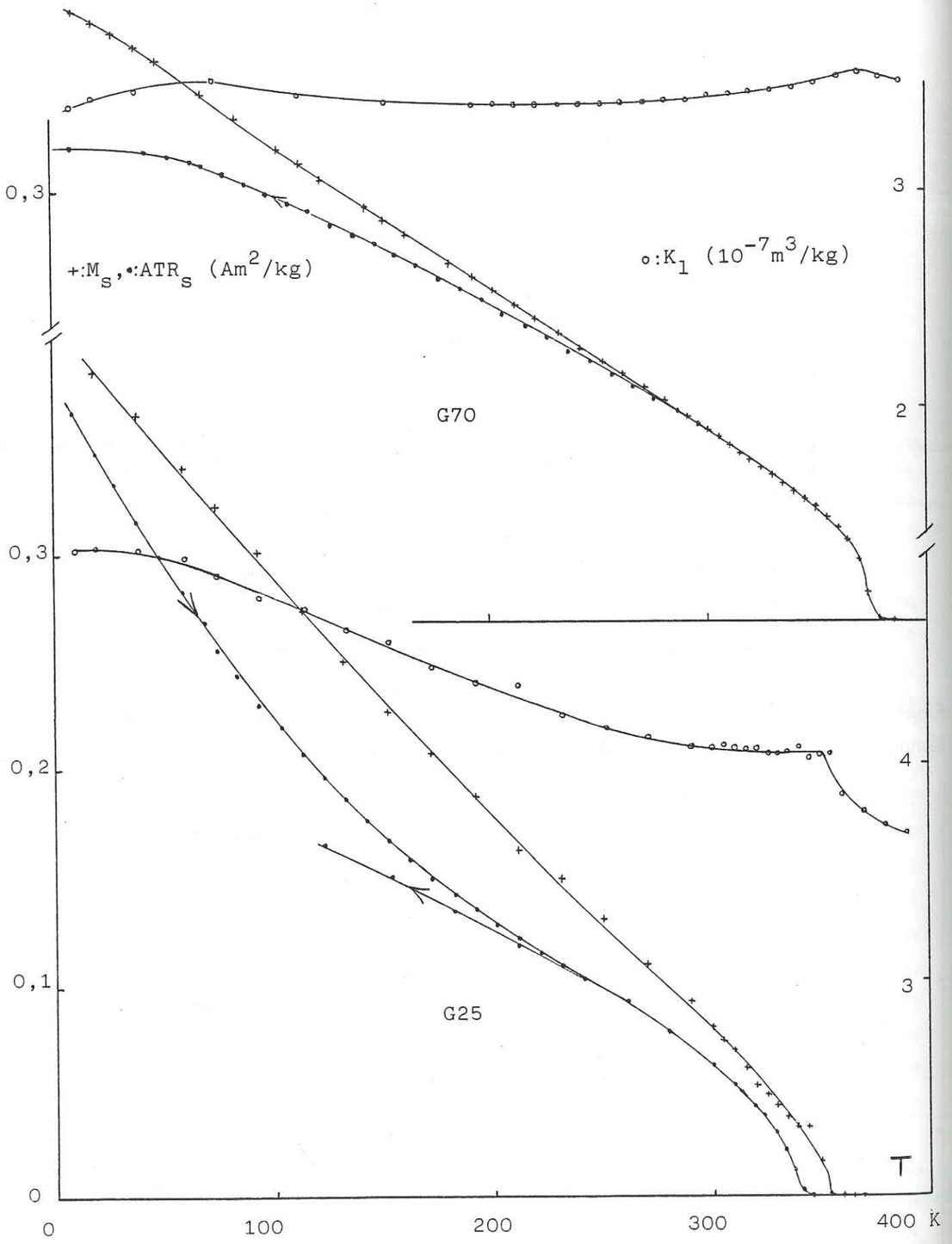


Figure 15 - Evolution en fonction de la température de la susceptibilité en champ fort K_ℓ, de l'ATR acquise sous 3 T et de l'ordonnée à l'origine M_s de la courbe d'aimantation pour G25.

Par extrapolation suivant la loi $ATR = ATR_s (1 - \frac{a}{H^2})$ on obtient une estimation précise de l'aimantation spontanée à température ambiante : 0,1 $Am^2 Kg^{-1}$ pour les deux échantillons. Ceci correspond, si la poudre est aléatoirement orientée, à 0,2 $Am^2 Kg^{-1}$ selon l'axe c. Notons que Hedley (1971) a obtenu des valeurs de 0,1 à 1 sur des monocristaux naturels.

A partir de la valeur de l'ATR_s on peut calculer le champ de demi-acquisition de l'ARI : $H_{cr'}$ vaut 9 et 13 T pour G25 et G70. Si l'on extrapole qualitativement les courbes d'ARI (Fig. 14) on voit que la saturation isotherme nécessiterait un champ de l'ordre de 100 T.

En champ faible l'ATR est proportionnelle au champ et l'extrapolation à la valeur du champ terrestre donne 3 et 6.10^{-5} $Am^2 Kg^{-1}$ pour G25 et G70. Dans une roche à 1% de goethite ceci correspondrait à une ARN de l'ordre de 10^{-2} A/m. Or les valeurs habituellement observées dans les roches sédimentaires à goethite sont de l'ordre de 10^{-3}. Ceci s'expliquerait soit par un mécanisme d'aimantation moins efficace que l'ATR (ARC ?) soit par des grains plus fins donc à plus faible ATR spécifique en champ faible : cet effet est déjà bien visible entre G25 et G70.

L'évolution de l'ATR $\simeq ATR_s$ acquise par refroidissement sous 4 T de 400 à 4,2 K, de M_s (non distinguée de l'ATR_s pour G70) et de K_ℓ est représentée Fig. 15. Un léger maximum sur la courbe permet de définir la température de Néel, à laquelle apparait l'aimantation ferromagnétique. La température de blocage de l'ATR $T_B = T_N$ pour G70 et $T_B \simeq T_N - 20$ pour G25. $T_N = 105°C$ pour G70 ce qui est dans le domaine admis pour la goethite massive. Par contre pour G25 $T_N \simeq 80°C$. Il pourrait s'agir en fait d'une température de blocage de superantiferromagnétisme inférieure à T_N vraie. Il semble cependant plus en accord avec les autres données expérimentales de relier cette faible valeur à une intensité plus faible de l'interaction antiferromagnétique due à la moins bonne cristallinité et à l'écartement des ions Fe^{3+} selon l'axe a, en accord avec la plus faible valeur de $H_{cr'}$.

Cette étude établit indubitablement l'existence, dans les goethites synthétiques pures en grains fins, d'une aimantation ferromagnétique parasite du même ordre que l'aimantation de l'hématite (0,5 $Am^2 Kg^{-1}$) et dont l'intensité est en première approximation indépendante du volume et de la surface des grains. Ceci infirme donc les hypothèses d'aimantation liées à des impuretés non magnétiques telles que Al^{3+} (Hedley, 1971), à un effet statistique sur le nombre de spins dans chaque grain (Néel, 1962) ou à des défauts de surface.

Deux éléments sont probablement primordiaux dans la recherche de l'origine de cette aimantation "intrinsèque" :

- la variation linéaire de grande ampleur de M_S avec la température.
- l'existence d'un excès d'ions OH^- dans le réseau en remplacement d'ions O^{2-} (Schwertmann et al., 1985). Cette substitution, indépendante de la température de synthèse et correspondant à 0,55% d'ions OH^-, doit être compensée soit par des lacunes de Fe^{3+} (1 pour 3 OH^-), soit par la présence d'ions Fe^{2+} à la place de Fe^{3+} (1 pour 1 OH^-). Si tous ces défauts étaient groupés dans le même sous-réseau antiferromagnétique on obtiendrait M_S = 2,5 $Am^2 Kg^{-1}$ dans le cas des lacunes de Fe^{3+} et la moitié dans le deuxième cas (calcul pour une poudre désorientée avec le moment de chaque grain parallèle à c). De tels défauts sont donc en quantité suffisante pour donner lieu au M_S observé : les valeurs maximales (extrapolées à 0 K) sont de 0,29 et 0,40 $Am^2 Kg^{-1}$ pour G70 et G25.

Il s'agit maintenant de comprendre comment ces défauts s'ordonnent sous l'effet du champ et se "localisent" de mieux en mieux à basse température avec une variation linéaire. Il est encore trop tôt pour résoudre ce problème. On peut cependant dans le cas des substitutions Fe^{2+} proposer un modèle assez séduisant. Dans un échantillon vierge les paires de substitution OH^--Fe^{2+} sont disposées aléatoirement et résultent en un M_S nul. L'application d'un champ va tendre à provoquer un saut d'électron pour faire apparaître l'ion Fe^{2+} dans le sous-réseau antiparallèle au champ. Dans le cas isotherme où les sous-réseaux sont ordonnés par une très forte interaction antiferromagnétique existera un seuil énergétique très élevé pour déclencher le saut : d'où l'absence d'ARI en dessous de quelques T et l'impossibilité de la saturation. Par contre pour une ATR l'énergie nécessaire pour provoquer le saut lors de la transition ordre-désordre sera beaucoup plus faible. Si l'on repasse la température d'ordre en champ nul les paires OH^--Fe^{2+} vont se reformer du fait des forces électrostatiques et M_S redeviendra nul.

Pour en revenir à la linéarité de la fonction $M_S(T)$, observée par le réchauffement de l'ATR acquise à 4,2 K, on constate que l'évolution de l'ATR est en grande partie réversible : l'ATR acquise à l'ambiante augmente plus ou moins linéairement quand elle est refroidie en champ nul (Fig. 15). Cette propriété, tout à fait inhabituelle dans les minéraux des roches est semble-t-il un très bon critère de reconnaissance de la goethite dans une aimantation rémanente. Heller (1978) l'avait déjà observée et les mesures faites sur le Jurassique moyen altéré (Rochette, 1983) montraient la même évolution linéaire (Fig. 16). Elle pose aussi un problème pratique de mesure puisque l'intensité de l'ARN d'une roche à goethite, bien que stable en direction, va varier rapidement avec la température ambiante. Ceci peut causer un bruit important, particulièrement avec les magnétomètres cryogéniques de paléomagnétisme où le fond du doigt chaud a une température souvent nettement inférieure à celle de la salle.

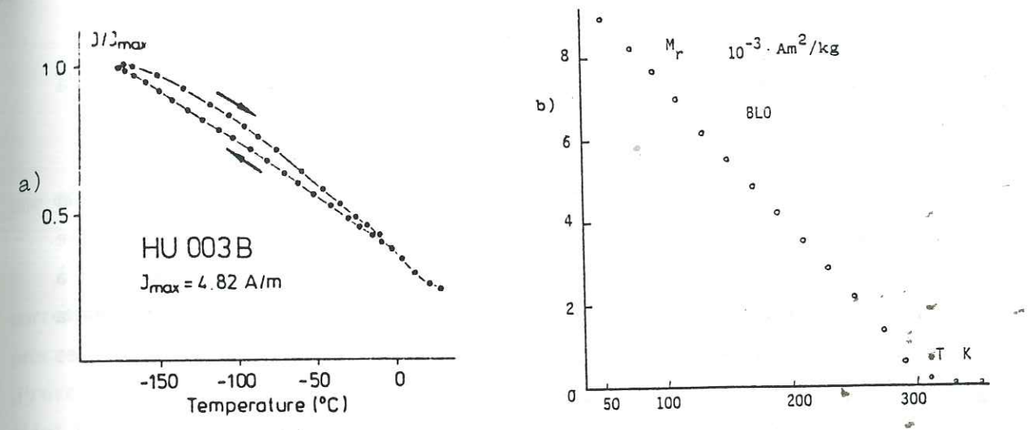


Figure 16 - a) refroidissement à l'azote liquide d'une ARI acquise à l'ambiante sur un calcaire Jurassique de Bavière à goethite primaire (Lowrie et Heller, 1982) ; b) réchauffement d'une ARI acquise à 4,2 K sur un marnocalcaire Jurassique à goethite d'altération sub-actuelle (Rochette, 1983).

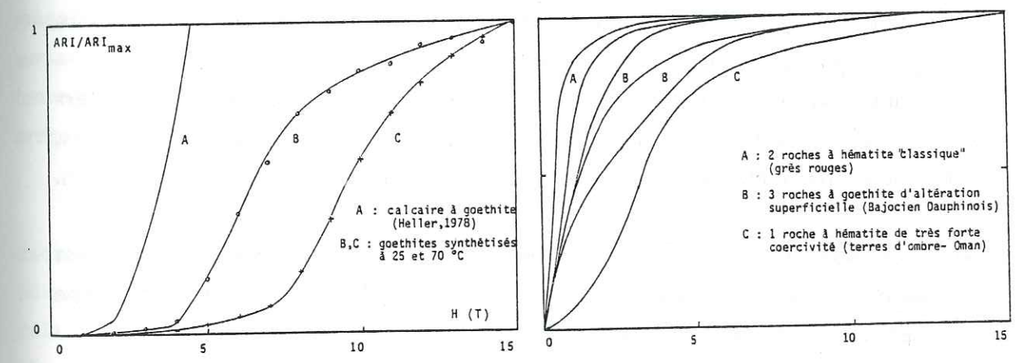


Figure 17 - Courbes d'acquisition d'ARI à température ambiante : a) pour les goethites G25 et G70 et un calcaire à goethite primaire montrant un champ seuil (Heller, 1978) ; b) pour différentes roches à hématite et à goethite

Une autre caractéristique de la goethite est son très fort champ coercitif. Les expériences d'acquisition d'ARI jusqu'à 15 T dans la bobine de Bitter avec mesure de la rémanence au Molspin ont été étendues à divers échantillons de roches à goethite et hématite (Fig. 17). Dans les échantillons de Jurassique moyen altéré en surface à l'époque actuelle, on observe un comportement de la goethite bien différent des échantillons synthétiques ou du calcaire à goethite diagénétique (?) de Heller (1978). On note l'absence de point d'inflexion avec une forme similaire à celle observée sur les hématites "standard" ; on a cependant des $H_{cr'}$ nettement plus forts (2-4 T au lieu de 0,8-1,6 T) et une saturation plus lente (atteinte à 10-15 T au lieu de 5 T). Notons au passage pour la comparaison avec H_{cr} le paramètre souvent déterminé à la place de $H_{cr'}$, que Dankers

(1981) a montré que pour l'hématite $H_{cr'} \simeq H_{cr}$. Ceci vaut probablement aussi pour la goethite.

Par contre dans deux échantillons à hématite très fine probablement issue de la transformation précoce de la goethite – des Terres d'Ombres d'Oman (V. Thomas, thèse en cours) – on observe un point d'inflexion, $H_{cr'}$ = 4,5-6,5 T et l'absence de saturation à 15 T. Ce type de comportement est à rapprocher de celui d'hématites synthétisées à partir de poudre de goethite et qui apparaissent "non magnétiques" dans des champs < 2 T (Dunlop, 1971).

Des champs coercitifs de quelques T et la forme (point d'inflexion ou non) de la courbe d'ARI, s'ils excluent les minéraux ferrimagnétiques, ne permettent donc pas de distinguer directement la goethite de l'hématite. Par contre ces caractéristiques doivent permettre d'approcher cristallinité et tailles de grain et donc de faire une typologie des différentes goethites. En fait deux types d'aimantation apparaissent dans les goethites :

- une aimantation "intrinsèque" avec $M_s = M_{rs}$, courbe d'aimantation induite linéaire, $T_B = T_N$, acquisition d'ARI très difficile (seuil de plusieurs T).
- une aimantation liée à un effet de taille de grain (proche du superantiferromagnétisme) et de défauts cristallins avec $M_s >> M_{rs}$ (Rochette, 1983 ; Dekkers, 1987), $T_B < T_N$, acquisition d'ARI relativement rapide et absence de point d'inflexion.

Du point de vue paléomagnétique l'ARN correspondant au premier type est extrèmement stable et l'on peut s'attendre à une ATR ou ARC ; dans le deuxième type on peut soupçonner une viscosité importante (ARV).

En ce qui concerne la susceptibilité en champ faible on a dans le premier cas $K_0 = K_\ell \simeq 4.10^{-7}$ m³ Kg^{-1}. Ceci correspond à 10^{-5} SI par % de goethite dans une roche ce qui est généralement faible par rapport aux autres contributions. Dans le deuxième cas $K_\ell \neq 0$; le travail de Dekkers (thèse en cours) apportera des données sur l'ampleur de K_ℓ pour ces goethites.

En conclusion on peut déjà du point de vue de la minéralogie magnétique affirmer que la combinaison de courbes d'acquisition d'ARI en champ intense, détermination de T_B et éventuellement évolution basse température de la rémanence permettent une identification très sûre de la goethite par rapport aux autres minéraux magnétiques. Les possibilités de caractérisation des différents types de goethite semblent prometteuses mais il faudra pour cela intégrer au schéma les goethites substituées, très abondantes dans la nature.

III.2. Altération à susceptibilité décroissante

L'effet de l'altération sur les propriétés magnétiques se traduit le plus souvent par une diminution de la susceptibilité.

Dans le cas des grains ferromagnétiques un mécanisme physique assez général correspond à la diminution de la taille des grains. Pour les (titano-)magnétites le processus de maghémitisation, très largement étudié dans le cas des basaltes océaniques (Prévot et al., 1981 ; Smith, 1987) correspond en moyenne à une diminution de K_0. En effet la maghémite (γ Fe_2O_3) a une susceptibilité inférieure à celle de la magnétite d'un facteur de l'ordre de 2, sauf pour les grains très fins pour lesquels on aurait une augmentation, (Hartstra, 1982b; Smith, 1987). Le stade ultérieur d'évolution correspond à la transformation magnétite → hématite, par l'intermédiaire de la maghémite ou directement. La perte de susceptibilité est alors typiquement d'un facteur supérieur à 100. Un très bel exemple est donné par l'étude de Lapointe et al. (1986) sur un granitoïde à magnétite présentant une altération supergène (Fig. 18). En présence d'eau et près de la surface, la goethite (ou d'autres oxyhydroxydes paramagnétiques) se forme plus facilement que l'hématite, provoquant une chute de susceptibilité plus forte ou du même ordre.

Dans les roches où la susceptibilité est due à une matrice paramagnétique, par exemple les phyllosilicates des roches sédimentaires ou des granites, l'altération des silicates ferrifères en goethite + kaolin produit aussi une nette diminution de K_ℓ comme cela a été démontré dans les marno-calcaires Dauphinois (Rochette, 1983 ; § 2.I.1). Mergaux et Samama (1987) ont étudié un front d'oxydation uranifère dans des grès à chlorite : la Fig. 19 montre une diminution de K_0 de 25% environ dans les faciès d'altération à pyrite ou à goethite. Ce travail de pétrologie fine est très intéressant en particulier par la corrélation de K_0 et la teneur en fer et par la possible mise en évidence de plusieurs types de goethite. L'aspect magnétique peut cependant être discuté : le calcul de susceptibilité ne tient pas compte du diamagnétisme pourtant bien visible sur les données expérimentales ; la pyrite est supposée suivre une loi de Curie-Weiss alors que sa susceptibilité est beaucoup plus faible et indépendante de la température.

L'altération des roches faiblement magnétiques ne se traduit cependant pas forcément par une évolution de la susceptibilité. Dans le cas des calcaires des changements de couleur très nets peuvent n'avoir aucun effet. Dans l'Urgonien d'Ardèche (§ 1.II.3.2) l'étude d'échantillons prélevés à quelques décimètres d'écart dans des faciès gris bleuté à pyrite et jaune à goethite n'a révélé aucune différence de susceptibilité ou

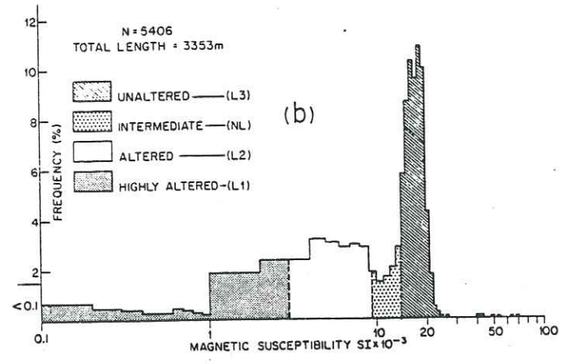


Figure 18 - Histogramme des susceptibilités mesurées sur des carottes de sondage profond en fonction de l'altération dans le pluton de Eye Dashwa lakes (Lapointe et al., 1986).

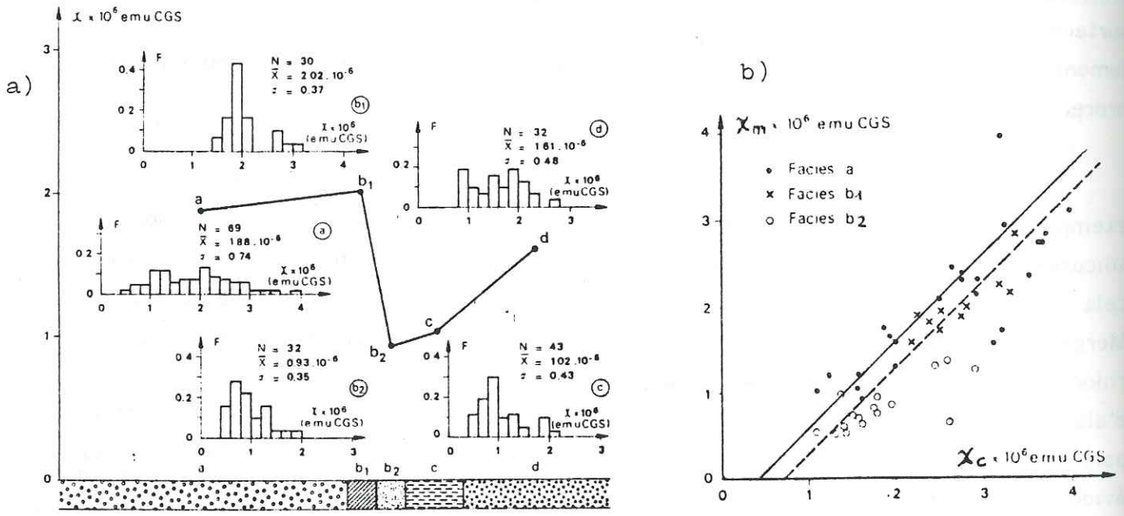


Figure 19 - Etude de Mergaux et Samama (1987) sur un front d'oxydo-réduction uranifère dans les grès Eocènes de Tréville (Montagne Noire). a) valeurs de la susceptibilité mesurée à l'inductomètre de translation de St Maur dans les différents faciès : grès non altéré à chlorite (a), faciès réduits à sidérite (b1) puis pyrite (b2), faciès oxydés à goethite provenant de la sidérite et de la pyrite (c) ou des phyllosilicates (d) ; b) susceptibilité mesurée χ_m dans les faciès non oxydés en fonction de la susceptibilité paramagnétique χ_c calculée à partir de la teneur en Fe^{2+}, Fe^{3+} et Mn^{2+}. Le trait plein correspond à la courbe théorique en tenant compte du diamagnétisme (~ $0,42.10^{-6}$ uem $Oe^{-1}g^{-1}$).

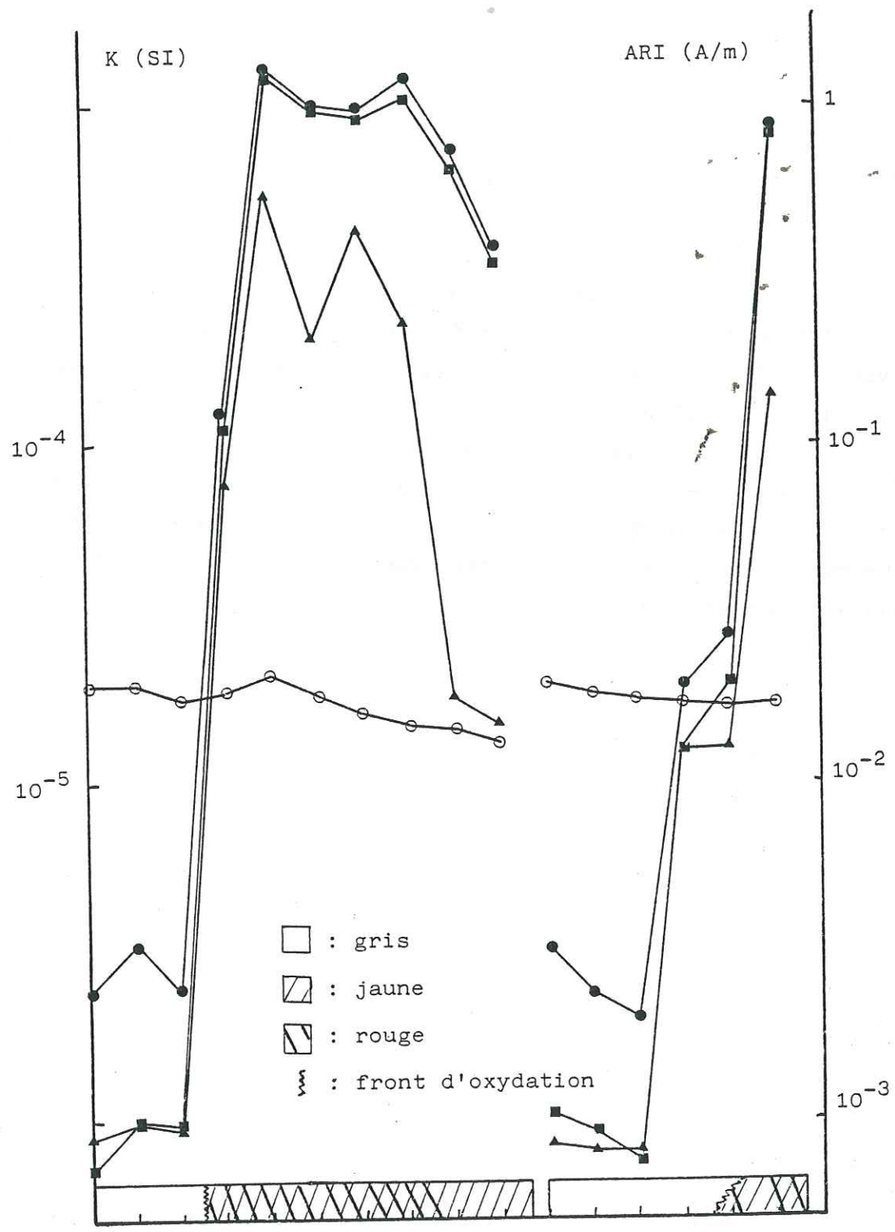


Figure 20 - Evolution de la susceptibilité en champ faible (cercles creux - mesures KLY-2), de l'ARI acquise dans 2,5 T brute (cercles pleins) et après désaimantation dans 100 mT (carrés) puis 100°C (triangles), sur un front d'oxydation à hématite-goethite dans un calcaire Jurassien. Les échantillons sont des cubes jointifs de 2 cm de côté, groupés en deux bandes.

de fabrique. Ceci vient du fait que le changement de couleur est lié à une réaction entre des phases accessoires de susceptibilité faible par rapport aux contributions paramagnétiques et ferromagnétiques.

Pour préciser ce point un profil d'altération de 20 cm environ a été étudié dans les calcaires coquilliers Bajocien du Jura Sud (Montalieu). On observe des changements très rapides de couleur dans la masse : de gris à jaune et rouge en fonction de la formation de goethite et hématite.

Or la susceptibilité semble complètement indépendante de ces changements (Fig. 20). Elle varie faiblement de manière très régulière probablement en liaison avec une variation de composition liée au dépôt. Par contre l'ARI_s change de manière drastique (rapport 500) au passage du front d'oxydation. La désaimantation par champ alternatif dans 100 mT puis par chauffe à 100°C montre que dans les faciès gris un minéral à faible coercivité et $T_B > 100$ domine (magnétite) tandis que goethite et hématite sont à l'origine de l'ARI des faciès altérés. L'importance de la diminution après chauffe mesure grossièrement la proportion goethite/hématite. La goethite domine assez nettement dans le faciès jaune.

III.3. Altération à susceptibilité croissante : le cas particulier de la serpentinisation

Si ce phénomène est plus rare on en connait cependant un certain nombre d'exemples :

i) la séquence d'altération de la pyrrhotite hexagonale primaire des roches intrusives décrite par J.P. Lorand (§ 2.II.1) — pyrrhotite hexagonale (→ pyrrhotite monoclinique) → smythite → marcassite → pyrite → goethite — se fait dans sa première étape avec une très forte augmentation de susceptibilité (transition antiferromagnétisme → ferrimagnétisme).

ii) on observe généralement dans les sols tempérés un horizon à forte susceptibilité (Le Borgne, 1955 ; Thompson et Oldfield, 1986) attribué à la néoformation pédogénétique de maghémite.

iii) le cas le plus connu d'altération à susceptibilité croissante correspond à la serpentinisation des péridotites. La susceptibilité des roches ultrabasiques a déjà été étudiée entre autres par Grenet (1928), Thellier et Thellier (1949), Azambre et Pozzi (1982) et Wagner (1984) ce dernier insistant sur l'effet de la serpentinisation en particulier dans le massif de Lanzo (Alpes Italiennes).

On présente ici une étude succincte centrée sur ce même massif : il s'agissait d'une part de préciser l'origine de la susceptibilité des péridotites et l'effet de la serpentinisation en utilisant les mesures de susceptibilités en champ fort et à l'affleurement et d'autre part de tester les possibilités de la fabrique magnétique dans ce type de roches.

III.3.1. Propriétés magnétiques des lherzolites

Les péridotites du type lherzolite correspondent à la composition normale du manteau. Elles sont riches en fer — en moyenne 5 % de Fe^{2+} et 1 % de Fe^{3+} d'après Boudier (1978) et Carmichael (1982) — contenu dans des minéraux paramagnétiques : olivine, pyroxène, grenat ou spinelle ($[Al, Fe, Cr, Ti]O_4$) pauvre en fer. La susceptibilité de matrice correspondante — avec $\theta = 0$ et $d = 3.3$, cf. 4.I — vaut $K_\ell = 512.10^{-6}$. La prise en compte des autres éléments magnétiques ($Cr^{3+} = 0,3$ - $Ni^{2+} = 0,2$ - $Mn^{2+} = 0,1$) rajoute 32.10^{-6}.

L'apparition de spinelles ferrimagnétiques en petites quantités peut correspondre à une déstabilisation des minéraux primaires au cours du refroidissement : apparition d'inclusions de magnétite dans les pyroxènes, démixtion dans les spinelles avec formation d'une phase riche en Fe. La présence possible d'autres espèces ferrimagnétiques — pyr-

rhotite monoclinique ou smythite issues de la pyrrhotite hexagonale (Lorand, 1987), alliages métalliques de Fe-Ni (Wasilewski, 1987b) ou Fe natif — n'a probablement pas d'effet important sur la susceptibilité moyenne du fait de leur faible teneur.

Afin de vérifier la prédominance du paramagnétisme dans les lherzolites des échantillons de diverses provenances ont été étudiés. Un site, ZC, carotté dans les péridotites fraîches de Lanzo (cf. Fig. 22 et Tableau 7) donne une susceptibilité K_m variant entre 739 et 2390.10^{-6} SI. On note une nette corrélation entre P et K_m (Fig. 21) compatible avec un modèle (déjà utilisé § 2.I.2 et 4.I) d'une matrice isotrope à $K_\ell \simeq 600.10^{-6}$ et d'une contribution ferrimagnétique variable anisotrope. La mesure de K_ℓ en champ fort sur ZC 11 donne 572.10^{-6} une valeur proche de la valeur calculée plus haut. Sur d'autres lherzolites provenant de l'étang de Lherz et de nodules en enclave dans un basalte de Haute-Loire (Mont-Briançon) la contribution ferrimagnétique (K_ℓ) à la susceptibilité (K_0) a été estimée par la mesure de la susceptibilité anhystérétique K_A (Tableau. 6). On voit que l'écart entre K_0 et la susceptibilité de matrice calculée (544.10^{-6}) croît avec K_A. Notons que pour ZC K_A/K_ℓ = 7,3 ce qui indiquerait de la magnétite monodomaine ou de la pyrrhotite. Les plus faibles valeurs de K_0, K_A, P se trouvent dans les nodules qui sont donc le plus proche du paramagnétisme pur, en relation avec leur courte durée de transfert entre le manteau et la surface. On peut donc supposer que la manteau normal en place a une susceptibilité essentiellement paramagnétique de l'ordre de 5.10^{-4} SI (à l'ambiante). Une composante ferrimagnétique faible peut apparaître soit du fait de la pyrrhotite ou d'alliages primaires, soit plus probablement lors d'une légère déstabilisation des ferromagnésiens au cours de la mise en place.

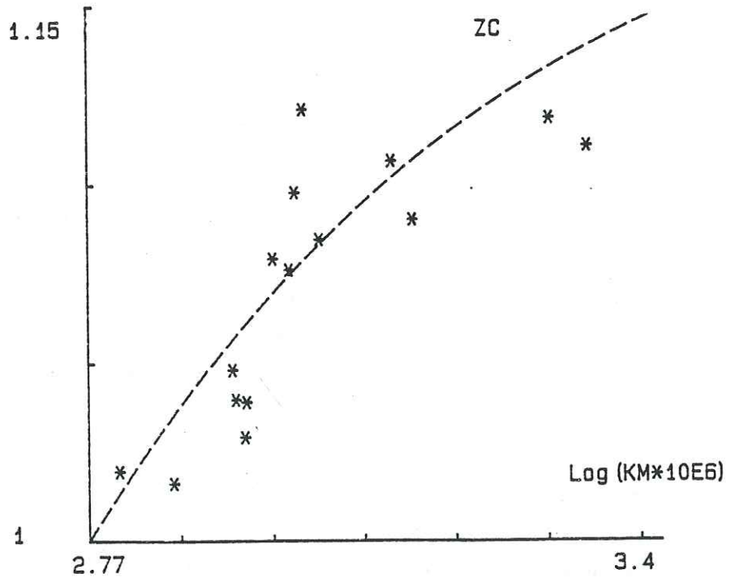


Figure 21 - Site ZC de lherzolite de Lanzo : évolution du taux d'anisotropie P en fonction de la susceptibilité moyenne K_m. Pointillé : modèle à matrice isotrope K_ℓ = 600.10^{-6} et magnétite anisotrope à teneur variable et faible.

Tableau 6 - Valeurs des susceptibilités K_0 et K_A (10^{-6} SI) et du taux d'anisotropie P pour différents échantillons de lherzolite : ZC (Lanzo), LERS (Pyrénées), NOD (enclaves dans un basaltes de Haute-Loire).

éch.	ZC 11A	ZC 4A	LERS 1	LERS 2	NOD 1	2	3	4	5
K_0	739	1466	957	773	747	783	623	585	645
K_A	1789	3820	3108	1674	808	81	348	426	607
P	1,020	1,107	1,155	1,102	1,011	1,015	1,009		

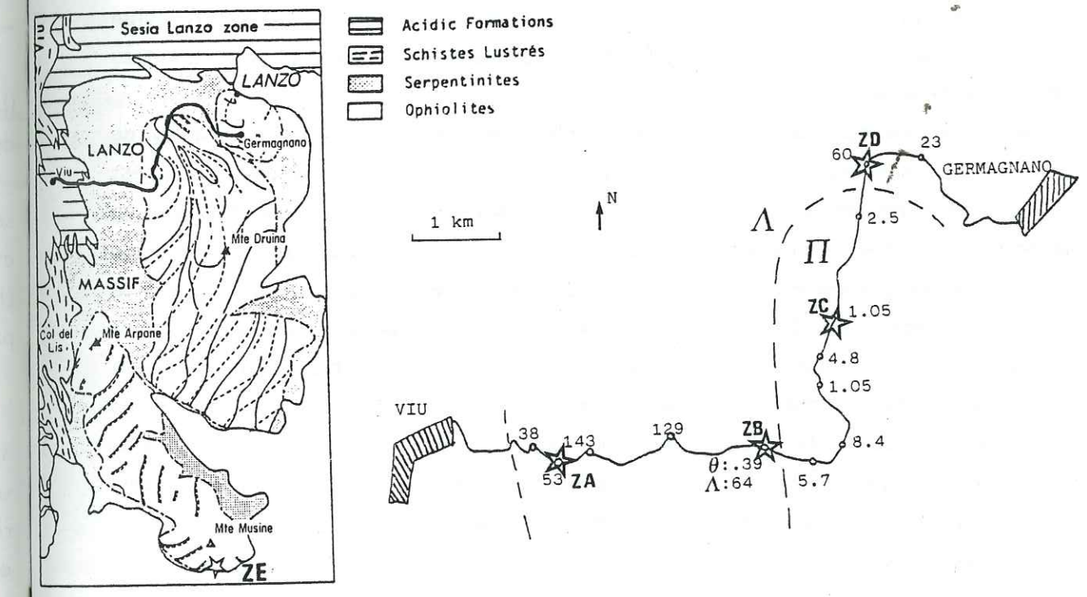


Figure 22 - Carte schématique de la "Stura di Viù" (Massif de Lanzo N) indiquant les sites échantillonnés ainsi que les valeurs moyennes de susceptibilité mesurées à l'affleurement en 10^{-3} SI. La limite entre péridotites (π) et serpentinite (Λ) est indiquée. θ : sill de gabbro.

site	N	K_m (10^{-3})	L	F
ZA	12	53,3 (26,7)	1,343 (0,236)	1,779 (0,397)
ZB : θ	9	0,43 (0,11)	1,009 (0,005)	1,01 (0,006)
Λ	3	26,1 (25,9)	1,106 (0,101)	1,319 (0,135)
ZC	15	1,11 (0,4)	1,032 (0,022)	1,039 (0,026)
ZD	9	60,3 (16,2)	1,203 (0,125)	1,525 (0,242)
ZE	10	5,87 (8,87)	1,037 (0,032)	1,099 (0,094)

Tableau 7 - Valeurs moyennes et écart-types de la susceptibilité (10^{-3} SI) et des taux d'anisotropie des sites carottés dans le massif de Lanzo (Fig. 22).

III.3.2. Effet de la serpentinisation sur la susceptibilité

L'altération des péridotites au cours de leur séjour dans la croûte peut se faire de manière beaucoup plus intense en présence d'eau, et se traduire par la disparition des silicates primaires au profit de la serpentine. C'est la serpentinisation qui s'accompagne de la formation d'une grande quantité de magnétite (et accessoirement d'alliages FeNi). En effet la serpentine ($Mg_6 Si_4 O_4 (OH)_8$) admet très difficilement le fer dans son réseau. Si l'on suppose une complète transformation du fer paramagnétique on obtient, avec d = 2,8 et χ (magnétite polydomaine) = $0{,}75.10^{-3}$ m^3kg^{-1} (Hartstra, 1982b), K_0 = 0,17 soit une augmentation d'un facteur 320. Cette valeur n'est cependant qu'un ordre de grandeur car elle ne tient pas compte des interactions et de l'anisotropie, très fortes dans les serpentinites étudiées.

Un profil de susceptibilité le long d'une route traversant le nord du massif de Lanzo a été obtenu par des mesures de terrain avec le KT5 (Fig. 22). Ce massif est constitué d'un coeur de péridotites mantelliques bien préservé de l'altération, dans un enveloppe de serpentinites à antigorite, formée lors de la mise en place syntectonique du massif à 400-500°C en présence d'eau. On constate que le coeur présente, du centre à la périphérie, une susceptibilité de 1 à 8.10^{-3} tandis que les serpentinites montrent des valeurs de 23 à 143.10^{-3}. Le contraste est très net bien qu'inférieur au maximum théorique du fait d'une faible composante ferrimagnétique dans les péridotites et probablement de résidus de fer paramagnétique dans les serpentinites. Notons la très faible susceptibilité ($0{,}39.10^{-3}$) d'un sill de gabbro intercalé dans les serpentinites.

Quatre sites ont été carottés (Fig. 22) et les mesures au laboratoire confirment entièrement les données de terrain (Tableau 7).

A l'extrémité sud du massif (Castelo Camerleto) le site de péridotite ZE montre une forte altération de subsurface (couleur orangée - serpentinisation à lizardite) qui se traduit par une susceptibilité variable nettement plus forte que celle des péridotites fraiches.

Ces considérations sur la susceptibilité des péridotites et des serpentinites ont des conséquences importantes sur l'interprétation des anomalies magnétiques. En effet seules les péridotites serpentinisées donneront lieu à des anomalies fortement positives. C'est ainsi que l'anomalie du corps d'Ivrée a été interprétée par Lanza (1982) par la continuation en profondeur de la serpentinisation observée sur Lanzo. En ce qui concerne les anomalies profondes MAGSAT, l'isotherme correspondant au T_C de la magnétite – profondeur estimée entre 15 et 50 km selon le gradient géothermique – se trouve parfois à l'intérieur du manteau supérieur. Les sources profondes fortement magnétiques, généralement attribuées aux granulites de la croûte inférieure pourraient correspondre à un manteau serpentinisé. Par contre le manteau normal apparaîtra comme non magnétique.

III.3.3. Mesures d'anisotropie magnétique dans le massif de Lanzo.

Les résultats d'anisotropie magnétique sur les 5 sites carottés sont assez décevants (Fig. 23 et Tableau 7). Sur ZC on observe une disposition en petits cercles sans corrélation claire avec les éléments de fabrique (foliation et linéation), tandis que le site ZE montre une dispersion quasiment aléatoire. Ceci s'explique probablement par le fait que la formation de la magnétite, postérieure à la déformation, se fait avec une orientation mimétique guidée par les plans cristallins et joints de grain des silicates, avec une géométrie trop complexe pour se traduire par une relation simple entre fabrique magnétique et axes de la déformation.

Quant aux serpentinites les directions sont aussi très dispersées alors que l'on peut penser que la déformation est synchrome ou postérieure à la serpentinisation. La fabrique de ces roches, telle qu'elle est visible à l'affleurement, est en fait très hétérogène. On peut cependant observer que la fabrique est nettement planaire (F >> L) et que sur ZD où la foliation est bien marquée celle-ci correspond à la schistosité mesurable. Les linéations, en moyenne fortement pentées dans le quandrant NW, correspondent à l'étirement supposé lors de la mise en place alpine (Nicolas, communication personnelle). Enfin notons les taux d'anisotropie exceptionnels pour des roches à magnétite : F atteint 2,35 pour ZA 10. Or on peut calculer qu'un disque de magnétite de rapport d'axe 10 a un $F = \frac{1 + 0.8\ Ki}{1 + 0.2\ Ki}$ où K_i est la susceptibilité intrinsèque de la magnétite. Les estimations de la valeur de K_i varient très largement (Hrouda, 1982 ; Carmichael, 1982) entre 1 et 20. Si l'on utilise F = 2.35 on obtient K = 2.25, une valeur tout à fait raisonnable ce qui indique que la magnétique est extrèmement bien orientée dans ces roches à l'échelle de l'échantillon.

Figure 23 - Directions d'anisotropies K_1 et K_3 mesurées dans les péridotites et serpentinites de Lanzo. Pour les péridotites sont indiqués le plan de foliation et la linéation (étoile) de mise en place à haute température (Boudier, 1978) et pour les serpentinites le plan de schistosité mesuré.

3 - Troisième partie

APPLICATIONS STRUCTURALES DE L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

Journal of Structural Geology, Vol. 6, No. 1/2, pp. 33 to 38, 1984
Printed in Great Britain

1 - Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control

P. ROCHETTE

and

P. VIALON

I.R.I.G.M. ERA603, B.P. 68, 38402 St Martin d'Heres Cedex, France

Laboratoire Louis Neel, C.N.R.S., 38042 Grenoble Cedex, France

(*Accepted in revised form* 28 *June* 1983)

Abstract—The progressive development of planar and linear fabrics due to Alpine deformation in Dogger calcareous shales has been studied in the Dauphinois zone of the French Alps, using measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility. The axes and shapes of magnetic ellipsoids and petrofabrics show good qualitative correlation through a series of different fabric types from a sedimentary to a highly deformed one.

Together with various petrological techniques, magnetization measurements in a variable field (up to 5 T) and under variable temperature with a cryogenic magnetometer, were used to achieve a complete analysis of the magnetic mineralogy with its dia-, para- and ferromagnetic (*s.l.*) contributions. The effects on the anisotropy of the complex mineralogy and various geological processes including pressure-solution, metamorphism and weathering, are discussed.

INTRODUCTION

IN THE Dauphinois zone of the French Alps, described by Ramsay (1963), along the northwest side of the external crystalline massifs lies a continuous belt of Lias and Dogger calcareous shales (Fig. 1). These weak layers form a privileged shearing zone and were deformed during the Alpine thrusting and the northwestward transport of the upper units, sub-Alpine massifs and Prealps. This deformation has led to a spaced regional cleavage dipping to the southeast and to folds verging to the northwest. As can be seen in the Helvetic and Prealps nappes, the deformation has a clear lateral gradient from the southwest to the northeast. Illite crystallinity and fluid inclusion temperatures indicate a correlative increase of metamorphism, reaching the epizone in the Megève region (Zwart 1973) where paragonite has been observed. In the eastern sedimentary cover of the crystalline massifs (sites K and L in Fig. 1) deformation and metamorphism are even higher (Bernard *et al.* 1977, Gratier & Vialon 1980). It is in this framework that the relationships between magnetic properties and petrofabrics have been studied.

PETROFABRICS

Twelve sites were sampled in the homogeneous series of dark calcareous Dogger shales (Fig. 1). Optical examinations and X-ray diffractometry indicate the following mineralogy: calcite, quartz, chlorite, illite and pyrite. In the most metamorphosed sites, illite is replaced by paragonite or muscovite. In some weathered samples iron oxyhydroxydes become abundant within the cleavage planes. The bedding is marked by a decimetric and millimetric compositional layering.

The beginning of deformation took place principally through a mechanism of pressure-solution, indeed calcite and quartz were dissolved at the level of cleavage foliae and grew again in tension gashes. The cleavage foliae correspond to an iron-enrichment zone where

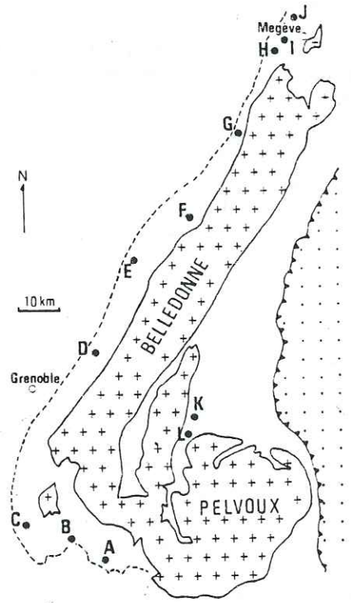


Fig. 1. Simplified map of the Dauphinois zone (French Alps) showing the external crystalline massifs, the western upper limit of Dogger outcrops (dashed line) and the location of the sites labeled from A to L. The Penninic zone is shown stippled.

phyllosilicates and opaque grains accumulated more or less passively (cf. Gratier 1982, Rochette 1983). The increase in deformation results in a densification of the cleavage foliae, a decrease in the angle between the bedding and cleavage planes and the appearance of a significant amount of grain rotation and oriented recrystallization. In the Megève region (sites H, I and J) a northwestward stretching lineation due to the transport appears, superposed on the NE-trending bedding-cleavage intersection lineation (Pijolat *et al.* 1981). A westward stretching lineation is strongly developed in the eastern sites, K and L.

The sequence of fabric types described by Ramsay (1982) is observed: beginning with an oblate sedimentary fabric (sites A and B), the superposition of a cleavage oblique to the bedding gives a prolate intersection fabric or pencil structure (sites C, D, F and G), then the oblate tectonic fabric parallel to the cleavage predominates (sites E, H, I, J and K); finally the stretching lineation gives a prolate fabric, while the cleavage has a less constant attitude (site L).

MAGNETIC FABRIC

Measurement and representation

Extensive measurements of the anisotropy of low-field susceptibility were carried out using a Digico anisotropy delineator. The direction and magnitude of the three principal axes of the susceptibility ellipsoid ($K_1 > K_2 > K_3$) were thus determined. To quantify the intensity of the anisotropy the parameter P (degree of anisotropy) is used, where:

$$P = \frac{K_1}{K_3}. \qquad (1)$$

The symmetry of the anisotropy ellipsoid is described by the parameter V (Coward & Whalley 1979, Jelinek 1981), where

$$V = \frac{2k_2 - (k_1 + k_3)}{k_1 - k_3} \text{ and } k_i = \log_e K_i. \qquad (2)$$

The value of V is 0 for a plane anisotropy ellipsoid, +1 for a uniaxial oblate ellipsoid, and −1 for a uniaxial prolate ellipsoid.

Magnetic mineralogy

The anisotropy of low-field susceptibility, K_0, can be due to the preferred orientation of various magnetically anisotropic minerals with dia-, para-, antiferro- or ferromagnetic (*s.l.*) behaviours (Owens & Bamford 1976, Hrouda 1982). To understand the relation between the petrofabric and the magnetic fabric, a close control of the magnetic mineralogy is necessary. In fact, especially in rocks with low values of K_0, there is generally more than one mineral which contributes to the value and anisotropy of K_0, as shown by Coward & Whalley (1979) using magnetic measurements in a variable field up to 0.68 T.

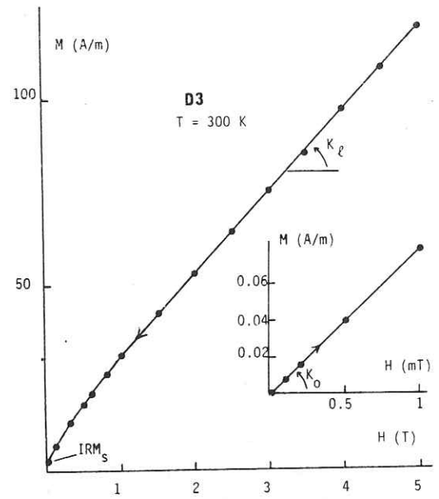


Fig. 2. Induced magnetization curve in high and low fields measured in the cryogenic magnetometer at room temperature for sample D3.

In the present study a complete quantitative analysis of K_0 has been performed on several selected samples using magnetization measurements in a variable field up to 5 T and under variable temperature, with a cryogenic S.H.E. magnetometer. This apparatus can measure 12 mm-high cubic samples with a noise level of less than 10^{-4} A/m. At room temperature the magnetization curve of a sample shows two parts (Fig. 2); one, which is linear at any field strength, is the sum of the para-, dia- and antiferromagnetic contributions. All these minerals form the matrix, characterized by the high-field susceptibility, K_l, and in which are dispersed few ferromagnetic grains responsible for the saturating part of the curve. The ferromagnetic (*s.l.*) contribution is characterized by the isothermal remanent magnetization at saturation, IRM_s, and by a ferromagnetic low field susceptibility, K_f, derived from K_0 measured between 0 and 1 mT by the subtraction of K_l. This operation implies that the ferromagnetic grains are saturated in the fields used to measure K_l: between 3 and 5 T. For diamagnetic materials and paramagnetic salts it has been verified that K_0 and K_l are equal. Paramagnetic salts were also used to calibrate the value of K_0 between the Digico A.C. bridge and the cryogenic magnetometer.

The matrix susceptibility K_l, ranging from 20 to 180 10^{-6} SI, can be further analysed through its thermal variation (Rochette *et al.* 1983). For several samples it has been possible to fit this variation with the following law

$$K_l = C/(T - \theta) + D, \qquad (3)$$

where C, θ and D are constants and T is the absolute temperature. It separates a predominant paramagnetic term, $C/(T - \theta)$, from a diamagnetic term, D, as shown for sample L8 in Fig. 3. For five samples, a mean diamagnetic susceptibility of -15×10^{-6} is observed. This value, intermediate between the susceptibilities of calcite and quartz, -13 and -17×10^{-6} (Carmichael

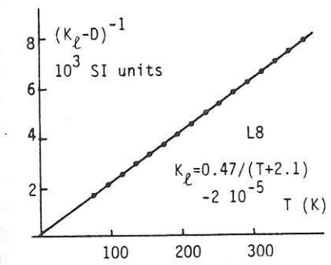


Fig. 3. Linear regression plot of $(K_l - D)^{-1}$ vs T (absolute temperature) between 70 and 370 K for sample L8. *K_l is the high-field susceptibility and D* the best-fitted diamagnetic term.

1982) is quite correct for a calcareous shale matrix, although no data are available for the diamagnetic susceptibility of phyllosilicates.

The paramagnetic minerals in sample L8 have been identified by Mössbauer spectroscopy coupled with X-ray diffractometry. The Mössbauer spectrum recorded at room temperature has been interpreted as due to the superposition of three doublets (Fig. 4). The Mössbauer parameters of these doublets (see Table 1) are in good agreement with those already observed for iron in pyrite (Evans *et al.* 1982) and for Fe^{2+} in chlorite and muscovite (Heller-Kallai & Rozenson 1981). From the chemical analysis of total iron and the relative intensities of the three doublets, one can deduce that the paramagnetism of this sample is due to the presence of 2.09% of Fe^{2+} ions in the phyllosilicates (mainly in chlorite). Indeed pyrite has a very weak susceptibility (Serres 1953), negligible compared with the paramagnetic and even diamagnetic contributions. On the other hand the Curie constant, C, deduced from the curve in Fig. 3, corresponds to 2.06% of Fe^{2+}. The good agreement between magnetic and spectroscopic analyses shows that the separation of the paramagnetic contribution, using the magnetization measurements, is truly effective. In all the studied samples the susceptibility of the matrix is mainly due to paramagnetic iron in the phyllosilicates.

In the induced magnetization the ferromagnetic contribution is hidden by the paramagnetic one; this makes thermomagnetic studies unsuccessful in the identification of the ferromagnetic grains, as has been pointed out also by Lowrie & Heller (1982). The ferromagnetic

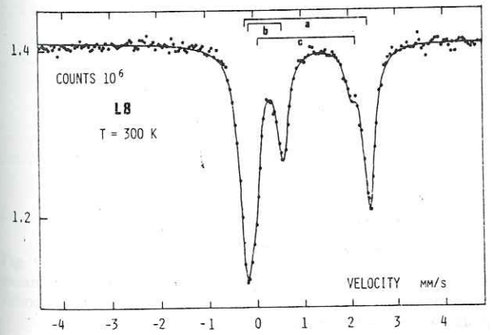


Fig. 4. Mössbauer spectrum of powdered sample L8 at 300 K. The solid line represents the best least-squares fit of the spectrum.

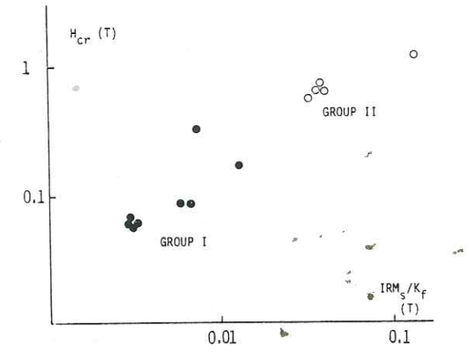


Fig. 5. Plot of the remanent coercive force, H_{cr}, against the ratio of IRM_s to K_f for all studied samples showing the separation in two groups (full and open circles).

contribution can be only studied through the properties of IRM. The acquisition curve of IRM permits the determination of the remanent coercive force H_{cr}. In Fig. 5 the coercive force of all studied samples is plotted against the ratio of IRM_s to K_f. This ratio takes into account the induced magnetic properties and seems to be an interesting parameter, coupled with H_{cr}, to differentiate the ferromagnetic grains according to their nature and grain size (see Hartstra 1982). This plot shows two groups of samples, with some intermediate ones. Group I is typical of a ferrimagnetic mineral and could correspond to fine-grained titanomagnetite according to the studies of Hartstra (1982). Group II corresponds to a mineral with a very high coercive force: in fact the IRM is not saturated even at 5 T. The stepwise thermal demagnetization of IRM_s shows for all samples of group I the same behaviour with maximum blocking temperatures around 520°C (Fig. 6). For group II samples a drastic decrease of IRM is observed between 20 and 80°C; together with the high value of H_{cr} this fact identifies poorly crystallized goethite due to weathering (Lowrie & Heller 1982). The abrupt increase of the susceptibility K_0 after heating over 350°C is linked to the dehydration of goethite into hematite, which is optically obvious. The breakdown of pyrite into magnetite probably occurs in all samples and leads to a general increase of K_0. In the samples containing goethite the value and behaviour of IRM_s after the thermal cleaning at 80°C is similar to those of group I samples. All these facts would indicate that in all the sites the original ferromagnetic mineral consists of fine-grained iron-rich titanomagnetite. Such grains have effectively been observed by microprobe analysis of a magnetic extract; but there are

Table 1. Mössbauer parameters of the three quadrupole doublets of the spectrum (Fig. 4). δ, Δ and Γ are respectively (in mm/s) the isomer shift relative to iron metal, the quadrupole splitting and the line-width at half height; I is the relative intensity in per cent

Doublet	δ	Δ	Γ	I	Assignment
a	1.12	2.61	0.30	53%	Chlorite Fe^{2+}
b	0.30	0.62	0.30	35%	Pyrite Fe^{2+}
c	1.10	2.18	0.40	12%	Muscovite Fe^{2+}

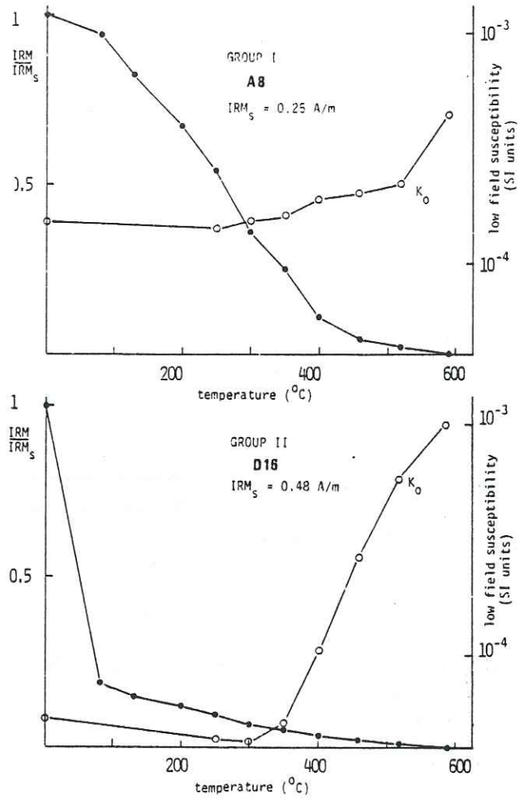


Fig. 6. Stepwise thermal demagnetization of IRM, and correlative change in the low-field susceptibility for group I and group II samples.

also some spherules of iron sulphides which could contain some pyrrhotite (Rochette 1983). Thus the presence of a mixture of titanomagnetite and pyrrhotite cannot be totally discarded.

The formation of goethite in weathered samples, traced by IRM properties, has also an effect on the matrix susceptibility K_l (Fig. 7). Indeed the conversion of the paramagnetic iron of phyllosilicates into the antiferromagnetic iron of goethite diminishes the value of K_l while the total iron content keeps roughly constant around 2.5%. Except for this weathering effect the value of K_l is more or less the same, around 130×10^{-6}, throughout the whole studied area. On the contrary the susceptibility of the ferromagnetic grains, K_f, shows an abrupt decrease when entering the epizone (sites H to L, Fig. 7). The presence of goethite has no visible effect on the value of K_f which is supposed to be only due to titano-magnetite. It seems that this mineral is partly destroyed by a metamorphic reaction occurring in the epizone.

The orientation of the principal axes

The directions of K_1, the maximum axis and K_3, the minimum axis of the low-field susceptibility ellipsoid are plotted and compared with the structural elements for the twelve sites in Fig. 8. In sites A and B where the directions are rather scattered due to the weak anisotropy degree, the K_3 directions lie close to the pole to bedding while the K_1 directions show a spread of orientations within the bedding plane. This would indicate a planar sedimentary fabric perhaps soon disturbed by tectonic deformation. In sites C, D, F and G a magnetic lineation (that is, a grouping of K_1 directions) is clearly defined and parallel to the bedding-cleavage intersection. As for the magnetic foliation it is still parallel to the bedding in site C while in the others a competition between the bedding and cleavage planes explains the directional scatter of K_3. In sites E, H, I, J and K the magnetic foliation is now well-defined and parallel to the cleavage plane while K_1 directions are widely scattered. In the Megève region (sites H, I and J) this scatter could be the result of the competition between the bedding-cleavage intersection and the transport lineation; meanwhile there is a slight tendency toward the transport lineation. This tendency is much clearer in site K. Finally in site L a clear magnetic lineation parallel to the transport lineation appears, while the magnetic foliation parallel to the cleavage is much less defined.

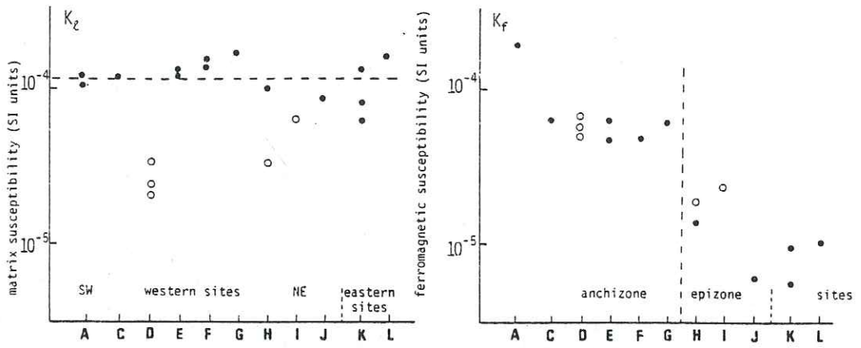


Fig. 7. Diagrams of the matrix and ferromagnetic susceptibilities, K_l *and* K_f, in selected samples of different sites classified according to increasing deformation and metamorphism. Open symbols correspond to the samples where IRM is mainly carried by goethite.

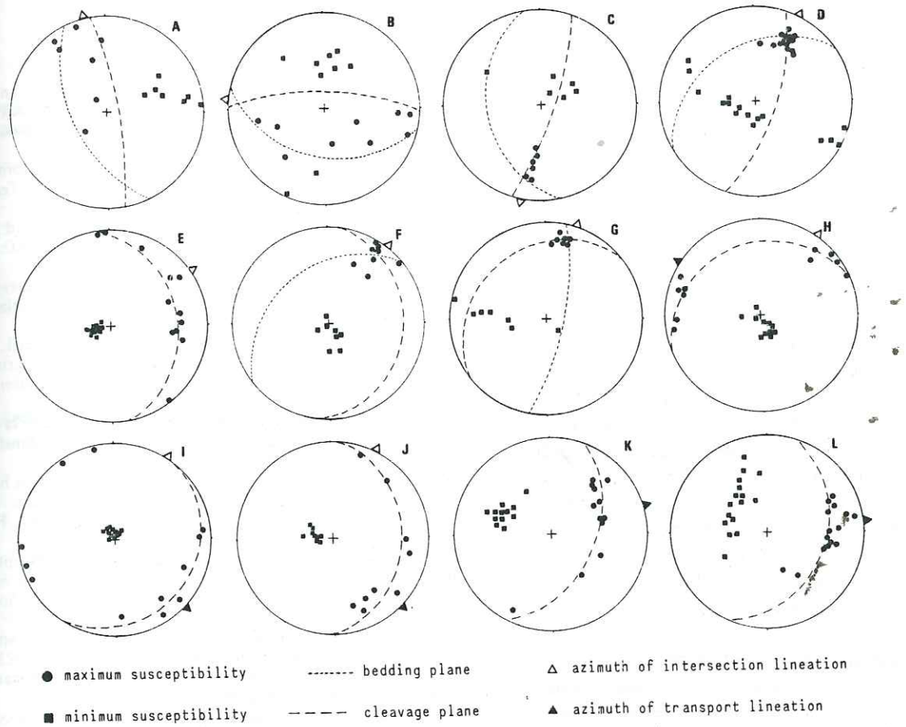


Fig. 8. Stereoplots of the maximum and minimum axes of the low-field susceptibility ellipsoid for the twelve sites (Fig. 1), compared with the structural elements. In several cases the bedding is not indicated because it is almost parallel to the cleavage. At site D a small fold has been sampled; the general bedding and the axial-plane cleavage are indicated.

The shape and intensity of the magnetic fabric

Arithmetical means of the shape parameter V and the anisotropy degree P have been calculated for each site (Fig. 9). The succession of the different planar and linear fabrics also appears when considering these two parameters: V is positive for a predominant planar fabric and negative for a predominant linear fabric; roughly speaking the anisotropy degree P increases with deformation.

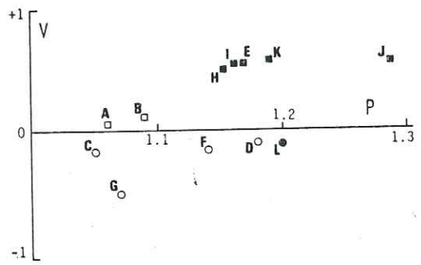


Fig. 9. Variation of the site mean-shape parameter, V, with the site mean-anisotropy degree, P, for the twelve sites, showing the different fabric types (Fig. 8). Circles correspond to prolate fabric and squares to oblate fabrics.

DISCUSSION

The qualitative agreement between the axes and shape of magnetic fabric and petrofabric is rather good in these rocks showing various fabric types. A similar trend was observed by Kligfield *et al.* (1981) in Permian red shales. However no direct quantitative correlation between strain and magnetic anisotropy could be drawn from the present data; indeed it has been shown that the low-field susceptibility has two main contributions: the paramagnetic one of phyllosilicates and the ferrimagnetic one of titanomagnetite. The within and between sites variability in their relative ratio due to lithology, metamorphism and weathering (see Fig. 7), results in a strain independant variation of the total magnetic anisotropy. With the present available data for K_f and K_l it is not possible to correct the low field anisotropy data for the effect of the matrix susceptibility.

Measurements of K_0 and K_l with the cryogenic magnetometer along the maximum and minimum axes of samples cut according to the petrofabric axes show that the origin of the total anisotropy is variable. The matrix susceptibility is almost isotropic in the sites with sedimentary or intersection fabric. But when the cleavage is well developed, the anisotropy degree of K_l becomes important, up to 1.22. This is due to a strong preferred orientation of phyllosilicates parallel to the

cleavage plane. Indeed phyllosilicates exhibit a maximum paramagnetic susceptibility within the silicate planes, as shown by Ballet (1979) and Ballet & Coey (1982), in particular for chlorite and muscovite. The contribution of the paramagnetism of phyllosilicates to the total anisotropy is important in sites E, H and I, and is almost the only one in sites J, K and L, as deduced from Fig. 7.

The anisotropy of the ferromagnetic contribution, which governs the total anisotropy in the less deformed sites is due to shape alignment of titanomagnetite grains. This alignment could be the result of individual grain rotation during continuous strain. But in the case of the tectonic fabrics, considering the importance of pressure-solution processes and the frequent occurrence of planar or linear clusters of opaque grains within solution planes, it is probably more realistic to assign the origin of anisotropy to the solution planes themselves, as stated by Borradaile & Tarling (1981) in a similar situation. In this model, magnetic interactions between titanomagnetite grains of an identical cluster would produce the overall anisotropy. If such a mechanism actually occurs, it rules out a quantitative correlation between strain and magnetic anisotropy in rocks where pressure-solution processes take place: no mathematical relation can arise from the addition of a discontinuous process and anisotropic magnetic interactions.

In this paper the influence of complex magnetic mineralogy and deformation mechanisms has been pointed out to emphasize the need for a close control of these two factors for successful investigations in the field of magnetic anisotropy.

Acknowledgements—Our colleagues of the Laboratoire Louis Néel and of the I.R.I.G.M. are gratefully acknowledged for their help and discussion. We would like to thank Dr C. Laj of the Centre des Faibles Radioactivités at the C.N.R.S., Gif sur Yvette, for allowing P.R. to use the magnetic anisotropy and remanence spinners in his laboratory, and Dr J. R. Regnard of the D.R.F., Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, who has done the Mössbauer spectroscopy.

REFERENCES

Ballet, O. 1979. Fe^{2+} dans les silicates lamellaires. Etude magnétique et Mössbauer. Thesis, University of Grenoble.

Ballet, O. & Coey, J. M. D. 1982. Magnetic properties of sheet silicates; 2:1 layer minerals. *Phys. Chem. Minerals* **8**, 218–229.

Bernard, D., Gratier, J. P. & Pecher, A. 1977. Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syn-cinématiques à un problème tectonique. *C.r. somm. Soc. géol. Fr.* **5**, 284–288.

Borradaile, G. J. & Tarling, D. H. 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics* **77**, 151–168.

Carmichael, R. F. 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. In: *Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol.* 2. CRC Press, Boca Raton, Florida.

Coward, M. P. & Whalley, J. S. 1979. Texture and fabric studies across the Kishorn Nappe, near Kyle of Lochalsh, Western Scotland. *J. Struct. Geol.* **1**, 259–273.

Evans, B. J., Johnson, R. G., Senftle, F. E., Blaine Cecil, C. & Dulong, F. 1982. The 57 Fe Mössbauer parameters of pyrite and marcasite with different provenances. *Geochim. cosmochim. Acta* **46**, 205–215.

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. & 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.

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-Kallai, L. & Rozenson, I. 1981. The use of Mössbauer spectroscopy of iron in clay mineralogy. *Phys. Chem. Minerals* **7**, 223–238.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys* **5**, 37–82.

Jelinek, V. 1981. Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* **79**, 563–567.

Kligfield, R., Owens, W. H. & Lowrie, W. 1981. Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* **55**, 181–189.

Lowrie, W. & Heller, F. 1982. Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 171–192.

Owens, W. H. & Bamford, D. 1976. Magnetic, seismic, and other anisotropic properties of rock fabrics. *Phil. Trans. R. Soc.* **A283**, 55–68.

Pijolat, B., Gay, M., Gratier, J. P. & Vialon, P. 1981. Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* **23**, 177–195.

Ramsay, J. G. 1963. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. *Proc. geol. Ass.* **74**, 357–391.

Ramsay, J. G. 1982. Variations in linear and planar fabrics in the western Helvetic nappes, Switzerland. *Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich* **239a**, 230–232.

Rochette, P. 1983. Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Thesis, University of Grenoble.

Rochette, P., Fillion, G., Mollard, P. & Vergne, R. 1983. Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* **296**, 557–559.

Serres, A. 1953. Sur quelques composés du cobalt et du fer à paramagnétisme très faible et constant. *J. Phys. Rad.* **14**, 689–690.

Zwart, H. J. 1973. *Metamorphic map of Europe: Sheet* 17. Leiden and UNESCO, Paris.

Tectonophysics, 139 (1987) 285–293
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

II - Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates

G. LAMARCHE and P. ROCHETTE

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, UA 733 (CNRS), IRIGM, B.P. 68, 38402 St. Martin d'Hères Cedex (France)

(Received March 25, 1986; revised version accepted November 25, 1986)

Abstract

Lamarche, G. and Rochette, P., 1987. Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of some Alpine slates. *Tectonophysics*, 139: 285–293.

The anisotropy of magnetic susceptibility was measured in 266 samples taken from 23 sites throughout the Jurassic sequence of the Dauphinois zone, French Alps. Four main areas were investigated, showing evolution from slightly to highly deformed rocks, in a thrusting regime. The orientation and shape of the ellipsoid of the magnetic fabric exhibit a good qualitative correlation with structural field observations, as shown by comparative lineation maps.

However, the interpretation of the magnetic data in terms of orientation and intensity of deformation is complicated by the interaction of different planar and linear structural elements, and by the variable mineralogical origin of the magnetic fabric: magnetite and phyllosilicates both contribute in varying degrees to the magnetic fabric.

Introduction

The use of the magnetic fabric, i.e., the anisotropy of magnetic susceptibility, as a microstructural tool is becoming a widely applicable technique as a result of improvements in theory and instrumentation and because the magnetic fabric has been correlated with structural data in a variety of rock types and tectonic settings (Hrouda, 1982). Rochette and Vialon (1984) reported a good correlation between the magnetic and tectonic fabrics in twelve sites of weakly magnetic shales, the Bajocian (Middle Jurassic) rocks of the Dauphinois zone in the French Alps. They also emphasized the difficulties caused by the complex mineralogical origin of magnetic anisotropy and by various deformation mechanisms.

To establish clearly and enlarge upon these conclusions, a further 266 samples from 23 sites were taken throughout the rest of the Jurassic sequence of this region. Besides the completion of the regional study, the main objectives of this paper are (1) to develop geometrical methods for the analysis of magnetic data in the case of structural interactions, (2) to prove and determine the presence of the principal stretching direction in the absence of any nonmagnetic strain markers, and (3) to explore further the potential for the use of the magnetic fabric for quantitative estimate of deformation.

Geology of the study region

The Jurassic rocks of the Dauphinois zone (Fig. 1) comprise an approximately 2000-m-thick (with about 300 m for the Middle Jurassic), monotonous sequence of predominantly calcareous black shales widely cropping out around the Belledonne and Pelvoux external crystalline massifs (see Ramsay, 1963). During the Alpine orogeny, basement-in-

0040-1951/87/$03.50 © 1987 Elsevier Science Publishers B.V.

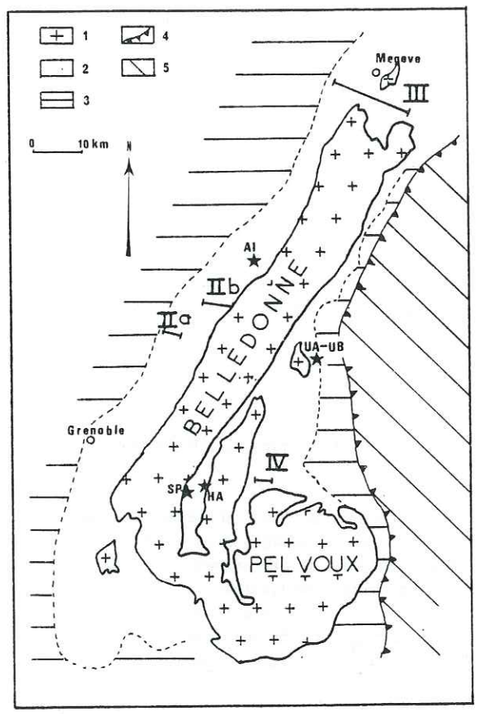


Fig. 1. Simplified geological map (after Ramsay, 1963) of the Dauphinois zone showing the locations of different sections (II–IV) and of the isolated sites (AI, UA–UB, HA, SP). Key: *1* = Hercynian basement; *2* = Triassic and Jurassic rocks; *3* = Cretaceous and Tertiary sediments; *4* = major thrust planes; *5* = Penninic zone.

duced northwestward thrusting occurred. The Jurassic shales, together with the Triassic evaporites, served as a main shearing zone and suffered variable amounts of internal deformation (Gamond, 1980). This deformation increases downward and toward the northeast. It is also greater in the more internal part of the Dauphinois zone, at the eastern edge of the Belledonne massif.

The main tectonic phase produced a regional slaty cleavage (S_1) axial to folds (P_1) verging to the northwest. A second set of structures, evolving as a consequence of the same horizontal northwest-directed simple shear, occurs only in the most deformed area as a second crenulation cleavage (S_2) dipping steeply southeast, and as small-scale

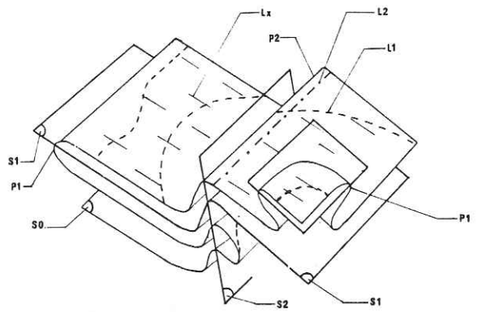


Fig. 2. Block diagramm illustrating the structural elements encountered in the Dauphinois zone (see text for the definitions).

folds (P_2). Figure 2 illustrates these elements near the end of their evolution. The bedding (S_0) becomes parallel to the almost horizontal S_1 plane. The P_1 axes are reoriented by shear in the transport direction, L_x, whereas P_2 axes maintain their orientation at N30. Three foliations can thus be observed: S_0 is often overprinted by S_1, which in turn is locally affected by S_2; three lineations can result on the S_1 plane: the stretching lineation L_x parallel to the transport direction, and L_1 and L_2, the intersections with the planes S_0 and S_2. The lineations L_1 and L_2 are parallel to the fold axes P_1 and P_2, respectively.

The area has undergone a low-grade metamorphism that, on average, regionally increases with deformation up to greenschist facies. Apart from belemnites in some Liassic horizons, the Jurassic rocks contain no quantitative strain markers; thus, one aim of the magnetic study was to explore the potential use of magnetic anisotropy as a measure of strain.

Sampling description

From the results obtained from earlier, geographically continuous sampling in the Middle Jurassic, three representative cross sections were selected for all of the Jurassic. These are labelled II to IV because section I, described by Rochette and Lamarche (1986), is not relevant to this structural study. These cross sections represent the different stages of evolution of the fabric from a

slightly disturbed sedimentary stage to a strongly oriented tectonic one. They show the following features, II being divided into two subsections on either side of the Isère valley (Fig. 1 and Table 1).

Rocks from subsection IIa (sites RK, RH, RJ) in the Upper Jurassic are the least deformed. In the oldest and most argillitic site, RK, S_1 is indistinguishable from S_0, while S_1 does become a spaced fracture cleavage at right angles to S_0 at localities in the overlying calcareous beds.

Section IIb contains five sites (RA–RE) from the Lower Jurassic, described by Barfety et al. (1972). Here, S_1 forms a penetrative well-developed cleavage. The calcareous older part of the Lower Jurassic (RA–RC) shows an intersection pencil structure whereas in the upper argillitic sites, S_1 dominates and forms a small angle with S_0.

Section III covers the whole of the Jurassic, except the Middle Jurassic, with six sites (MA–MF); this area was described by Eltchaninoff-Lancelot et al. (1982) and bounds the northeastern termination of the Belledonne massif. It has suffered intensive deformation, as in Fig. 2, showing a subhorizontal S_1 and the three lineations, L_x, L_1 and L_2. The second phase is marked by the rotation of S_1 around L_2, oriented N 30 and locally, crenulation cleavage S_2 (Pijolat et al., 1981).

Section IV is limited to four sites (NA–ND) in the Lower Jurassic because of the absence of the Upper Jurassic in this area. Tectonically it is slightly more evolved than section III, the stretching lineation L_x is stronger and has an average orientation of N 80 (Gratier and Vialon, 1980).

Each site represents a single outcrop no larger

TABLE 1

Mean values of different parameters used for each site *.

Sites	Sect.	Age	N	$\overline{K}$	$\overline{P}$	$\overline{T}$	Magnetic fabric origin		% of matrix $\left(\frac{K_f}{K}\times 100\right)$
							fol.	lin.	
RA	IIb	Hettangian	13	116.4	1.097	−0.23	–	L_1	27–83
RB	IIb	Sinemurian	17	162.2	1.05	−0.12	–	L_1	58
RC	IIb	Pliensbachian	16	110.2	1.067	0	–	L_1	54
RD	IIb	Pliensbachian	15	110.9	1.03	0.11	S_1	L_1	72
RE	IIb	Aalenian	9	225.3	1.20	0.49	S_1	L_1	86
RH [a]	IIa	Oxfordian	17	278.9	1.06	−0.11	S_0	L_x	23
RJ [a]	IIa	Kimmeridgian	12	42.2	1.038	0.85	S_0	L_x	61
RK	IIa	Bathonian	7	105.8	1.055	0.254	S_0	L_x	85
MA	III	Hettangian	9	51.8	1.15	0.28	S_1	(L_x)	81
MB	III	Pliensbachian	8	62.7	1.23	0.49	S_1	L_2–L_x	81
MC	III	Aalenian	12	111.1	1.087	0.51	S_1	L_2–L_x	74
MD	III	Bathonian	9	122.5	1.067	0.32	S_1	L_2–L_x	72
ME	III	Oxfordian	15	181.5	1.18	0.47	S_1	L_2–L_x	92
MF [a]	III	Toarcian	8	34.9	1.19	0.205	(S_1)	(L_x)	64
NA	IV	Aalenian	12	213.2	1.17	0.52	S_1	$(L_2$–$L_x)$	85–92
NB	IV	Toarcian	13	303.5	1.08	0.39	S_1	L_x	86
NC	IV	Pliensbachian	12	152.3	1.14	0.77	S_1	L_x	77
ND	IV	Pliensbachian	6	72.9	1.09	0.29	S_1	L_x	74
AI	–	Bajocian	13	128.8	1.14	0.28	S_1	L_1–L_2	73
UA	–	Bajocian	10	129.7	1.139	0.64	S_1	(L_1)	79–85
UB	–	Toarcian (?)	13	101.9	1.081	0.67	S_1	–	83
HA [a]	–	Sinemurian	10	117.2	1.07	0.415	–	L_1–L_2	94
SP [a]	–	Sinemurian	10	39.3	1.03	0.029	(S_1)	L_x	57

* N is the number of measured samples, K, P and T the magnetic-anisotropy parameters (see text). Symbol ([a]) denotes sites remeasured with KLY-2. K_f is the matrix susceptibility measured in high field.

than 30 m in in extension, where 6 to 17 cores were drilled at regular spacing. Localities were chosen to give the best span of the stratigraphic sequence. Separately from those in the cross sections, five isolated sites were sampled in the Lower and Middle Jurassic (see Fig. 1 and Table 1) because they exhibit features of special structural interest. In particular, HA and SP come from the Bourg d'Oisans basin where a subvertical stretching lineation L_x has been observed (Gratier and Vialon, 1980).

Measurement and representation

The low-field magnetic susceptibility and its anisotropy were measured for all samples with the Digico anisotropy delineator at the Centre des Faibles Radioactivités in Gif sur Yvette. Later, some sites were remeasured with the high-sensitivity Czech bridge KLY-2 in our laboratory. The agreement between the two instruments appears to be good for the directions and intensities of anisotropy (Lamarche and Rochette, in press); however, for susceptibilities less than 10^{-4} SI, the bridge gave less scattered directional results. Thus, they were included in the present data (Table 1).

At low fields, the susceptibility is a second-order tensor which can be represented by an ellipsoid with the three principal axes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$. The parameters used to describe this ellipsoid will be the mean susceptibility K, the anisotropy degree $P = K_1/K_3$ and the shape parameter $T = (2\ k_2 - k_1 - k_3)/(k_1 - k_3)$ where $k_i = \log\ K_i$ (Jelinek, 1980). The value of T varies from $+1$ to -1 for the uniaxial oblate to prolate ellipsoids.

Origin of the anisotropy

The magnetic anisotropy of rocks can be due to the preferred orientation, i.e., the petrofabric, of two types of anisotropic grains (Hrouda, 1982):

(1) nonequidimensional grains of strongly magnetic but intrinsically isotropic minerals such as magnetite, which exhibit an anisotropy of shape origin, the long axis being the one of maximum susceptibility (K_1); and

(2) grains of minerals with an anisotropy of crystalline origin and a negligible shape effect, due to their low susceptibility; an example are the phyllosilicates, the basal plane of which is the plane of maximum susceptibility, i.e., containing K_1 and K_2.

To understand the relationship between the magnetic fabric and the petrofabric, it is therefore necessary to know the magnetic mineralogy, i.e., the mineralogical origin of the susceptibility anisotropy.

A thorough investigation of the magnetic mineralogy of the Dauphinois Jurassic rocks has been reported elsewhere by Rochette and Lamarche (1986), and only a brief summary follows here. The bulk susceptibility K of the Jurassic rocks, studied here, shows the same features as observed previously in the Middle Jurassic alone by Rochette and Vialon (1984) or in the similar Jurassic sequence of England by Hounslow (1985). K is small, varying from 10 to 760×10^{-6} SI, and has a triple origin: the constant diamagnetic contribution, around -14×10^{-6}, the paramagnetic contribution of iron contained mainly in the phyllosilicates but also in some cases in the carbonates, and the contribution of magnetite or titanomagnetite which represents between 6 and 77% of K (Table 1). These proportions depend on the lithology, especially on the amount of phyllosilicates, and on the metamorphism which destroys the magnetite grains. Thus, there are two sources for the anisotropy: the preferred orientation either of the long axes of magnetite acicular grains or of the crystalline axes—here strongly reflected in grain shape—of phyllosilicates. The latter are less sensitive to mild deformations owing to their lower intrinsic anisotropy (Hrouda, 1982). In the less-metamorphosed and deformed section II, magnetite dominates the anisotropy, whereas in sections III and IV, the main and sometimes the only source are the phyllosilicates.

The magnetic fabric at the local scale

In order to establish the structural significance of the magnetic fabric, it is necessary to consider the orientation of the maximum and minimum susceptibility axes, K_1 and K_3, of all individual samples from one site in geographic coordinates, and to compare them with the structural elements

measured in the field or on the cores. Figure 3 illustrates the different cases encountered, following the classification proposed by Kliegfield et al. (1977). In Fig. 3a, both K_1 and K_3 directions are well clustered, and they thus define a magnetic lineation (parallel to mean K_1) and a magnetic foliation (perpendicular to mean K_3). Here (section IIa) the magnetic foliation is parallel to S_0. At sites UB and AI (Figs. 3b and 3c) only one magnetic element is well defined, the foliation, parallel to S_1 at UB, and the lineation, parallel to the intersection lineation at AI. The scatter of K_1 in the S_1 plane of site UB is due either to the lack of measurable anisotropy in this plane or to the competition between the two perpendicular structural lineations, L_x and L_1. On the other hand, the scatter of K_3 at site AI is caused by a variable rigid-body rotation of the fabric by the late folding P_2: when the S_1 planes are brought to the horizontal by rotation around L_2, after a global rotation bringing L_2 to the horizontal, a tight cluster of K_3 appears near the vertical. Hence, apart from a rigid-body rotation, the appearance of a cleavage, S_2, does not affect the pre-existing magnetic foliation parallel to S_1.

Such a tectonic correction, similar to the paleomagnetic "fold test" (MacDonald, 1980), is in this case not possible by the use of field measurements because of the small scale of the secondary folds. A special goniometer was developed to measure optically on the standard cylindrical sample either the S_1 plane or any other visible element. This method allows effective correction for rigid-body rotation at the sample scale.

More complex situations occur at sites HA and SP from the Bourg d'Oisans basin (Figs. 1 and 4). At HA, where the secondary phase is well developed and S_0 is subparallel to S_1 or not visible, both K_1 and K_3 show scattered directions. When the individual S_1 planes are brought to the horizontal, a cluster of K_1 appears near L_1–L_2. K_3 directions are this time still scattered, indicating a magnetic fabric influenced by both S_1 and S_2 planes. At site SP, both limbs (E and W) of a tight

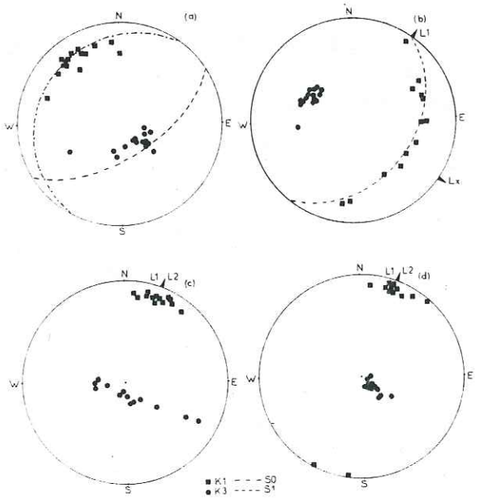


Fig. 3. Equal-area lower-hemisphere projections of individual directions of maximum (squares) and minimum (circles) principal susceptibilities at the site level; examples of different fabric types showing (a) well-defined magnetic foliation and lineation (site RH), (b) foliation only (site UB), and (c) lineation only (site AI). (d) Site AI after tectonic correction (all S_1 rotated to the horizontal—see text). Measured trends of structural lineations are indicated, together with the S_0 and S_1 planes.

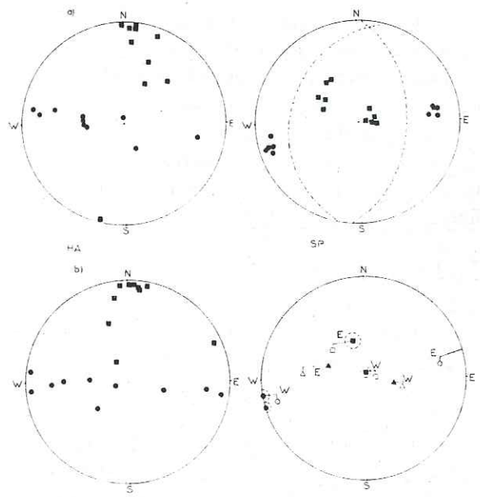


Fig. 4. Equal-area projections of the magnetic directions obtained in the Bourg d'Oisans basin (sites HA and SP); (a) before and (b) after tectonic correction. A partial unfolding has been applied at SP (see text). Symbols denote E and W limbs mean directions for K_1 (squares), K_3 (circles) and bedding pole (triangles), with open symbols for uncorrected directions.

similar anticline were sampled. In each limb, the magnetic foliation and lineation are well defined and lie at approximately 20° to the pole to S_1 and to the L_x direction, respectively (Fig. 4a). To explain this discrepancy, it is assumed that after the main deformation produced a well-defined fabric, the fold was further tightened in a more concentrical mode, thus rotating the fabric. After a partial unfolding (the fold axis being brought to the horizontal), which led to vertical magnetic foliations for both limbs, it appears that the differences between the magnetic directions are almost cancelled (Fig. 4b). This solution, the simplest, although not the only one, supports the above model.

Magnetic fabric at the scale of a section

To analyse further lineations of unknown affinity, such as those in Figs. 3b and 3d, it is convenient to consider the density distribution of a large number of directions at the section scale. This permits the identification of clusters superposed on an overall scatter of directions. For this purpose, maximum and minimum directions have been assembled separately for each section; tectonic correction was applied for rigid-body rotation of S_0 around L_1 in subsection IIa and of S_1 around L_2 in the other sections. In practice, S_0 or S_1 were rotated around their horizontal axis, which is, on average, parallel to L_1 or L_2, because these lineations are regionally horizontal.

In subsection IIa the K_3 directions are clustered near the vertical (Fig. 5), suggesting that the magnetic foliation may be caused by deposition and compaction of the sediment. The well-defined magnetic lineation (see also Fig. 3a) seems to indicate a stretching axis approximately parallel to the transport direction, not visible on the outcrop, but deducible from the geometry of thrusting (Siddans, 1983). The lower Jurassic subsection IIb is markedly different (Fig. 5), i.e., the magnetic foliation results from competition between S_0 and S_1, particularly at the calcareous sites RA and RB. On average, however, K_3 clusters about the pole of S_1. As far as lineation is concerned, a pronounced cluster occurs parallel to the intersection lineation L_1.

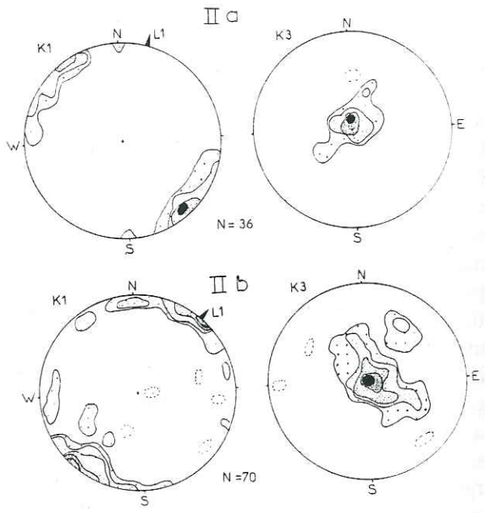


Fig. 5. Equal-density contours for maximum (K_1) and minimum (K_3) susceptibility directions in section IIa, with bedding rotated to horizontal, and in section IIb, with cleavage S_1 rotated to horizontal. N is the sample number.

In section III (Fig. 6), the tectonic correction of S_1 leads to a tight clustering of K_3 directions perpendicular to S_1, whereas K_1 directions are

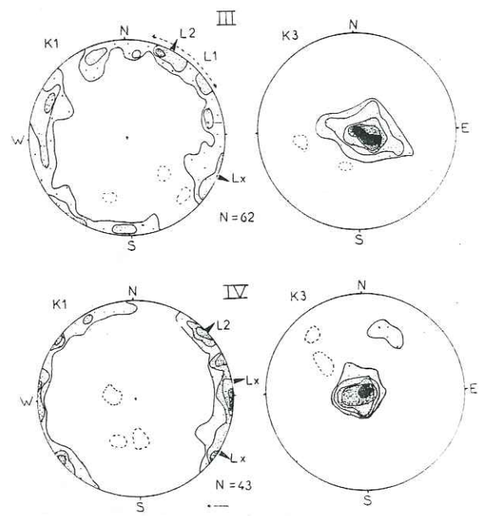


Fig. 6. Equal-density contours for maximum (K_1) and minimum (K_3) susceptibility directions after tectonic correction (S_1 rotated to horizontal) in sections III and IV.

highly scattered within the horizontal plane. However, two submaxima of K_1 appear to be parallel to L_2 and L_x, while the field range of L_1 has only a slightly increased K_1 density as its magnetic counterpart. A similar pattern appears in section IV (Fig. 6), with a magnetic foliation parallel to S_1, a spread of K_1 orientations, but with more pronounced clusters than in section III. The N 85-trending regional lineation L_x dominates, but two other submaxima appear, one parallel to L_2 and the second oriented N125; this corresponds to L_x measured at site NC, showing a local disturbance of its average N85 trend.

The shape and intensity of the magnetic fabric

In our samples, the quantitative structural relevance of the intensity and shape parameters, P and T, is rather questionable for two reasons. Numerical values of P and T vary widely at each sample locality because of structural and lithological heterogeneity and also because of instrumental limitations of the Digico system for rocks of such low susceptibility. The magnetic anisotropy is multicausal because of the two-fold mineralogical origin of the rock susceptibility. The magnetite grains are equivalent to rigid linear markers with intrinsic anisotropy P ranging in degree from 1.5 to 5 (Hrouda, 1982) whereas phyllosilicates are soft planar markers with an intrinsic value of P of around 1.2. As a consequence, their respective fabric parameters will be markedly different for the same deformed state.

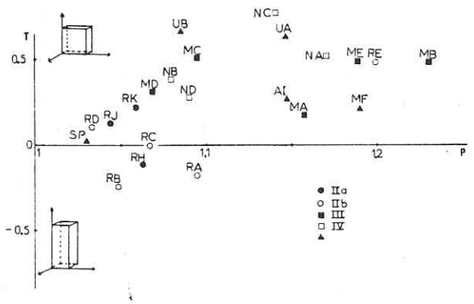


Fig. 7. Mean values by locality of the shape parameter T plotted against the anisotropy degree P, labelled according to site name and section symbol.

This variability, independent of the deformation, is illustrated by the width and superposition of the domains of each section in a P–T diagram (Fig. 7); nevertheless, qualitative relationships appear. In section II, the mean value of P for each site ($\overline{P}$) ranges from 1.03 to 1.09 (except for site RE), whereas it increases up to 1.23 in sections III and IV. This shows that, on average, $\overline{P}$ seems to increase with the observed strength of the cleavage S_1. $\overline{T}$ values indicating shapes varying from prolate to oblate in section II, and strongly oblate shape in the other sections, again correspond to the strength of S_1.

Discussion

The main point of interest emerging from the analysis of this new set of data, besides another illustration of the wide applicability of the magnetic fabric method, is the discovery of a previously unknown lineation in section IIa and the demonstration that superposed structural lineations can be identified by contouring the density distribution of a number of K_1 directions (e.g., sections III and IV).

It is unusual to find a magnetic lineation caused by the stretching that results from tectonic shear superposed on a sedimentary planar fabric. Another explanation would be the recording of the flow direction of a paleocurrent; however, no other evidence of paleocurrents was found in these monotonous hemipelagic shales deposited in a quiet environment. Current flow cannot account for the prolate susceptibility ellipsoid observed in many samples and for the constant direction obtained through an almost 1-km-thick pile. A tectonically related magnetic lineation has been reported by Kissel et al. (1986) in what they called "undeformed" shales; however, in their cases this lineation appeared to correspond to an intersection lineation L_1. In our case, L_1 is due to a spaced cleavage that has no effect on the magnetic fabric. The observed magnetic lineation could, therefore, have been produced by an early stage of deformation during tectonic transport that did not affect the planar compactional fabric, other than possibly enhancing it.

In principle, the magnetic fabric at the sample

scale, being a single second-rank tensor, cannot indicate several superposed structural lineations like other petrofabric techniques. However, the use of a density-distribution analysis of the principal axes of the magnetic ellipsoid, after tectonic correction, does allow us to identify the magnetic signature of superposed lineations L_1, L_2 and L_x. We were then able to compare the regional-scale directions obtained by magnetic and field measurements, after the structural synthesis by Gamond (1980). The correspondence between the structural and magnetic maps of lineations (Fig. 8) is self evident.

It could seem inconsistent that the magnetic stretching lineation in section IIa is better defined than in sections III and IV (see Figs. 3a, 5a, and 6), while strain ratios X/Y within the foliation plane, not measurable in section IIa, range from 2 to 8 in sections III (Pijolat et al., 1981) and IV (Beach, 1982). The discrepancy can be explained by an influence of both the stretching and the intersection lineations on the magnetic fabric. However, the phenomenon has more probably a mineralogical origin. That is, magnetite rod-like grains, which carry the anisotropy in section IIa, are much more sensitive to stretching than the phyllosilicates which dominate in sections III–IV. On the other hand, the phyllosilicates can more easily record a crenulation parallel to L_2 or L_1. In fact, in some intermediate cases (e.g., site NA), the magnetic lineation appears to be parallel to L_2 in the phyllosilicate-rich beds and parallel to L_x in the others, where magnetite plays a more important role.

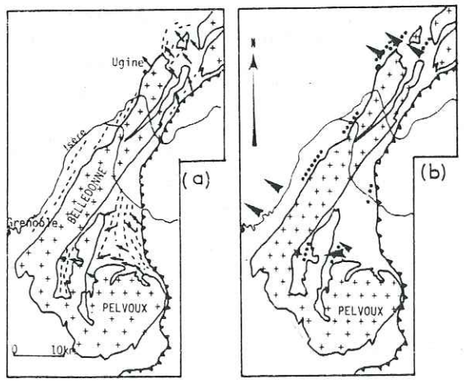


Fig. 8. Sketch maps of the transport lineations (arrows or stars when subvertical) and intersections lineation L_1 (dotted lines) in the Dauphinois zone (a) from field measurements, after Gamond (1980), and (b) from magnetic fabric analysis (this study).

Finally, it should be pointed out that magnetic lineations and foliations are commonly relevant to different stages of deformation. In section IIa, the foliation is assumed to have a compactional origin, whereas the lineation reflects the first tectonic phase, and in sections III–IV, the foliation corresponds to the first cleavage S_1, whereas the intersection L_2 strongly influences the magnetic lineation.

Conclusions

(1) In a wide sample of progressively deformed shales and slates, there is a close correspondence between the development of structural and magnetic fabrics, from sedimentary features to the intensive tectonic deformation by thrusting.

(2) In the most deformed domains, where a complex superposition of structural lineations is observed, the maximum susceptibility directions in the Jurassic rocks of the Dauphinois zone correlate very well with the cleavage intersections and the stretching directions.

(3) Using the magnetic fabric method, a stretching lineation nearly parallel to the regional direction of tectonic transport but not visible when investigated by other structural methods, has been detected in the Upper Jurassic shales of the least-deformed part of the Dauphinois zone.

(4) Although the complex mineralogical origin of the susceptibility in these rocks (Rochette and Lamarche, 1986) prevents the use of our data for a quantitative estimate of strain, it does help to gain an understanding of the various inter-relationships between the magnetic and structural lineations.

Acknowledgements

We are greatly indebted to Carlo Laj from the Centre des Faibles Radioactivités at Gif sur Yvette for allowing us to use the anisotropy delineator.

References

Barfety, J.C., Debelmas, J. and Mouterde, R., 1972. Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et S.E. du massif de Belledonne (Isère). Géol. Alp., 48: 61–86.

Beach, A., 1982. Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps. In: G.D. Williams (Editor), Strain within Thrust Belts. Tectonophysics, 88: 333–346.

Eltchaninoff-Lancelot, C., Triboulet, S., Doudoux, B., Fudral, S., Rampnoux, J.P. and Tardy, M., 1982. Stratigraphie et tectonique des unités delphino–helvétiques comprises entre le Mont-Blanc et Belledonne. Implications régionales. Bull. Soc. Géol. Fr., 24(4): 817–830.

Gamond, J.F., 1980. Direction de déplacement et linéation: cas de la couverture sédimentaire Dauphinoise orientale. Bull. Soc. Géol. Fr., 22(3): 439–446.

Gratier, J.P. and 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.

Hounslow, M.W., 1985. Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks. J. Geol. Soc. London, 142: 995–1006.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5: 37–82.

Jelinek, V., 1980. Characterization of magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79: T63–T67.

Kissel, C., Barrier, E., Laj, C. and Lee, T.O., 1986. Magnetic fabric in undeformed marine clays from compressional zones. Tectonics, 5(5): 769–781.

Kliegfield, R., Lowrie, w. and Dalziel, I., 1977. Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the Sudbury Basin. Ontario. Tectonophysics, 40: 287–308.

Lamarche, G. and Rochette, P., in press. La fabrique magnétique du Flysch Dauphinois (Alpes Françaises): origine et application quantitative. Geodyn. Acta,

MacDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. J. Geophys. Res., 85: 3659–3669.

Pijolat, B., Gay, M., Gratier, J.P. and Vialon, P., 1981. Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 23(3): 195–201.

Ramsay, J.G., 1963. Stratigraphy, structure and metamorphism in the Western Alps. Proc. Géol. Assoc., 74(3): 357–392.

Rochette, P. and Lamarche, G., 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches: exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). Bull. Min., 109: 687–696.

Rochette, P. and Vialon, P., 1984. Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. J. Struct. Geol., 6(1/2): 33–38.

Siddans, A.W.B., 1983. Finite strain patterns in some Alpine nappes. J. Struct. Geol., 5(3/4): 441–448.

Geodinamica Acta (Paris) 1987, 1, 2, 103-112

III -

La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative

The magnetic fabric of the Dauphinois Flysch (French Alps) : origin and quantitative use.

par Geoffroy LAMARCHE * et Pierre ROCHETTE *

RÉSUMÉ. — Les propriétés magnétiques des schistes, grès et calcaires du flysch eocène de la zone dauphinoise ont été étudiées en relation avec la minéralogie et la structure de ces roches. La susceptibilité magnétique en champ faible est principalement due au paramagnétisme des phyllosilicates (illite et chlorite).

L'anisotropie de susceptibilité correspond à un ellipsoïde aplati qui présente les caractéristiques suivantes : un axe minimal perpendiculaire à la schistosité et un axe maximal parallèle soit à une linéation d'intersection soit à la direction d'étirement maximal.

On présente un modèle mathématique simple permettant d'utiliser le taux d'anisotropie magnétique pour quantifier l'orientation préférentielle des phyllosilicates. Ce modèle testé sur les niveaux les plus phylliteux du flysch donne des résultats en bon accord avec ceux de la goniométrie de texture. Les possibilités et les avantages de cette méthode structurologique quantitative sont discutés.

Mots-clés : Propriétés magnétiques des roches, Fabrique, Anisotropie, Phyllosilicates, Flysch, Modèle quantitatif.

ABSTRACT. — The relationship between magnetic properties and the mineralogical and structural features has been investigated in the flysch of the Dauphinois zone. This Eocene formation consists in an alternance of shale, sandstone and limestone beds.

Their magnetic susceptibility in weak field is mainly due to paramagnetic phyllosilicates (illite and chlorite). The ferromagnetic contribution is very weak except in a volcanosedimentary facies of limited extension. The susceptibility anisotropy is described by an oblate ellipsoïd showing a minimum axis perpendicular to the main penetrative schistosity and a maximum axis parallel either to an intersection lineation or to the direction of principal extension.

A simple mathematical model is developped to quantify the preferred orientation of phyllosilicates using the anisotropy degree. Tested in the most shaly beds of the flysch, it gives fabric results in good agreement with texture goniometry data in the literature. Provided that more accurate calibration of the intrinsic anisotropy of phyllosilicates and on distribution functions is obtained, the magnetic method in structurology can become really quantitative. It is a simple and rapid method of good statistical significance due to integration in a large volume. Moreover a 1 % preferred orientation of the phyllosilicates planes can be detected.

Key-words : Rock magnetism; Fabric; Anisotropy; Phyllosilicates; Flysch; Quantitative model.

* Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, IRIGM, BP. 68, 38402 St-Martin d'Hères Cedex.

INTRODUCTION.

L'anisotropie de la susceptibilité magnétique d'une roche dérive de la pétrofabrique des minéraux magnétiques qu'elle contient. La détermination de l'ellipsoïde dit de fabrique magnétique peut donc fournir des informations structurales directionnelles et quantitatives dans des situations très variées (Hrouda, 1982); par sa sensibilité et la possibilité d'étudier un grand nombre d'échantillons, cette technique est particulièrement intéressante dans des roches présentant une déformation faible ou hétérogène et dépourvues de marqueurs structuraux visibles sur le terrain. Nous avons pu ainsi démontrer la faisabilité de ce type d'étude même dans des roches faiblement magnétiques telles que celles de la série Jurassique de la zone dauphinoise (Rochette et Vialon, 1984; Lamarche et Rochette, 1987). Cette étude a permis d'établir une carte régionale des linéations magnétiques; celles-ci sont bien corrélées aux linéations structurales et apportent des données nouvelles dans les zones peu déformées.

Cependant l'interprétation directionnelle de la fabrique magnétique était parfois difficile du fait du polyphasage de

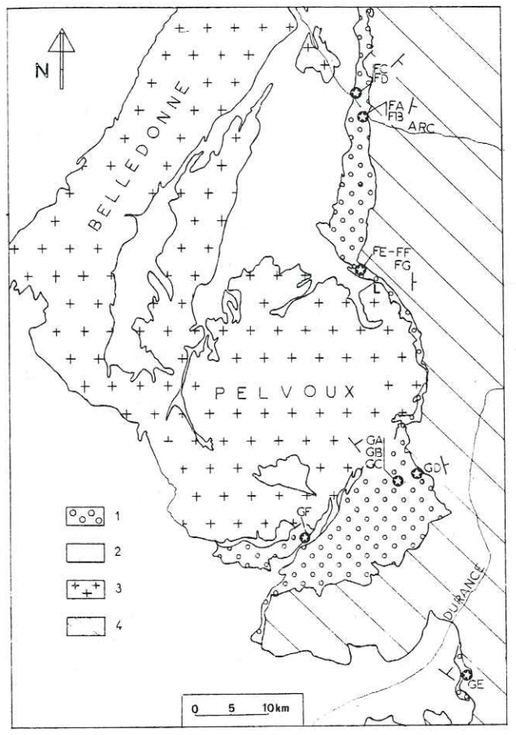


FIG. 1. — **Cadre géologique des sites étudiés.**

1) flysch Eocène; 2) Mésozoïque dauphinois; 3) massifs cristallins; 4) zone interne; le pendage moyen de la schistosité est indiqué pour chaque groupe de sites.

FIG. 1. — ***Geomogical sketch showing site locations.***

1) Eocene Flysch: 2) Dauphinois Mesozoïc: 3) crystalline basement; 4) internal zone: the mean schistosity dip is indicated for each group of sites.

la déformation et de l'origine minéralogique complexe de l'anisotropie mesurée. A fortiori une exploitation quantitative des données n'avait pas pu être envisagée. Afin de trouver une situation plus favorable et de prolonger l'étude régionale plus à l'Est nous avons échantillonné la série eocène de la zone dauphinoise (Fig. 1).

I. — CADRE GÉOLOGIQUE ET ÉCHANTILLONNAGE.

La série éocène dauphinoise (Debelmas et Kerchove, 1980) est une épaisse alternance de niveaux phylliteux, gréseux et calcaires, de type flysch. Dans la région étudiée on distingue deux ensembles : le flysch des Aiguilles d'Arves au Nord du massif cristallin du Pelvoux et les grès du Champsaur sur la bordure sud-est de ce massif. Plus au Sud on passe à l'ensemble des grès d'Annot.

Argenton *et al.* (1975) ont étudié l'anisotropie magnétique du grès d'Annot; il s'agissait, en l'absence de déformation interne tectonique, de déterminer les structures sédimentaires en particulier les directions de paléocourants.

Ici par contre les structures tectoniques dominent. La schistosité principale S_1 (fig. 1), bien développée dans les bancs phylliteux, est souvent sub-parallèle à la stratification S_0. Cette schistosité peut s'accompagner d'une ou deux linéations visibles : l'intersection L_1 de S_0 et S_1 et l'étirement maximal L_x parallèle à la direction du cisaillement subi par la série lors du chevauchement des unités plus internes (Plotto, 1977; Tricart, 1980). Localement apparaît une déformation plus tardive caractérisée par une schistosité de crénulation S_2 et une linéation L_2 d'intersection entre S_1 et S_2.

La série éocène a subi dans la zone étudiée un métamorphisme allant de l'anchizone au début de l'épizone (Apprahamian, 1974).

Nous avons prélevé 157 carottes orientées de 25 mm de diamètre, réparties dans 13 sites recouvrant les divers faciès de la formation. Ces sites se groupent géographiquement en 5 ensembles du Nord au Sud (fig. 1) : dans le flysch des Aiguilles d'Arves, les sites FA à FD de part et d'autre de la vallée de l'Arc, et les sites FE à FG au col du Lautaret; les sites GA à GD proviennent de la vallée de la Salce dans la partie orientale, la plus déformée, des grès du Champsaur, tandis que le site GF provient de la partie occidentale moins déformée et qui présente un faciès très différent, de type volcano-sédimentaire; enfin le site GE provient d'un lambeau intermédiaire avec la série des grès d'Annot et qui apparaît sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

II. — PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE MAGNÉTIQUE.

Dans chaque site la composition minéralogique de plusieurs carottes a été déterminée par l'analyse semi-quantitative des diagrammes de poudre aux rayons X et par l'étude de lames minces. Les minéraux identifiés sont principalement le quartz, les phyllosilicates et la calcite avec parfois de faibles quantités de feldspaths ou de dolomie. Les échantillons volcano-sédimentaires présentent eux, une forte teneur en feldspaths potassiques. La figure 2 montre la variabilité des compositions entre les types phylliteux, gréseux et calcaires. Les phyllosilicates sont essentiellement chlorite et illite avec de faibles

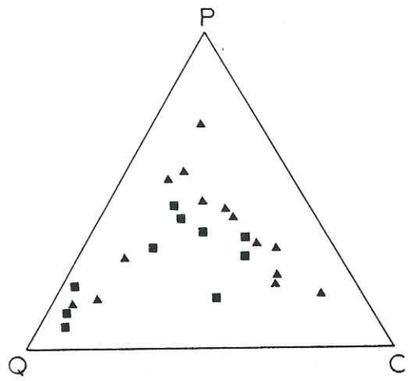


FIG. 2. — **Minéralogie des échantillons étudiés dans le diagramme triangulaire Q-P-C.**

Quartz (+ feldspaths), phyllosilicates, calcite (+ dolomie); carrés : Flysch des Aiguilles d'Arves, triangles : Grès du Champsaur.

FIG. 2. — ***Mineralogy of the studied samples in the ternary diagram Q-P-C :***

Quartz (+ feldspaths) — phyllosilicates — calcite (+ dolomite); squares : Aiguilles d'Arves Flysch, triangles : Champsaur Sandstones.

quantités de paragonite dans les sites les plus métamorphiques (GA-GD), et de muscovite détritique. En lame mince les opaques (pyrite ?) sont très rares.

La minéralogie magnétique s'intéresse à la relation entre la minéralogie et les propriétés magnétiques, en particulier la susceptibilité. De ce point de vue (Rochette et Lamarche, 1986) les minéraux se classent en deux catégories principales : la matrice qui regroupe tous les minéraux précédemment cités et qui présente une susceptibilité linéaire K_ℓ, indépendante du champ magnétique de mesure; les grains ferromagnétiques *s.l.* caractérisés par une susceptibilité ferromagnétique en champ faible, K_f, et une aimantation rémanente. La mesure en champ fort donne donc K_ℓ et celle en champ faible donne $K = K_f + K_\ell$; la méthode de mesure utilise le magnétomètre cryogénique S.H.E. du Laboratoire de Magnétisme Louis Néel à Grenoble (Rochette *et al.*, 1983).

Dans le flysch, qui présente une susceptibilité moyenne K variant de 15 à 390 10^{-6} SI (excepté GF), la contribution ferromagnétique est relativement faible, particulièrement dans les niveaux phylliteux (Tableau I). Il s'agit généralement de magnétite d'origine détritique (Lamarche, 1987). La très faible teneur en magnétite estimée à partir de K_f — de l'ordre de 10 ppm — s'expliquerait par un effet du métamorphisme comme cela a été observé dans le Jurassique (Rochette et Lamarche, 1986), ou plus probablement par la rareté du matériel éruptif dans la source détritique (Perriaux et Uselle, 1968). Les valeurs un peu plus fortes de K_f dans le site GA indiqueraient un apport plus important en provenance du Pelvoux : ce site est à la base de la série qui repose directement sur le socle. Le site volcanosédimentaire GF fait logiquement exception : K varie de 150 à 2 100 10^{-6} SI et est portée principalement par la magnétite.

La susceptibilité de la matrice K_ℓ est due à une contribution négative constante de — 14 10^{-6} SI (diamagnétisme) superposée à une contribution positive proportionnelle à la teneur en ions Fe (paramagnétisme). Ceux-ci sont essentiellement présents dans les phyllosilicates; on peut le vérifier sur la figure 3 qui montre la corrélation entre K_ℓ et la teneur en phyllosilicates. Cette corrélation indique une teneur en Fe (équivalent Fe^{2+}) de 5 à 10 % ce qui est usuel pour un mélange de chlorite et d'illite sédimentaire; les mêmes valeurs ont été obtenues dans le Jurassique dauphinois. Seuls s'écartent du domaine délimité par les teneurs de 5 et 10 % les échantillons très pauvres en phyllosilicates, où le fer est aussi fixé dans les carbonates, et l'échantillon volcanosédimentaire où l'origine des phyllosilicates est nettement différente. La susceptibilité en champ faible du flysch reflète donc essentiellement la lithologie par l'intermédiaire de la teneur en phyllosilicates; la contribution ferromagnétique est marginale à l'exception des sites GA et GF.

TABLEAU I. — **Valeurs des susceptibilités ferromagnétique et de matrice, K_f et K_ℓ, pour différents échantillons de flysch mesurés avec le magnétomètre cryogénique à champ variable (en 10^{-6} SI).**

TABLE I. — ***Values of the ferromagnetic and matrix susceptibilities, K_f and K_ℓ, for different flysch samples measured with the variable field cryogenic magnetometer (in 10^{-6} SI).***

éch.	FA10	FB12	FC 3	FC 8	FD 5	FD 9	FE 3	FE15	FG 2
K_f	2,6	20,6	43	1,1	26,6	13	11,6	20,3	15
K_ℓ	30,6	294	203	10,7	145	139	197	243	163

éch.	GA 1	GA 6	GA11	GB9	GB12	GB15	GC4	GD 2	GD 4
K_f	71,6	5	62,9	25	6,7	13,3	10.3	1,6	8,3
K_ℓ	12,3	90,9	25,3	96,6	114	101	287.7	261	179

éch.	GD 9	GE 1	GE 5	GE11	GF 7
K_f	14,6	12,3	19	12	1901
K_ℓ	216	243	271	250	183

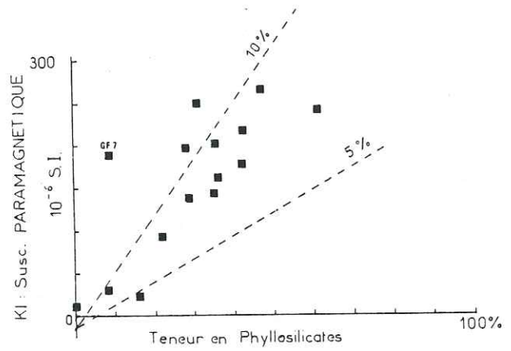


FIG. 3. — **Variation de la susceptibilité de la matrice K_ℓ en fonction de la teneur en phyllosilicates t_p;**

Les droites correspondent aux courbes calculées pour 5 et 10 % de Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

FIG. 3. — ***Correlation between the matrix susceptibility K_ℓ and phyllosilicates amount t_p;***

Lines are the calculated curves for 5 and 10 % of Fe^{2+} in the phyllosilicates.

III. — CORRÉLATION ANISOTROPIE MAGNÉTIQUE — STRUCTURE.

A. Généralités.

L'anisotropie magnétique d'une roche, caractérisée par un ellipsoïde de fabrique magnétique d'axes principaux $K_1 \geqslant K_2 \geqslant K_3$, dépend des propriétés de ses constituants magnétiques. Les phyllosilicates possèdent une anisotropie magnétique caractérisée par un plan de susceptibilité maximale parallèle au plan des feuillets tandis que l'anisotropie de la magnétite est gouvernée par la forme des grains. Ces deux types de minéraux pourront contribuer à l'anisotropie globale en fonction de leur susceptibilité respective K_ℓ et K_f, de leur anisotropie intrinsèque et des processus de l'orientation préférentielle (O.P.) des plans des feuillets pour les phyllosilicates (marqueurs planaires) ou des axes longs pour les grains de magnétite (marqueurs linéaires). Compte tenu de ces caractéristiques et de l'expérience acquise dans le Jurassique dauphinois, qui possède une minéralogie magnétique très similaire, on peut prévoir dans le flysch le comportement suivant :

— la foliation magnétique, c'est-à-dire le plan perpendiculaire à la direction de susceptibilité minimale K_3, sera essentiellement gouvernée par l'O.P. des phyllosilicates parallèlement au plan de schistosité principal;

— la linéation magnétique, définie par la direction de susceptibilité maximale K_1, pourra par contre avoir une double origine; en effet les grains de magnétite s'alignent suivant la direction d'étirement maximal tandis que les phyllosilicates enregistrent une direction de crénulation ou axe de zone des feuillets. Cette crénulation peut correspondre à une intersection de deux structures planes et pas nécessairement à un étirement. Or on a vu que ces deux types de linéation sont souvent distincts dans le contexte alpin. Il y aura donc compétition entre l'étirement L_x et l'intersection L_1 ou L_2 non seulement du fait des caractéristiques de la déformation mais aussi en fonction de la minéralogie magnétique; du fait de l'importance de K_ℓ relativement à K_f, la linéation d'intersection sera grandement favorisée.

L'anisotropie magnétique en champ faible a été déterminée avec l'appareil Digico du Centre des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette, sauf pour les sites FE à FG mesurés avec l'appareil Kappabridge installé à Grenoble. Certains des sites (cf. chapitre IV et tabl. III) ont été remesurés avec le Kappabridge.

L'ellipsoïde magnétique est alors déterminé à partir de 15 mesures de susceptibilité totale par une méthode d'induction très sensible (5.10^{-8} SI) tandis que le Digico utilise trois mesures de différence de susceptibilité dans un plan par une méthode de rotation avec une sensibilité de quelques 10^{-7} SI, plus une mesure de susceptibilité totale avec une sensibilité de 10^{-6} SI. On observe que les résultats donnés par les deux appareils sont statistiquement identiques pour les susceptibilités K supérieures à environ 100 10^{-6} SI; pour les susceptibilités plus faibles la dispersion des données devient nettement plus grande avec le Digico.

On observe (tableau II) que dans tous les sites, excepté GF, la foliation magnétique domine c'est-à-dire que l'ellipsoïde magnétique est de forme aplatie et que les directions

TABLEAU II. — **Paramètres des sites échantillonnés : N nombre d'échantillons, K_m susceptibilité moyenne mesurée en champ faible en 10^{-6} SI. Taux d'anisotropie F = K_2/K_3, L = K_1/K_2, P = K_1/K_3 (Digico). Le symbole (*) indique les mesures faites au Kappabridge.**

TABLE II. — ***Parameters of the sampled sites. Number of samples N, mean anisotropy ratios F = K_2/K_3, L = K_1/K_2, P = K_1/K_3 (Digico). (*) denotes the sites mesured with the Kappabridge.***

Site	N	Km	F	L	P
FA	10	36	1.030	1.037	1.07
FB	9	133	1.068	1.040	1.110
FC	10	148	1.092	1.020	1.141
FD	14	164	1.103	1.017	1.130
FE*	17	171	1.009	1.024	1.033
FF*	8	243	1.168	1.208	1.208
FG*	5	137	1.050	1.079	1.079
GA	9	66	1.201	1.045	1.067
GB	20	107	1.104	1.028	1.140
GC	11	161	1.056	1.036	1.098
GD	12	214	1.087	1.032	1.128
GE	11	181	1.077	1.016	1.093
GF	8	482	1.077	1.021	1.030

de K_3 sont groupées perpendiculairement au plan de foliation de la roche. Ce plan de foliation correspond à la schistosité S_1 seule, lorsque celle-ci a complètement effacé S_0, ou à la superposition de S_0 et S_1 dans les sites moins déformés. Pour mettre clairement en évidence cette observation on a reporté sur les diagrammes stéréographiques (fig. 4 et 5) les directions magnétiques obtenues après avoir ramené à l'horizontale le plan S_1 (ou S_0-S_1). Ce plan est déterminé au laboratoire sur chaque carotte lorsque la schistosité est intense et d'attitude variable ou bien à l'affleurement dans le cas contraire. Après cette correction les directions de K_3 apparaissent très bien groupées à la verticale pour les niveaux phylliteux. Pour les autres lithologies la dispersion est plus forte; ceci vient soit de

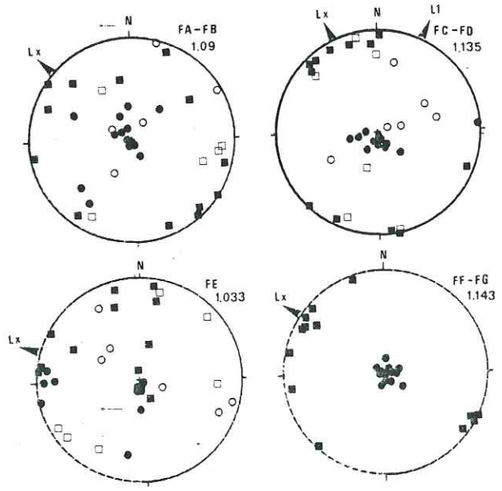


FIG. 4. — **Projections stéréographiques pour les sites du Flysch des Aiguilles d'Arves des directions de susceptibilité maximale (carrés) et minimale (ronds);**

Le plan de schistosité principale est ramené à l'horizontale et l'on a indiqué l'azimuth des linéations (L_x et L_1) mesurées sur le terrain; les symboles creux correspondent aux bancs gréseux ou calcaires. Le chiffre sous le nom du site indique l'anisotropie totale (P = K_1/K_3).

FIG. 4. — ***Stereographic plots for the Aiguilles d'Arves Flysch sites of the directions of maximum (squares) and minimum (circles) susceptibilities.***

The main schistosity is brought to the horizontal plane also showing the azimuth of the lineation (L_x, L_1) measured on the field; open symbols correspond to limestone or sandstone beds. The number under the name of the site indicates the degree of anisotropy (P = K_1/K_3).

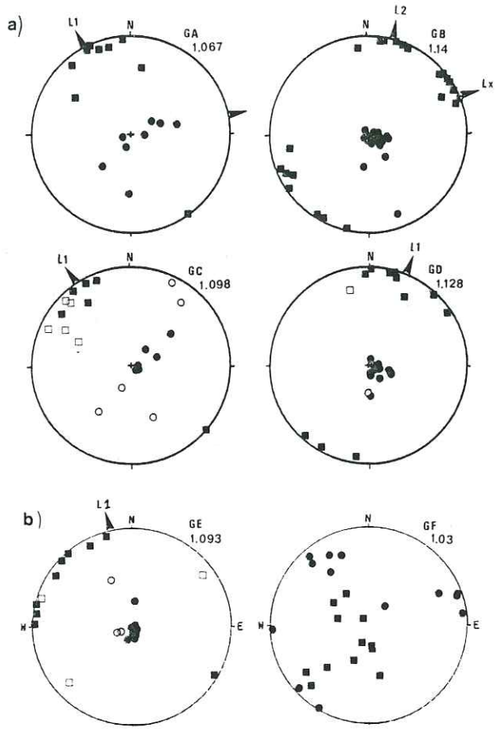


FIG. 5. — **Projections stéréographiques des directions d'anisotropie pour les sites des Grès du Champsaur;**

Mêmes conventions que dans la figure 4: a) coupe de la Salce GA-GD, b) autres sites; (le site calcaire GA est indiqué en symboles pleins).

FIG. 5. — ***Stereographic plots of anisotropy directions for the Champsaur sandstones sites.***

Same convention as in fig. 4; a) la Salce cross-section GA-GD, b) other sites (the limestone site GA is indicated in closed symbols).

l'incertitude de mesure due à la faible susceptibilité de ces bancs, soit d'une dispersion réelle de la fabrique due à la taille des grains, à la compétition entre S_0 et S_1, ou à une plus faible déformation. En effet, celle-ci se localise préférentiellement dans les niveaux phylliteux, plus ductiles.

B. Analyse détaillée des directions magnétiques.

1. Flysch des Aiguilles d'Arves.

Les directions observées respectivement dans les sites FA-FB, FC-FD et FF-FG (fig. 4) sont de mieux en mieux réglées du fait d'une déformation croissante et aussi de la quantité croissante de niveaux phylliteux. Dans les trois cas le groupement plus ou moins net des directions de K_1 indique une linéation magnétique parallèle à la direction d'étirement L_x mesurée sur le terrain. Les perturbations importantes observées sur le site EE s'expliquent par une déformation hétérogène liée à la présence de gros bancs gréseux et à une interaction complexe entre les plan S_0, S_1 et S_2.

2. Grès du Champsaur : sites GA-GD.

Ces quatre sites constituent une coupe de bas en haut de la « trilogie priabonienne ». La foliation magnétique est bien réglée parallèlement à S_1 (fig 5 a), la plus forte dispersion étant obtenue dans le calcaire à nummulites (GA). On observe des linéations variées, en bon accord avec la coupe structurale (Plotto, 1977). La linéation d'étirement L_x parallèle au transport n'apparaît, superposée à l'intersection L_2, que dans les schistes à globigérines (GB). Ce site correspond bien à la zone de cisaillement maximal à la base des grès. De part et d'autre l'intersection L_1 domine.

3. Sites GE et GF.

Le site GE, où S_0 et S_1 se superposent, est le moins déformé de tous. Il présente cependant une foliation magnétique bien définie parallèle à S_0-S_1 ainsi qu'une linéation faiblement marquée (fig. 5 b). Cette linéation n'est pas directement visible sur l'affleurement mais correspond à l'axe d'un pli observé plus haut et a donc valeur d'intersection.

Le site GF correspond à un banc massif de grès moucheté, sans schistosité visible; on a donc seulement ramené la stratification à l'horizontale.

L'ellipsoïde magnétique est allongé avec un faible taux d'anisotropie : K_1/K_3 moyen de 1,04. Les directions de K_1 semblent se regrouper à la verticale. Ce comportement inhabituel serait à interpréter à la lumière de l'histoire complexe des grains de magnétite à l'origine de l'anisotropie; en effet ceux-ci, à l'intérieur des galets de roche volcanique emballés dans le grès, ont probablement été fortement affectés par l'hydrothermalisme décrit par Saliot *et al.* (1982).

IV. UTILISATION QUANTITATIVE DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE.

Le cas du flysch dauphinois est favorable à une application quantitative du fait de la conjonction des

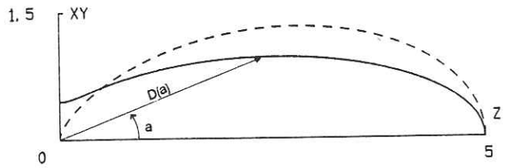


FIG. 6. — **Fonctions de densité de March (trait plein) et de Fischer (pointillés) pour une densité maximale d'axes polaires $D_{max} = 5$;**

Z est l'axe de révolution, perpendiculaire au plan d'aplatissement XY.

FIG. 6. — ***Density functions of March (solid line) and Fisher (dashed line) for a maximum density of polar axes $D_{max} = 5$;***

Z is the revolution axis, perpendicular to the flattening plane XY.

éléments suivants : l'anisotropie est portée essentiellement par les phyllosilicates; la fabrique est planaire et simplement reliée au plan de schistosité principale; enfin on connait assez bien d'une part l'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates (Ballet, 1979; Ballet *et al.*, 1985), d'autre part leur processus d'orientation préférentielle (Siddans, 1976; Le Corre, 1979).

A. Les modèles mathématiques utilisés.

Daly (1970) et Hrouda (1980) ont développé un modèle simple reliant anisotropie magnétique et orientation préférentielle dans le cas de marqueurs planaires dans une fabrique planaire de révolution. Ils ont utilisé comme fonction de densité des axes polaires des marqueurs, la fonction de Fischer :

$$D = k\, e^{k \cos a} / (e^k - 1)$$

où a est l'angle entre la direction considérée et l'axe de révolution de la fabrique et k, le paramètre de fabrique lié à la densité maximale D_{max} par la relation :

$$D_{max} = k\, e^k / (e^k - 1).$$

Dans son modèle Hrouda (1980) s'est intéressé aux marqueurs planaires à très forte anisotropie (pyrrhotite et hématite) ce qui permettait une simplification qui n'apparaît pas dans les minéraux à plus faible anisotropie tels que les phyllosilicates. Dans ce dernier cas la formulation complète utilise les différences de susceptibilité $(K_1 - K_3)_r$ de la roche et $(K_1 - K_3)_m$ du minéral. Pour s'abstraire de la teneur du minéral dans la roche on norme à la susceptibilité moyenne K; en définissant le degré d'anisotropie H par

$$H = (K_1 - K_3) / K \times 100 \text{ (Ellwood } \textit{et al.}\text{, 1987)}$$

on obtient :

$$H_r / H_m = (3I_2/I_1 - 1)/2 \text{ avec}$$

$$I_1 = (e^k - 1)/k \text{ et } I_2 = (1/k - 2/k^2 + 2/k^3)\, e^k - 2/k^3$$

Une autre fonction de densité couramment employée dans les problèmes de fabrique est celle dérivée du modèle de March généralisé (Fernandez, 1984) et qui permet de définir un ellipsoïde de fabrique :

$$D = D_{max}\, (D_{max} \sin^2 a + \cos^2 a)^{-3/2}$$

Dans ce cas on obtient :

$$H_r / H_m = 1/2 \int_0^{\pi/2} D\, (3 \cos^2 a - 1) \sin a\, da.$$

Ces deux fonctions de densité ont des formes assez différentes pour une densité maximale égale, comme on le voit sur la figure 6. Cette différence se traduit sur la variation de H_r / H_m en fonction de D_{max} (fig. 7). Ceci montre l'importance du choix de la fonction de densité dans la relation entre O.P. et fabrique magnétique.

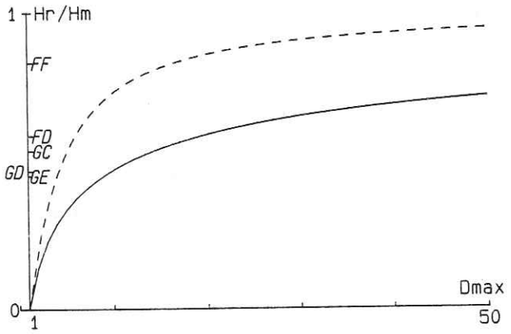


FIG. 7. — **Variations du rapport des degrés d'anisotropie de la roche et du minéral en fonctions de D_{max} pour les modèles de March (trait plein) et de Fisher (pointillés).**

FIG. 7. — ***Variation of the ratio of rock and mineral anisotropy degrees against D_{max} for the March (solid time) and Fisher (dashed line) models.***

B. Application au flysch.

Pour tester ces modèles on a sélectionné les échantillons présentant les caractéristiques suivantes : roche homogène riche en phyllosilicates, fabrique planaire bien marquée et régulière à l'échelle du site, susceptibilité K supérieure à 120.10^{-6} SI et contribution relative de la magnétite inférieure à 10 %. Ces échantillons proviennent de 5 sites et ont tous été remesurés avec le Kappabridge pour tester la reproductibilité des mesures au niveau des taux d'anisotropie. Dans les tableaux II et III on a utilisé les taux

$F = K_2/K_3$ et $L = K_1/K_2$. On constate que la fabrique est nettement planaire (F grand devant L) et que les valeurs de L semblent en moyenne plus forte avec le Digico (Tableau III). Ceci est à rapprocher du fait que l'on obtient parfois avec le Digico une linéation parasite non négligeable (L = 1.01) sur des échantillons isotropes dans le plan (cette étude et Heller, communication personnelle). Pour l'application quantitative on utilisera donc les données Kappabridge, qui bénéficient aussi d'un meilleur étalonnage absolu sur K.

Il est par ailleurs nécessaire pour approcher les conditions du modèle de calculer un H'_r corrigé en utilisant la susceptibilité moyenne dans le plan de foliation et en corrigeant K de la susceptibilité diamagnétique (cf. chapitre II) :

$$H'_r = (K_1 + K_2 - 2K_3) / 2\,(K - D)$$

avec $D = -14.10^{-6}$ SI.

Ceci suppose une contribution diamagnétique isotrope. Il serait plus exact de corriger aussi K de la contribution ferromagnétique; celle-ci est variable ce qui empêche une correction globale mais par sa faiblesse elle ne modifie pas de manière significative la valeur de H'_r, relativement à la dispersion naturelle. Pour H_m on utilise la valeur de 17,6 % obtenue par Ballet (1979) pour une chlorite à 6 % de Fe^{+2} ainsi que pour une muscovite à 3 % de Fe^{2+}.

On peut alors déduire de la figure 7 les valeurs de D_{max} correspondant aux modèles de March et de Fisher (tableau III).

TABLEAU III. — **Paramètres des sites choisis pour l'application quantitative : pour N, F, L Voir tableau II, F' et L' taux d'anisotropie déterminés avec le Kappabridge, H'_r degré d'anisotropie moyen corrigé; pour chaque paramètre l'écart-type est indiqué entre parenthèses.**

TABLE III. — ***Parameters of the sites chosen for the quantitative application : for N, F, L see table II, anisotropy ratios F' and L' obtained wih the Kappabridge, mean corrected anisotropy degree H'_r; the standard deviation on each parameter is indicated in brackets.***

site	N	F	L	F'	L'	H' (%)
FD	7	1,116(0,044)	1,024(0,013)	1,110(0,047)	1,034(0,008)	10,3(3,4)
FF	7			1,163(0,016)	1,036(0,003)	14,6(1,2)
GC	5	1,095(0,027)	1,039(0,011)	1,097(0,023)	1,028(0,010)	9,4(1,3)
GD	9	1,087(0,037)	1,036(0,015)	1,090(0,038)	1,023(0,016)	8,1(2,1)
GE	8	1,095(0,038)	1,015(0,011)	1,092(0,042)	1,007(0,004)	7,9(3,1)

DISCUSSION.

La méthode de goniométrie de texture donne un accès direct à la valeur de D_{max}, séparément pour la chlorite et les micas (illite, muscovite, etc.).

Dans la littérature (Siddans, 1976; Le Corre, 1979) on trouve des valeurs de D_{max} de 1 à 80 pour différents schistes. Cependant pour des schistes peu métamorphiques les valeurs dépassent rarement 20. Il semble donc que la valeur de 175 obtenue dans le site FF avec la fonction de March ne soit pas réaliste. Siddans (1976) a montré que, dans ce contexte, le modèle de March n'est pas valable, en particulier à cause de recristallisation en cours de déformation. On peut penser que dans les roches étudiées les grains avec un angle (a) fort sont beaucoup plus rares que dans le modèle de March; cette disposition correspond à la fonction de Fischer (fig. 7) qui donne effectivement des valeurs de D_{max} plus réalistes. Par ailleurs on constate que les sites se rangent bien du point de vue de l'intensité de la fabrique selon l'ordre des niveaux structuraux que l'on peut estimer cartographiquement et sur le terrain : intensité maximale au col du Lautaret (FF) et minimale à l'extrême Sud-Est (GE).

Cependant un certain nombre d'incertitudes et de limitations demeurent :

— la valeur de l'anisotropie du minéral H_m peut avoir été mal estimée : en effet elle varie légèrement avec la teneur en fer et d'autre part on ne la connait pas directement pour l'illite;

— le choix de la fonction de densité influe fortement sur les paramètres de fabrique calculés;

— on n'a pas différencié chlorite et illite dans le modèle alors que l'on observe généralement que leurs sous-fabriques sont assez différentes;

— le modèle de fabrique de révolution est une approximation du cas réel orthorhombique.

Ce dernier point est aisément surmontable avec un modèle numérique (travaux en cours) tandis que les problèmes liés à la minéralogie pourront être précisés par des études physiques plus poussées. Dans le cas où la contribution ferromagnétique n'est pas négligeable elle peut être éliminée en utilisant une technique de mesure magnétique en champ fort. On peut maintenant énumérer les avantages de cette méthode par rapport aux autres méthodes structurologiques :

— il s'agit d'une mesure en volume (10 ou 65 cm^3) au lieu d'une mesure en surface (quelques cm^2) pour la méthode optique ou les rayons X, ce qui permet d'intégrer un beaucoup plus grand nombre de grains;

— de plus, par la simplicité et la rapidité de la mesure (moins de 5 mn par échantillon), elle permet une étude statistique de la fabrique à l'échelle de l'affleurement ou du massif;

— la sensibilité est très grande : on peut obtenir des résultats directionnels significatifs avec un $H_r = 0{,}2$ % ce qui correspond à un D_{max} de 1,016 (fonction de Fisher) dans le cas des phyllosilicates; ceci en fait souvent la seule méthode possible pour l'étude des fabriques sédimentaires, des linéations très faiblement marquées ou des structures complexes.

CONCLUSIONS.

La susceptibilité magnétique du flysch dauphinois est due au paramagnétisme des phyllosilicates avec une faible contribution de la magnétite.

L'anisotropie de la susceptibilité est donc essentiellement due à l'orientation préférentielle des phyllosilicates; l'ellipsoïde magnétique présente en moyenne une forme aplatie avec une foliation parallèle à la schistosité et une linéation parallèle à l'intersection ou à l'étirement.

Un modèle simple de relation entre la fabrique magnétique et l'O.P. des phyllosilicates a montré l'importance de la forme de la fonction de densité. Dans le cas du flysch on obtient des valeurs plus réalistes de la densité maximale en utilisant la fonction de Fischer plutôt que celle de March.

Les problèmes encore à résoudre et les avantages de la méthode magnétique quantitative en structurologie ont pu être bien mis en évidence sur cet exemple. L'utilisation réellement quantitative de cette méthode passe cependant par une meilleure calibration de l'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates et de la forme de la fonction de densité.

Remerciements :

Les auteurs remercient vivement pour leur aide dans les mesures magnétiques C. Laj au C.F.R. de Gif sur Yvette, J. Bartosek et I. Macek de Geofyzika, Brno, G. Fillion et M. Maeder du Laboratoire L. Néel à Grenoble.

REFERENCES

APPRAHAMIAN J. (I974). — La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et au Pelvoux. *Géol. Alpine,* vol. 50, p 5-15, 1 fig.

ARGENTON H., BOBIER C. et POLVECHE J. (I975). — La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les flyschs : application à la recherche des directions des paléocourants. *Sed. Geol.,* vol. 14, p 149-167, 4 fig.

BALLET O., (1979). — Fe^{2+} dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer. Thèse de 3e cycle, Grenoble 120 p.

BALLET O., COEY J.M.D. et BURKE K.J. (1985). — Magnetic properties of sheet silicates; 2:1:1 layer minerals. *Phys. Chem. Minerals,* vol. 12, p. 370-378, 9 fig.

DALY L. (1970). — Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Thèse d'Etat, Paris, 340 p.

DEBELMAS J. et KERCHOVE C. (1980). — Les Alpes Franco-Italiennes. *Géol. Alpine,* vol. 56, p. 21-58, 24 fig.

ELLWOOD B.B., HROUDA F. et WAGNER J.J. (1987). — Symposia ou magnetic fabrics : introductory comments. *Phys. Earth Planet. Inter.,* sous presse.

FERNANDEZ A. (1984). — Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Thèse d'Etat, Clermont, 238 p.

HROUDA F. (1980). — Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores : a mathematical model study and its fabric implications. *Jour. Struct. Geol.,* vol. 2, p. 459-462, 2 fig.

HROUDA F. (1982). — Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys,* vol. 5, p. 37-82, 30 fig.

LAMARCHE G. (1987). — Analyse microstructurale et fabrique magnétique : l'exemple des calcschistes et du flysch de la zone dauphinoise (Alpes françaises). Thèse, Grenoble, 168 p.

LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987). — Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of Alpine slates. *Tectonophysics,* sous presse.

LE CORRE C. (1979). — L'évolution typologique et texturale des roches argilo-silteuses au cours de la schistogenèse. Notion de trajectoire de fabrique. *Bull. Minéral.,* vol. 102, p. 273-281, 8 fig.

PERRIAUX J. et USELLE J.P. (1968). — Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes). *Géol. Alpine,* vol. 44, p. 329-332, 2 fig.

PLOTTO P. (1977). — Structure et déformation des Grès du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse de 3e cycle, Grenoble, 149 p.

ROCHETTE P. et VIALON P. (1984). — Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *Jour. Struct. Geol.,* vol. 6, p. 33-38, 8 fig.

ROCHETTE P. et LAMARCHE G. (1986). — Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). *Bull. Mineral.,* vol. 109, p. 687-696, 9 fig.

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. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris,* vol. 296, p. 557-559, 3 fig.

SALIOT P., GUILHAUMOU N. et BARBILLAT J. (1982). — Les inclusions fluides dans les minéraux du métamorphisme à laumontite — prehnite — pumpellyite des grès du Champsaur (Alpes du Dauphiné). Etude du mécanisme de circulation des fluides. *Bull. Minéral.,* vol. 105, p. 648-657, 7 fig.

SIDDANS A.W.B. (1976). — Deformed rocks and their textures. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A,* vol. 283, p. 43-54, 8 fig.

TRICART P. (1980). — Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au sud du Pelvoux. Thèse d'Etat, Strasbourg, 395 p.

Manuscrit déposé le 5 septembre 1986, accepté le 12 décembre 1986

IV - RELATIONS ENTRE DEFORMATION ET METAMORPHISME ALPIN DANS LES SCHISTES NOIRS HELVETIQUES : L'APPORT DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE

Pierre ROCHETTE *(à paraître en 1988 dans Geodinamica Acta)*

RESUME

La fabrique magnétique des schistes noirs du Jurassique helvétique au pourtour des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes suisses) reflète, en fonction du métamorphisme croissant, l'orientation préferentielle de minéraux magnétiques d'origines diverses : la magnétite primaire, les phyllosilicates et la pyrrhotite métamorphiques. La foliation magnétique est parallèle à la première schistosité pénétrative même si celle-ci est effacée par une seconde schistosité. La linéation magnétique indique l'étirement lié à la direction de transport des nappes. Dans la partie la plus métamorphique où apparaît la pyrrhotite au cours de la déformation, la fabrique magnétique permet de situer l'apparition de ce minéral dans la tectonique polyphasée. Les propriétés magnétiques anisotropes de la pyrrhotite s'avèrent plus complexes que le modèle usuel de marqueurs planaires et l'interpretation des linéations observées doit en tenir compte.

Mots-clés : fabrique - anisotropie magnétique - schistes noirs - Jurassique helvétique - pyrrhotite.

ALPINE DEFORMATION VERSUS METAMORPHISM IN THE HELVETIC BLACK SCHISTS : THE CONTRIBUTION OF MAGNETIC FABRIC

ABSTRACT

The magnetic fabric of the Helvetic Jurassic black schists sampled around the Aar and Gotthard massifs (Swiss Alps) can be correlated, according to increasing metamorphism, with the preferred orientation of magnetic minerals of different origins : primary magnetite, metamorphic phyllosilicates or pyrrhotite. The magnetic foliation is parallel to the first penetrative schistosity, even when overprinted by a later schistosity. The magnetic lineation indicates the stretching lineation, related to the transport direction of the nappes. In the most strongly metamorphosed area where pyrrhotite is formed during deformation, the magnetic fabric results allow to situate the appearance of this mineral in the tectonic history. The anisotropic magnetic properties of pyrrhotite appear more complex than previously stated in the planar marker model. The interpretation of magnetic lineation has thus to be carefully done.

Key-words : fabric - magnetic anisotropy - black schists - Helvetic Jurassic - pyrrhotite.

INTRODUCTION

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible des marnocalcaires sombres du Jurassique Dauphinois des Alpes occidentales (Rochette et Vialon, 1984 ; Lamarche et Rochette, 1987a) a montré qu'il s'agissait d'une méthode sensible et rapide pour retrouver les axes de la déformation. Du fait de la rareté des marqueurs géométriques, l'application principale réside dans la détermination des directions d'étirement en relation avec le transport des nappes. Cependant l'origine minéralogique complexe de la susceptibilité, qui dépend de la lithologie, du métamorphisme et de l'altération, nécessite une étude détaillée (Rochette et Lamarche, 1986) et rend délicate l'exploitation quantitative des taux d'anisotropie.

Les Alpes suisses présentent des faciès très semblables dans la zone Helvétique mais avec un métamorphisme et une déformation plus intense, en relation avec une position plus frontale lors de la collision alpine. L'extension de cette étude au Jurassique Helvétique paraissait donc très utile pour approfondir la méthode de fabrique magnétique appliquée au domaine alpin. Des études régionales de fabrique magnétique ont été conduites sur d'autre faciès de la série Helvétique : le calcaire Jurassique moyen à oolithes ferrugineuses de l'autochtone de l'Aar (Kliegfield et al., 1982) et le Permien rouge de la nappe de Glarus (Hirt et al., 1986). Ces auteurs ont observé une bonne correlation avec la déformation alpine.

I CADRE GEODYNAMIQUE

Du fait des problèmes rencontrés pour l'étude des faciès calcaires et gréseux (Lamarche et Rochette, 1987b) l'échantillonnage (96 carottes réparties dans 10 sites : Tabl. I) a été concentré sur les faciès de black shales, abondants dans le Jurassique inférieur et moyen de la zone helvétique excepté dans l'autochtone du massif de l'Aar (Fig. 1 ; Trümpy, 1980). Deux sites proviennent au N de l'Aar des nappes de l'Axen (F) et du Wildhorn (I), un (G) de l'étroite zone d'Urseren pincée entre Aar et Gothard, et sept de la zone du Nufenen où la lithologie choisie abonde, avec un métamorphisme allant d'un faciès schistes verts peu profond jusqu'au faciès amphibolite au contact avec le domaine lépontin. La déformation, bien que complexe car due à des chevauchement successifs de l'interne vers l'externe, s'interprète par un transport généralisé vers le NW à N sous la poussée des nappes austroalpines et penniques.

Un grand cisaillement dextre diffus et plus récent est invoqué par Steck (1984) et Mancel et Merle (1987). En relation avec l'échappement des Alpes occidentales vers le SW (Ménard et Fréchet, 1988 ; Vialon et al., 1988) il est reconnu principalement au S de l'Aar mais pourrait se répercuter vers le NE autour du Gothard (Heller, 1980 ; Pfiffner, communication personnelle). Enfin les structures les plus internes - en particulier la zone d'Urseren - sont verticalisées lors du rétrocharriage et de la surrection des massifs.

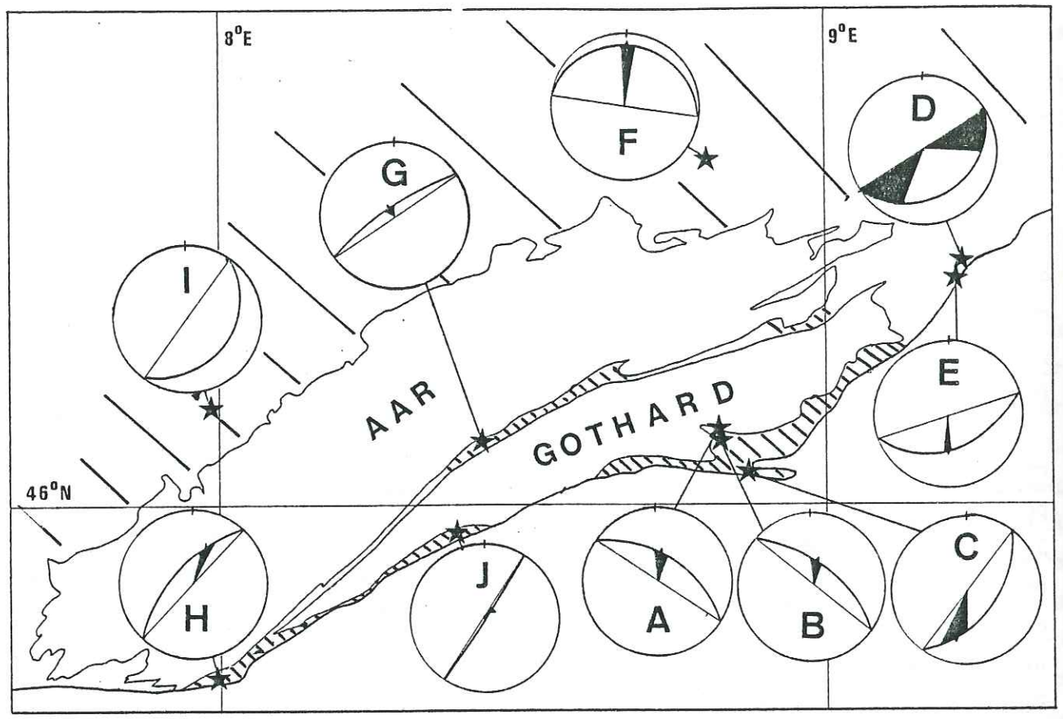


Figure 1 :

- Carte schématique de la zone étudiée indiquant les sites de prélèvements e t les zones minéralogiques des schistes noirs du Jurassique Helvétique : zones à magnétite (hachures larges) et à pyrrhotite (hachures serrées). La première est largement extrapolée et n'a donc qu'une valeur indicative tandis que la seconde a été déterminée par une cartographie détaillée (Rochette, 1988). Les stéréogrammes indiquent pour chaque site le plan de foliation et la linéation magnétique dans ce plan, la largeur du secteur plein correspondant à deux angles de confiance E_{12} (mesure de la dispersion de K_1 dans le plan de foliation donnée par la moyenne tensorielle).

- Sketch map of the studied zone with site locations (A to J) and mineralogical zones in the Jurassic Helvetic black schists. The magnetite and pyrrhotite zones are represented respectively with large and close hatching. The former is largely extrapolated and have thus only an indicating value, while the latter is based on a detailed field study (Rochette, 1988). The steroplots synthetize the magnetic fabric results with in geographic coordinates the foliation plane and the lineation. The width of the full quadrant correspond to two confidence angles E_{12} (estimation of the scatter of K_1 in the foliation plane given by the tensorial mean).

II MESURE DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE

L'ellipsoïde de fabrique magnétique, d'axes principaux $K_1 > K_2 > K_3$, a été déterminé pour chaque échantillon (cylindre de 2,5 cm de diamètre) à partir de 15 mesures de susceptibilité en champ faible (0,4 mT) avec le pont d'impédances Kappabridge. La sensibilité de chaque mesure est au mieux de $5\ 10^{-8}$ SI et en relatif de 1‰. La reproductibilité des directions des axes principaux est fonction du taux d'anisotropie et peut atteindre le degré. L'incertitude sur l'orientation géographique de la carotte faite sur le terrain est de 1 à 2°.

Afin de tester l'homogénéité de la fabrique à l'échelle du site on utilise d'une part la projection stéréographique hémisphère inférieur des directions individuelles K_1 et K_3, d'autre part l'analyse statistique par moyenne tensorielle (Jelinek, 1978). Cette méthode permet de pondérer chaque direction individuelle par le taux d'anisotropie et donc par la précision angulaire correspondante, et d'autre part d'obtenir des ellipses de confiance sur les axes principaux moyens. On appelera E_{ij} le demi angle de confiance sur l'axe K_i dans le plan K_i - K_j. Lorsque la dispersion des directions suit une distribution normale on a $E_{ij} = E_{ji}$. Dans le cas contraire cela peut être le signe d'une composition de fabriques d'orientations différentes. Les directions obtenues par moyenne tensorielle sont alors intermédiaires entre les directions structurales qui entrent en compétition et il est préférable d'analyser les données en utilisant les courbes d'isodensités (Lamarche et Rochette, 1987a).

D'autre part la foliation magnétique, définie par le plan perpendiculaire à K_3, est généralement confondue dans ce type de roches avec le plan de schistosité. Or ce plan présente à l'affleurement des fluctuations - due à une réfraction, une déformation hétérogène ou un plissement tardif - non mesurables précisément sur le terrain. On a donc recours à la mesure de la schistosité directement sur l'échantillon ; le goniomètre utilisé permet une précision de 1 à 2° sur les schistes où une fine foliation minérale est très bien visible. Les directions magnétiques sont alors corrigées en ramenant la schistosité à l'horizontale par rotation autour de son azimuth. On peut ensuite vérifier que les directions de K_3 se regroupent à la verticale et que les angles de confiance sont diminués par la correction.

L'aspect quantitatif de l'anisotropie magnétique peut être abordé à l'aide des taux d'anisotropie $L = K_1/K_2$, $F = K_2/K_3$ et $P = K_1/K_3$, qui mesurent respectivement les intensités d'anisotropie linéaire, planaire et totale. La forme de l'ellipsoïde est estimée par le paramètre $T = (2\ k_2 - k_1 - k_3) / (k_1 - k_3)$ où $k_i = \log K_i$. A l'échelle du site on obtient des taux moyens, soit à partir des moyennes arithmétiques $\overline{L}$, $\overline{F}$ des L, F individuels, soit directement avec les rapports L* et F* des K_i du tenseur moyen. Les deux méthodes seront comparées au chapitre V. On peut déjà se rendre compte que si la première méthode a l'avantage de fournir des écart-types, elle peut donner une valeur moins significative de l'affleurement. Prenons l'exemple, fictif bien que proche

de cas réels rencontrés, d'un site où les directions de K_3 sont parfaitement groupées à la verticale et celles de K_1 aléatoirement dispersées dans la plan horizontal avec des valeurs individuelles de L = 1,01. La moyenne arithmétique nous donne $\overline{L}$ = 1,01 ± 0 et la moyenne tensorielle L* = 1, c'est-à-dire l'isotropie parfaite dans le plan horizontal (l'angle de confiance E_{12} est alors de 90°). C'est bien cette isotropie qui décrit le mieux la fabrique envisagée.

III MINERALOGIE MAGNETIQUE ET ORIGINE DE L'ANISOTROPIE

La susceptibilité magnétique moyenne en champ faible K_m varie de 10^{-4} à quelques 10^{-3} SI et est due à plusieurs minéraux. La minéralogie magnétique de ces roches a été analysée en détail par ailleurs (Rochette, 1987) et l'on n'en donnera ici qu'un bref résumé. La susceptibilité se divise en une susceptibilité de matrice K_ℓ due essentiellement aux phyllosilicates paramagnétiques, et une susceptibilité ferromagnétique K_f. K_ℓ fluctue en fonction de la lithologie mais dépend très peu du métamorphisme. Dans la zone non ou peu métamorphique K_f est du même ordre que K_ℓ et correspond à de faibles quantité de magnétite d'origine détritique probable. Dans la zone la plus métamorphique K_f est due à de la pyrrhotite issue de la pyrite diagénétique et fluctue très largement avec cependant une valeur moyenne grande par rapport à K_ℓ. Entre les zones à magnétite et à pyrrhotite, représentées sur la Fig. 1, existe une bande où la susceptibilité est entièrement portée par les phyllosilicates.

L'anisotropie de la roche va dépendre de cette minéralogie magnétique mais aussi de l'anisotropie intrinsèque de chaque minéral et des mécanismes de la déformation. L'anisotropie des grains de magnétite dépend de leur forme, généralement allongée, et P ne dépasse pas 5. Phyllosilicates et pyrrhotite se présentent sous forme de plaquettes de susceptibilité maximale dans le plan basal. Les taux d'anisotropie sont très différents : compris entre 1,2 et 1,35 dans les phyllosilicates, P dépasse 100 pour la pyrrhotite. Si dans le cas de la magnétite la réorientation des grains au cours de la déformation se fait par rotation rigide, elle dépend essentiellement de processus de glissements intracristallins et recristallisation dans les deux autres cas.

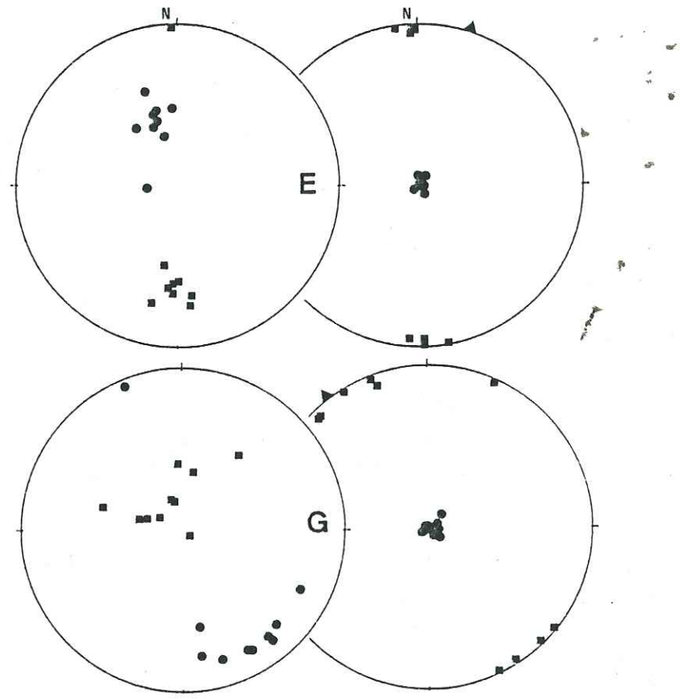
IV ANALYSE DES DIRECTIONS D'ANISOTROPIE

L'intérêt de la correction de schistosité décrite au chapitre II apparaît très nettement dans l'exemple de deux sites à schistosité intense E et G (Fig. 2). Après correction les directions de K_3 se groupent à la verticale avec une dispersion beaucoup plus faible (Tabl. I). Les angles de confiance, de 1,7 à 4°, correspondent à l'incertitude de mesure et l'on peut dire que foliation magnétique et schistosité sont statistiquement confondues, c'est-à-dire que la verticale est à l'intérieur de l'ellipse de confiance. De même la linéation magnétique, définie par le groupement des directions de K_1, est déterminée plus précisément après correction. La dispersion initiale de la schistosité semble aléatoire pour le site E ; par contre dans G elle correspond très nettement à un

Figure 2 :

- Projections stéréographiques des directions d'anisotropie magnétique K_1 (carrés) et K_3 (cercles) des sites E et G, a) en coordonnées géographiques, b) après correction du plan de schistosité à l'horizontale. Le triangle indique l'étirement minéral mesuré sur le terrain lorsque cela était possible.

- Stereographic plots of the directions of maximum K_1 (squares) and minimum K_3 (circles) magnetic susceptibility for all specimens of sites E and G, a) in geographic coordinates, b) after correction of the schistosity - measured on each specimen - to the horizontal plane. Triangle indicates field measured mineral lineation when visible.



Site	coord.	N	Km	D_1	I_1	D_3	I_3	E_{12}	E_{31}	E_{32}
a) uncorrected										
C	708.4/153.8	12	1645	192	28	309	40	16.6	11.1	6.2
E	735.7/179.9	9	357	180	35	342	53	5.6	10.1	5.2
G	674.8/158.4	10	286	323	72	146	18	17.8	9.0	20.4
J	672.2/146.9	11	2114	35	74	301	1	5.0	5.7	31.9
b)corrected										
A	704.6/159.8	15	574	16	0	283	87	9.9	2.6	4.6
B	704.5/159.6	11	1439	22	0	297	87	8.9	2.9	3.3
B*		10	1816	202	1	312	87	9.6	4.1	4.6
D	736/178.2	9	342	213	1	112	89	40.9	2.7	4.8
E				177	0	76	89	4.4	3.3	1.7
F	703.5/192.7	7	111	1	1	106	87	6.7	10.4	4.2
G				323	1	96	88	8.1	4.0	1.9
H	642.9/128.6	11	545	206	3	84	84	11.2	7.5	2.4
I	641.6/163.4	3	146	(113	2)	241	86			

Tableau I :

- Caractéristiques des sites étudiés : coordonnées topographiques suisses, nombre d'échantillons, susceptibilité moyenne en 10^{-6} SI, déclinaison, inclinaison et angles de confiance en degrés des directions de K_1 et K_3 par site obtenues par moyenne tensorielle, avant ou après correction à l'horizontale des plans de schistosité par échantillon.

- Characteristics of the studied sites : Swiss topographic coordinates, sample number, mean susceptibility in 10^{-6} SI, declination, inclination and confidence angles (E_{ij}) of maximum (K_1) and minimum (K_3) susceptibility directions per site obtained by tensorial mean (Jelinek, 1978) before or after correcting the schistosity to the horizontal.

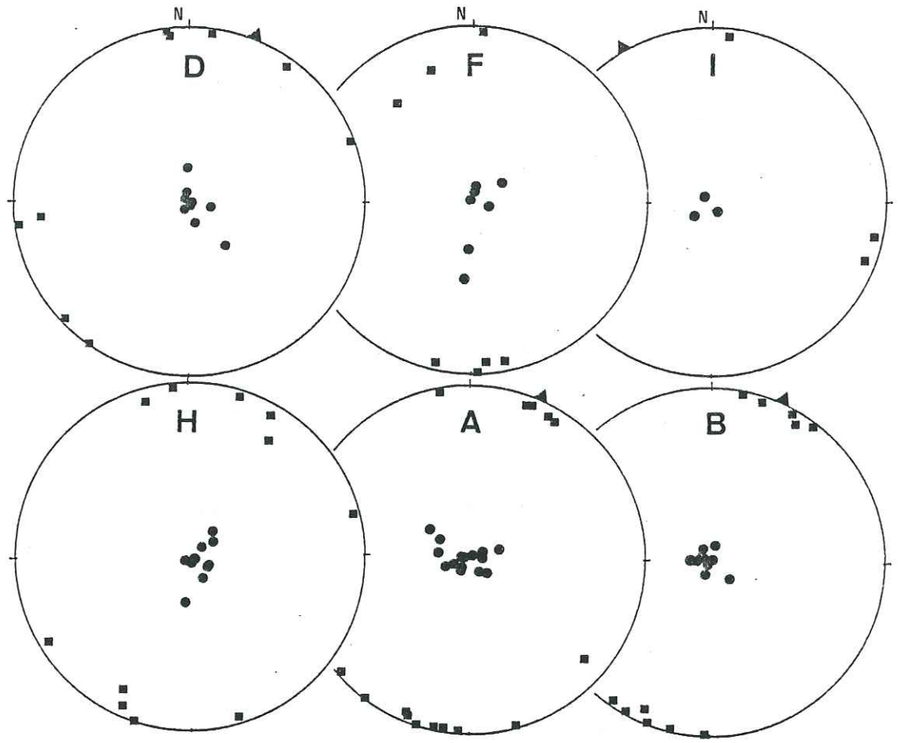


Figure 3 :

- Projections stéréographiques des directions d'anisotropie corrigées des sites où la schistosité est définie échantillon par échantillon (cf. Fig. 2).

- Stereographic plots of corrected anisotropy directions for sites where schistosity is readily measurable on each sample (cf. Fig. 2).

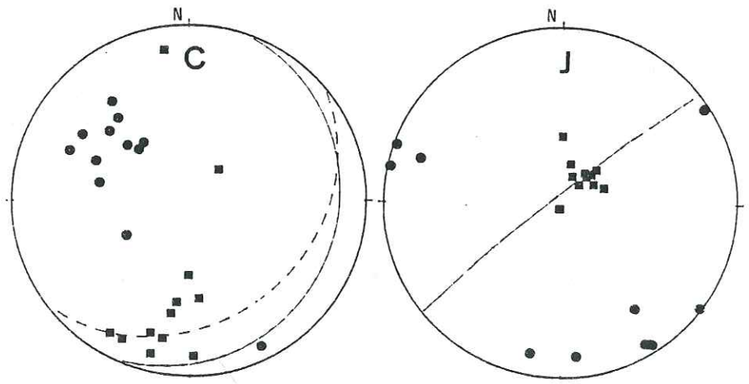


Figure 4 :

- Projections stéréographiques des directions d'anisotropie en coordonnées géographiques pour les sites les plus métamorphiques où la foliation minérale ne peut être estimée qu'à l'échelle de l'affleurement ; pointillés : moyenne de la première foliation replissée par une deuxième foliation homogène (trait plein).

- Stereographic plots of anisotropy directions in geographic coordinates for the most metamorphic sites (staurotide-grenat facies) where mineral foliation can be estimated only at the outcrop scale ; a first foliation (dashed line) is refolded by a second homogeneous foliation (solid line).

plissement tardif autour d'un axe sub-vertical proche de la linéation. Il aurait donc été plus rigoureux de ramener d'abord cet axe à l'horizontale selon la procédure de "double correction tectonique" utilisée en paléomagnétisme (Bonhommet et al. 1981). Dans le cas présent le résultat est en fait pratiquement identique.

Dans les 6 autres sites (A, B, D, F, H, I) où la schistosité est mesurable sur la carotte on présente directement les résultats après correction (Fig. 3 et Table. I). Dans le site D on ne présente que les échantillons phylliteux : ceux qui provenaient de bancs calcaires ont des caractéristiques très différentes (travaux en cours). Le site I correspond à une roche très feuilletée et friable ce qui n'a permis d'obtenir que 3 carottes mesurables proprement : l'analyse statistique n'étant valable qu'à partir de 5 ou 6 échantillons on ne donne pas d'angles de confiance pour ce site. La foliation magnétique est statistiquement confondue avec l'horizontale dans tous les cas sauf pour le site H avec une différence de 3,5°. La dispersion partielle en zone des directions de K_3 correspond pour le site F - où la schistosité est la moins développée - à une compétition avec la stratification. Dans le cas des sites D et H elle s'accompagne d'une plus grande dispersion des axes K_1 avec une linéation moyenne nettement distincte de la ligne de plus grande pente de la schistosité et des directions habituelles de transport. Tout ces éléments s'intègrent bien dans un modèle où la fabrique liée au transport et à la schistosité principale est perturbée par une deuxième phase pouvant correspondre au cisaillement dextre tardif.

Dans les autres sites (A, B, E, F, G) la linéation magnétique présente un angle de confiance inférieur à 10° avec un azimuth NW à NNE typique de l'étirement lié au transport principal (Fig. 1). Ces directions, correspondent aux linéations minérales mesurées sur le terrain quand cela était possible.

Dans les deux sites du faciès à staurotide-grenat (C et J) la schistosité n'était pas mesurable sur la carotte du fait d'une fabrique essentiellement linéaire pour J et de la désorganisation de la fabrique par la croissance de très nombreux grenats centimétriques pour C. Les directions d'anisotropie magnétique apparaissent donc (Fig. 4) non corrigées. Dans le site C les directions sont assez dispersées mais donnent des moyennes significatives (après élimination de 2 échantillons très à l'écart), avec une linéation très proche de celle observée dans les sites voisins, A et B. La foliation magnétique est liée à la première foliation de la roche - antérieure à l'apparition des grenats - et significativement différente de la deuxième foliation pourtant très développée. L'observation en lame mince montre effectivement des grenats incluant la première foliation dans laquelle sont orientés les grains de pyrrhotite. Dans ce site la formation de la pyrrhotite et son orientation préférentielle sont donc précoces, dans la phase de métamorphisme prograde. On constate d'autre part que la dispersion des axes magnétiques se fait autour d'un axe de plissement compatible avec l'intersection des deux foliations.

Figure 5 :

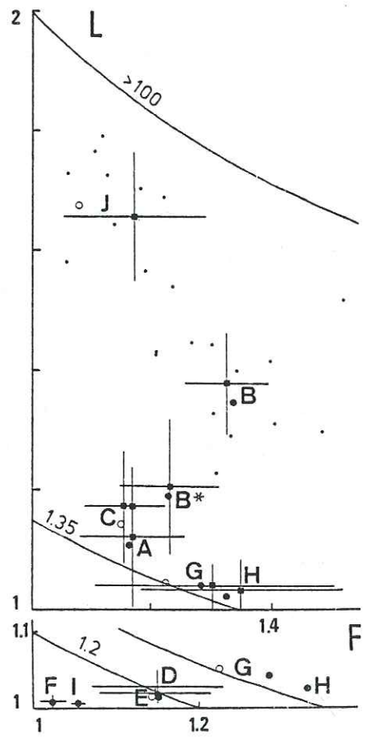
- Taux moyens d'anisotropie linéaire et planaire obtenus par moyenne arithmétique ($\overline{F}$ et $\overline{L}$ dans le Tabl. II) avec les barres d'erreur ou par moyenne tensorielle (F*, L*) des directions non corrigées (cercle creux) ou corrigées (cercles pleins). Les valeurs individuelles des sites B et J sont aussi indiquées par des points. Les courbes indiquent la limite supérieure pour le couple (L, F) dans le cas d'un modèle de marqueur planaire de degré d'anisotropie intrinsèque (P) donné (valeur sur la courbe).

- Mean linear and planar anisotropy ratios $L = K_1/K_2$ and $F = K_2/K_3$ obtained either by arithmetic mean with error bars ($\overline{F}$ and $\overline{L}$ in Tabl. II) or by tensorial mean (F*, L*) on uncorrected (open circles) or corrected (full circles) directions. Individual values are also plotted for sites B and J with points. Curves correspond to the upper limit for (L, F) couple in a planar marker model. The chosen intrinsic anisotropy (P) of the planar magnetic mineral (phyllosilicates or pyrrhotite) is writen on the curve.

Tableau II :

- Taux d'anisotropie moyens obtenus par moyenne arithmétique, $\overline{F}$ et $\overline{L}$ (écart-type entre parenthèses), et par moyenne tensorielle, F* et L*.

- Mean anisotropy ratios obtained by arithmetical mean, $\overline{F}$ and $\overline{L}$ (standard deviation in brackets), and by tensorial mean, F* and L*. Only the latter are sensitive to schistosity correction.



Site	$\overline{F}$	$\overline{L}$	F*	L*
a) uncorrected				
C	1.153 (0.068)	1.174 (0.093)	1.145	1.144
E	1.147 (0.066)	1.018 (0.006)	1.142	1.014
G	1.301 (0.200)	1.040 (0.038)	1.218	1.045
J	1.171 (0.120)	1.658 (0.108)	1.073	1.676
b) corrected				
A	1.166 (0.088)	1.123 (0.117)	1.157	1.109
B	1.325 (0.070)	1.379 (0.085)	1.330	1.347
B*	1.229 (0.083)	1.207 (0.113)	1.222	1.190
D	1.149 (0.078)	1.026 (0.019)	1.148	1.015
E			1.150	1.018
F	1.024 (0.019)	1.009 (0.007)	1.023	1.007
G			1.276	1.039
H	1.348 (0.167)	1.034 (0.052)	1.320	1.024
I	1.051 (0.005)	1.006 (0.008)	1.052	1.005

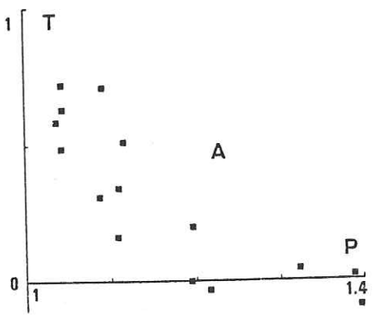


Figure 6 :

- Paramètre de forme T en fonction du degré d'anisotropie P pour les échantillons du site A. T vaut respectivement +1 et -1 pour des ellipsoïdes de révolution aplatis et allongés.

- Shape parameter T versus anisotropy degree $P = K_1/K_3$ for the samples of site A, sho wing that phyllosilicates (low P) have a more planar fabric than pyrrhotite (high P). Oblate and prolate revolution ellipsoïds give respectively T = +1 and -1.

Quand au site J, qui présente un étirement sub-vertical très intense, les axes K_1 sont très bien regroupés selon cette direction. Les axes K_3, bien que montrant une tendance vers le pôle de la schistosité tardive mesurable sur le terrain, sont très dispersés. Ils semblent en fait liés à la première foliation métamorphique sub-parallèle à la stratification visible par des alternances plus ou moins calcaires décimétriques. Cette foliation montre un plissement très serré d'axe parallèle à la direction d'étirement.

V EVOLUTION DES TAUX D'ANISOTROPIE

Le tableau II et la figure 5 permettent de comparer les taux F et L moyens obtenu par moyenne tensorielle (F*, L*) et arithmétique (F, L). On constate d'abord que la correction de schistosité change les valeurs tensorielles en les rapprochant des valeurs arithmétiques, qui sont en général plus grandes. Cette différence est due à la prise en compte par la moyenne tensorielle de la dispersion des directions. Il est difficile de décider de manière générale de la méthode la plus significative physiquement. On peut cependant noter que les différences de valeur sont nettement plus faibles que les écart-types sur les moyennes arithmétiques, sauf dans le cas du site J qui présente une disposition très particulière.

On note d'autre part une évolution des taux du N au S typique des zones à déformation croissante en contexte de collision (Rochette et Vialon, 1984). En partant des sites externes F et I où les linéations sont très faibles et les foliations du même ordre que les valeurs de fabrique sédimentaire, on passe à une linéation faible et une foliation bien marquée (D et E puis G et H), typiques de la fabrique planaire. Ensuite F diminue correlativement avec une augmentation très forte de L qui amène les points dans le champ de la fabrique linéaire (L > F) d'étirement tectonique.

Du point de vue quantitatif et en excluant les sites à magnétite F et I, on a vu au chap. III que l'anisotropie était due à des marqueurs planaires - phyllosilicates et pyrrhotite - d'anisotropie intrinsèque P très contrastée. En fait la valeur de F pour la roche ne peut dépasser le P du minéral. Qu'en-est-il de L qui est dû à une dispersion en zone des marqueurs ? Un modèle simple peut permettre de calculer une limite supérieure de L en supposant une orientation parfaite des plans des marqueurs selon l'axe de zone avec une dispersion plus ou moins grande de ces marqueurs par rapport au plan de foliation. En prenant pour les N marqueurs une susceptibilité p dans le plan et 1 perpendiculairement au plan on trouve que les K_i du modèle vérifient : $K_1 = Np$ et $K_1 + K_2 + K_3 = N(2p + 1)$. En divisant la deuxième égalité par la première en obtient : $1 + 1/L + 1/LF = (2p + 1) / p$, d'où l'on tire $L = p(F + 1) / F(p + 1)$.

On a tracé sur la figure 5 les limites supérieures des domaines F, L possibles pour des roches telles que p = 1,20 ou 1,35 (phyllosilicates) et p > 100 (pyrrhotite). On voit très bien que les sites à phyllosilicates dominants, D et E, se placent en dessous des premières courbes, et les sites à pyrrhotite entre ces dernières et la courbe limite

supérieure. Ceci est une preuve supplémentaire de l'intervention de la pyrrhotite. Mais l'on voit aussi que du fait que les sites à pyrrhotite présentent une contribution non négligeable et variable des phyllosilicates à leur susceptibilité et son anisotropie, il est impossible d'accorder une valeur réellement quantitative aux taux d'anisotropie observés.

VI LE PROBLEME DE L'ANISOTROPIE DE LA PYRRHOTITE

L'interprétation a été faite jusqu'à présent en utilisant le modèle de marqueurs planaires pour la pyrrhotite. Cependant divers éléments laissent supposer que les fortes linéations magnétiques observées dans ces roches indiquent la présence d'une anisotropie linéaire dans le plan de la pyrrhotite, venant amplifier le phénomène principal de disposition en zone.

1) Les mesures individuelles des sites B et J se placent parfois très près de la courbe limite pour une orientation linéaire parfaite. Or on sait que dans les roches foliées, en particulier à pyrrhotite (Hrouda, 1980), la fabrique est toujours loin d'être parfaite et les taux d'anisotropie loin de leur valeur maximale.

2) Dans le site A la teneur en pyrrhotite varie très largement et l'anisotropie des phyllosilicates domine parfois. Or on constate (Fig. 6) que la forme de l'ellipsoïde magnétique, déterminée par le paramètre T, est très nettement correlée à la valeur de P qui mesure l'importance de la contribution de la pyrrhotite à l'anisotropie totale (Rochette, 1987). Ceci montre que dans les mêmes conditions, la fabrique magnétique de la pyrrhotite est nettement plus linéaire que celle des phyllosilicates. Ceci pourrait être dû à une différence de mécanisme de déformation ou d'âge de la recristallisation, mais aussi à un caractère intrinsèquement plus linéaire de la pyrrhotite.

3) Dans le site B coexiste avec la pyrrhotite monoclinique ferrimagnétique une phase hexagonale antiferromagnétique qui n'intervient pas dans la susceptibilité naturelle. Il est cependant possible de la transformer en une phase ferrimagnétique par trempe depuis la température de 250°C. Le site B* correspond aux mêmes échantillons que B (moins un), après trempe en champ nul (Tabl. I) : la susceptibilité a nettement augmentée - signe de la transformation de phase magnétique - et les directions moyennes restent inchangées. La fabrique de la pyrrhotite hexagonale est donc coaxiale à celle de la pyrrhotite monoclinique. Par contre (Tabl. II) les taux d'anisotropie ont diminué, avec une fabrique nettement plus planaire. Ceci est en accord avec l'hypothèse, que l'on peut raisonnablement faire en fonction du système cristallin, de l' isotropie dans le plan de la forme hexagonale.

Uyeda et al. (1963) ont effectivement mesuré sur des monocristaux de pyrrhotite monoclinique une linéation dans le plan - $1,15 < L < 1,56$ - qu'ils ont attribué à une anisotropie de forme. Or si l'on calcule l'anisotropie due à une forme infiniment allongée dans un plan de $K = 0,3$ SI, valeur maximale observée dans la pyrrhotite (Uyeda et al., 1963 ; Clark, 1984 ; cette étude), on obtient $L = 1,15$.

Un monocristal sphérique - ce qui exclue l'anisotropie de forme - mesuré avec le Kappabridge, a donné : $L = 2,78$ et $P = 139$. Cependant on constate que cette anisotropie dépend de l'aimantation rémanente. En effet, après désaimantation isotrope dans un champ alternatif supérieur au champ coercitif, on obtient $L = 2,33$ et toujours $P = 139$, avec une diminution de la susceptibilité moyenne.

On constate le même phénomène aves les échantillons naturels : après un passage dans un champ continu intense ou un champ alternatif unidirectionnel les taux d'anisotropie sont fortement affectés et les directions ne sont plus du tout corrélées avec la structure. Ce phénomène, déjà mis en évidence sur des basaltes à magnétite (Violat et Daly, 1971), s'explique qualitativement par une anisotropie -induite par le champ appliqué - de la répartition spatiale des parois des domaines.

Tout ces éléments nous montrent que la fabrique magnétique due à la pyrrhotite est beaucoup plus complexe que ce que l'on supposait dans les modèles antérieurs : présence d'une forte linéation dans le plan, d'origine probablement magnéto-cristalline en accord avec la symétrie monoclinique, interaction avec l'aimantation rémanente et possibilité de plusieurs phases magnétiques intimement mêlées. Concernant la linéation dans le plan notons que Simigian et Starkey (1987) observent sur une fabrique de pyrrhotites hexagonales une orientation préférentielle des axes a parallèle à l'étirement tectonique.

D'autre part les mécanismes conduisant à l'orientation préférentielle des cristaux sont probablement assez particuliers, dans le contexte métamorphique de la zone du Nufenen. Clark et Kelly (1973) ont montré qu'au dessus de 300°C la pyrrhotite devient extrêmement ductile : son interaction avec la matrice de phyllosilicates relativement plus raide est donc inhabituelle. On observe en lames minces que la pyrrhotite a subi une ségrégation et forme des amas centimétriques très allongés (sites A, B, J), alors qu'au début de sa formation elle est disséminée en fines plaquettes monocristallines (< 100 µm - site H).

Cependant la très bonne corrélation observée entre directions d'anisotropie et directions structurales, en particulier entre K_1 et l'allongement des amas de pyrrhotite, montre qu'avec quelques précautions les roches à pyrrhotite sont utilisables dans les applications structurales de la fabrique magnétique.

CONCLUSION

Les directions d'anisotropie magnétique des schistes noirs Helvétiques traduisent très clairement une partie du chemin de déformation de la roche, dont la situation dépend de l'époque de formation du minéral magnétique concerné (magnétite, phyllosilicates ou pyrrhotite), en fonction du métamorphisme et de la position structurale. En particulier foliation et linéation magnétiques sont parallèles respectivement à la schistosité principale et à l'étirement subi par la roche. L'analyse statistique des données par moyenne tensorielle permet d'obtenir une estimation quantitative de la

précision des mesures et de détecter des perturbations éventuelles liées à une deuxième phase tectonique. Celle-ci serait liée localement au cisaillement dextre postérieur à la phase principale de transport des nappes. L'évolution des taux d'anisotropie est typique du gradient de déformation alpine de l'externe vers l'interne mais dépend aussi de manière cruciale du minéral magnétique impliqué.

Dans le faciès amphibolite la fabrique de la pyrrhotite probablement précoce -lors du métamorphisme prograde - résiste bien aux phases tectoniques ultérieures lors de la culmination du métamorphisme.

Beaucoup reste à faire pour comprendre dans le détail l'anisotropie magnétique de la pyrrhotite (sous ses diverses formes) qui semble loin de répondre au modèle strictement planaire utilisé jusqu'à présent.

Remerciements : je remercie C. Aubourg et G. Lamarche pour leur aide sur le terrain et la mise au point des logiciels, ainsi que W. Lowrie, J. Ramsay, R. Trümpy et P. Vialon pour leur relecture constructive.

REFERENCES

BONHOMMET N., COBBOLD P.R. et PERROUD H. (1981) - Paleomagnetism and cross-folding in a key area of the Asturian Arc. J. Geophys. Res., vol.86, p. 1873-1887, 6 fig.

CLARK D.A. (1984) - Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. Geophys. Res. Lett., vol.11, p. 173-176, 1 fig.

CLARK B.R. et KELLY W.C. (1973) - Sulfide deformation studies : I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2.000 Bars and 500°C. Econ. Geol., vol.68, p. 332-352, 29 fig.

HELLER F. (1980) - Paleomagnetic evidence for late alpine rotation of the Lepontine area. Eclogae geol. Helv., vol.73, p. 607-618, 8 fig.

HIRT A.M., LOWRIE W. et PFIFFNER O.A. (1986) - A paleomagnetic study of tectonically deformed red beds of the lower Glarus nappe complex, eastern Switzerland. Tectonics, vol. 5, p. 723-731, 7 fig.

HROUDA F. (1980) - Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ore : a mathematical model study and its fabric implications. Jour. Struct. Geol., vol.2, p. 459-462, 2 fig.

JELINEK V. (1978) - Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. Studia Geoph. et Geod., vol.22, p. 50-62, 2 fig.

KLIEGFIELD 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., vol. 75, p. 127-157, 9 fig.

LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987a) - Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of Alpine slates. Tectonophysics, vol.139, p. 285-294, 8 fig.

LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987b) - La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative. Geodinamica Acta., vol.1, p. 103-112, 7 fig.

MANCEL P. et MERLE O. (1987) - Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). Tectonophysics, vol.135, p. 265-275, 12 fig.

MENARD G. et FRECHET J. (1988) - Mécanismes au foyer de séismes des Alpes occidentales et modèle de déformation actuelle de la chaîne. Earth Planet. Sci. Lett., sous presse.

ROCHETTE P. (1987) - Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isograde". Earth Planet. Sci. Lett., vol.84, p. 446-456, 9 fig.

ROCHETTE P. et LAMARCHE G. (1986) - Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). Bull. Minéral., vol.109, p. 687-696, 9 fig.

ROCHETTE P. et VIALON P. (1984) - Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. Jour. Struct. Geol., vol.6, p. 33-38, 8 fig.

SIMIGIAN S. et STARKEY J. (1987) - A discussion of pyrrhotite fabrics. Can. J. Earth Sci. vol.24, p. 1070-1071, 0 fig.

STECK A. (1984) - Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. Eclogae Geol. Helv., vol.77, p. 55-100, 22 fig.

TRUMPY R. (1980) - An outline of the Geology of Switzerland In : Livret-Guide du 26ième congrès géologique international, Wepf and Co. Publishers Basel, 334p.

UYEDA S., FULLER M.D., BELSHE J.C et GIRDLER R.W. (1963) - Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. Jour. Geophys. Res., vol.68, p. 279-290, 6 fig.

VIALON P., ROCHETTE P. et MENARD G. (1988) - The interactions of indentation and rotation in the evolution of the western Alpine arc. In Fermor Lecture 1987, special publication of the Geol. Soc. London, sous presse.

VIOLAT C. et DALY L. (1971) - Anisotropie provoquée sur des roches volcaniques par action d'un champ alternatif. C. R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris, vol.273, p. 158-161, 2 fig.

Géologie de la France
n° 2-3, 1987, pp.223-232, 10 fig.

V - Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir : conséquences pour sa mise en place

Jean-Luc Bouchez[1], Sylvie Bernier[2], Pierre Rochette[3] Bruno Guineberteau[4]

Mots clés : Granite (Granite Beauvoir), Susceptibilité magnétique, Anisotropie, Cisaillement, Modèle, Mise en place, Orogénie hercynienne, Allier (Échassières).

Résumé

La mesure de la susceptibilité magnétique et de l'anisotropie de la susceptibilité de la carotte orientée du granite de Beauvoir a été réalisée sur 54 tronçons répartis entre 99 et 864 m. On montre que la susceptibilité est la somme d'une composante diamagnétique isotrope (quartz, feldspath) et d'une composante paramagnétique anisotrope, due essentiellement à Fe^{2+} et accessoirement à Fe^{3+} et Mn^{2+}, contenus dans le mica lépidolite-zinnwaldite. La fabrique (magnétique) planaire est orientée en moyenne à N 103° SSW 39°, faiblement en zone autour de la linéation (magnétique) orientée en moyenne à N 102° W 03°. On montre que l'anisotropie subit de brusques accroissements au voisinage des limites des faciès B1/B2 [480 m], B2/B3 [746 m] et d'une limite située vers 311 m, appelée B11/B12. Dans ces domaines les plus anisotropes, ainsi que dans la moitié supérieure du faciès B2, l'ensemble représentant un tiers de la section du granite, la linéation est particulièrement bien réglée selon une direction WNW-ESE, subhorizontale, la foliation se rapprochant de l'horizontale au moins dans la section [480-590 m]. Allié aux arguments d'une étude microstructurale sur l'orientation des micas et des albites, cette géométrie s'interprète comme due à un cisaillement intragranitique à l'état visqueux, subhorizontal et orienté selon WNW-ESE. La déformation cisaillante se place préférentiellement aux bordures des « bouffées » magmatiques successives.

Une telle cinématique peut s'intégrer au modèle développé récemment pour le Massif central occidental (Bouchez et Jover, 1986 ; Jover et Bouchez, 1986), où les séries métamorphiques et les granitoïdes qui s'y mettent en place, sont considérés comme formant une pile cisaillante-chevauchante selon SE-NW, pendant au moins 30 Ma [360-330 Ma]. Les granitoïdes les plus tardifs, tel celui de Beauvoir [300-310 Ma], sont le site où le cisaillement peut se concentrer, au sein d'une pile métamorphique déjà rigide.

Abstract

Magnetic susceptibility and anisotropy of susceptibility of the Beauvoir granite (Échassières Coring Program GPF)

Systematic measurement of the magnetic susceptibility, and of the anisotropy of susceptibility, has been undertaken on the in-situ oriented core of the Beauvoir granite (Échassières coring Program GPF). 40 regularly spaced, and 14 additional stations along the core, between 99 m and 864 m, have been re-cored and oriented for the measurements, giving 157 individual sets of data (Raw data in Annex). It is shown that no ferromagnetic component is present in the granite. Conformably to the model of Hrouda (1986) it is shown here that the susceptibility is the addition of an isotropic diamagnetic component, that of quartz and feldspar deduced to be close to -14.10^{-6} SI, and of an anisotropic paramagnetic component due mainly to Fe^{2+}, and accessorily to Fe^{3+} and Mn^{2+}, contained in the phyllosilicate phase (lepidolite-zinnwaldite).

The magnetic planar fabric has an average orientation of N103° SSW 39°, weakly disposed in a zone around the magnetic linear fabric, the average orientation of which is N102° W 03°. The anisotropy is observed to rapidly increase (from less than 2 % up to 5 %) toward, and more precisely under, the boundaries limiting the B1/B2 [480 m] and the B2/B3 [746 m] sub-types (fig. 1). Such a character, also clearly marked around 311 m, helps to subdivide the B1 subtype into B11 and B12. Within these anisotropic domains, as well as within the upper half of the B2 subtype, and although the planar anisotropy degree keeps higher than the linear one, the lineation is particularly well oriented toward a direction close to WNW-ESE and sub-horizontal, along with a tendency of the foliation to approach horizontality. Such a geometry is interpreted in terms of intragranitic shear. A microstructural study of the shape fabric of the micas and the albite grains confirms that the magnetic fabric is directly

(1) Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique, Université Paul Sabatier, 38, rue des Trente-six Ponts, 31400 Toulouse.
(2) Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Paris Sud, Bât. 504, 91405 Orsay.
(3) LGIT-Observatoire et IRIGM, Université de Grenoble, BP 68, 38402 Saint-Martin-d'Hyères.
(4) Laboratoire de Tectonophysique, Université de Nantes, 2, rue de la Houssinière, 44072 Nantes.

related to the mica fabric. By reference to the model of Fernandez *et al.* (1983) which considers the shape fabric of anisotropic markers embedded in a viscous matrix deforming in simple shear, our fabrics strongly suggest an origin by shear at the viscous state, strengthening the latter interpretation.

It is therefore proposed that several batches successively injected toward a volume of magma which was preferentially sheared during emplacement along the different batch-boundaries, according to a WNW-ESE horizontal direction (sense unknown). This interpretation can fit with the kinematic model developed for the western french Massif central (Bouchez and Jover, 1986 ; and Jover and Bouchez, 1986) which considers that a whole metamorphic pile was horizontally sheared toward the West during upper Devonian to Carboniferous times (360-330 Ma and possibly later). It could be concluded that the late magma batches such that of Beauvoir (300-310 Ma ?) were preferential decoupling sites within the solidifying metamorphic pile.

La carotte d'environ 900 m, subverticale et orientée, du sondage GPF-ECH.1 d'Échassières fournit un matériel de choix pour une étude structurale détaillée, destinée à reconstituer la cinématique de mise en place du granite de Beauvoir dans son encaissant de micaschistes de la série de la Sioule. Dans cette note, l'étude structurale, exclusivement relative au granite de Beauvoir (98 m-878 m), est abordée par l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM). Les premiers résultats de cette étude ont été présentés par Bernier (1986) et Bernier et *al.* (1987). Avant de traiter l'anisotropie, on présentera l'échantillonnage ainsi que les principaux résultats relatifs à la susceptibilité elle-même (SM).

Rappelons que l'on rencontre trois faciès de granite (Cuney et *al.*, 1986) : B 1 (97 m-480 m : très clair et riche en albite et lépidolite), B 2 (480 m-746 m : à aspect de leucogranite grenu) et B 3 (746 m-878 m : plus ferrifère et à feldspath potassique rose). Par ailleurs, entre 789 m et 878 m au sein de B 3, s'intercalent 18 panneaux de micaschistes très semblables à ceux du toit (0 m-97 m) et d'épaisseur comprise entre 0,1 m et 20 m.

1. — Échantillonnage et mesures

157 échantillons orientés, en petit diamètre (83 éch. ; d = 25 mm ; h = 20 mm) ou en gros diamètre (74 éch. ; d = 46 mm ; h = 40 mm) ont été re-carottés parallèlement à l'axe de la carotte du sondage, répartis sur 54 tronçons entre 99,4 m et 864,1 m. Parmi ces tronçons, 40 sont régulièrement espacés sur la hauteur, et 14 sont concentrés autour de : a) 330,35 m (au cœur du faciès B 1) ; b) 490,05 m (sous la limite des faciès B 1 et B 2) ; c) 568,49 m (au cœur du faciès B 2), et d) 749,88 m (à la limite des faciès B 2 et B 3). Ces concentrations d'échantillons sont destinées, a) à fournir des indications de variabilité et b) à cerner les transitions de faciès B 1/B 2 et B 2/B 3.

L'outillage utilisé, pour le re-carottage et la coupe, est amagnétique. La susceptibilité magnétique et l'ASM ont été mesurées en même temps sur l'appareillage Kappabridge KLY2 du LGIT/IRIGM, particulièrement bien adapté aux échantillons faiblement susceptibles et faiblement anisotropes. Cet appareil, basé sur le principe d'autocompensation, avec remise à zéro et compensation de la dérive thermique automatique, travaille sous un champ de 300 A/m à 720 Hz, créé par une bobine à axe vertical. Les données brutes relatives aux 157 échantillons sont présentées en Annexe (voir légende pour la signification des 18 variables associées à chaque échantillon) dans le Document BRGM n° 124.

2. — Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est faible, comprise entre $-10{,}6.10^{-6}$ et $+34{,}2.10^{-6}$ SI, globalement croissante de haut en bas de la carotte (fig. 1a). Dans la partie supérieure du faciès B1, entre 110 et 311 m, la susceptibilité est toujours négative. Au-dessous, on ne trouve qu'un seul échantillon à susceptibilité négative, le site 14 (370,54 m ; Kmoy = $-3{,}5.10^{-6}$ SI).

Ces faibles valeurs traduisent la pauvreté en fer du granite de Beauvoir. De fait, le fer est principalement contenu dans des minéraux paramagnétiques, principalement sous la forme de Fe^{2+} ainsi que le montrent les mesures effectuées au magnétomètre cryogénique (Rochette et *al.*, 1983) sous champ fort et température variable. Les minéraux paramagnétiques sont les micas de la série lépidolite-zinnwaldite (Monier et Tegyey, 1985), les seuls minéraux ferrifères de la paragénèse de ce granite. Sur la base de 10 % de micas dans la roche, on calcule que le pourcentage en fer atomique des micas croît de 1 % à 6 % du haut en bas de la carotte, en bon accord avec les résultats préliminaires de Monier et Tegyey (1985, fig. 1).

En l'absence de minéraux ferromagnétiques, la susceptibilité est la somme du paramagnétisme (micas), faiblement positif, et du diamagnétisme (quartz, feldspath) négatif et voisin de -14.10^{-6} SI. Dans les échantillons particulièrement pauvres en fer, c'est le diamagnétisme qui domine, avec pour conséquence une susceptibilité négative. Ainsi, la susceptibilité voisine de -10.10^{-6} SI de l'échantillon n° 5 à 186 m traduit-elle une quasi-absence du fer.

De façon plus précise, on peut corréler la susceptibilité K due à l'ensemble (paramagnétisme + diamagnétisme) avec les teneurs en Fe^{2+} et F^{3+}, ainsi qu'en Mn^{2+}, de la façon suivante :

$K = -14 + d(At + Bt' + Ct'')$, en 10^{-6} SI (Rochette, sous presse), où A = 25,2 ; B = 33,4 ; C = 33,8 ; d est la densité, et t, t' et t'' les teneurs en atome % dans la roche, respectivement pour Fe^{2+}, Fe^{3+} et Mn^{2+}.

En supposant que t' = 0 (Fe^{3+} % = 0), on peut écrire $K_{para} = d(At + Ct'')$, $k_{para} = K + 14$ étant la susceptibilité d'origine exclusivement paramagnétique. En utilisant les données de Fe at. % et de Mn at. % récemment mesurées par activation neutronique (Azencott et Raimbault, Laboratoire P. Süe de Saclay,), on peut construire un graphe de K_{para} en fonction de (AFe % + CMn %), pour les échantillons analysés à proximité immédiate (≤ 2,2 m) de ceux qui ont été étudiés pour leur susceptibilité (fig. 2 ; données brutes en annexe). On observe une nette corrélation linéaire, la pente de la droite

contrainte à passer par l'origine (avec r = 0,989) vaut d = 2,65. Cette valeur de d, effectivement très proche de la densité du granite, appuie l'adéquation du modèle de minéralogie magnétique présenté ci-dessus. On notera cependant qu'il n'a pas été tenu compte du fer 3^+ qui représente, dans les analyses de lépidolites séparées (Monnier et *al.*, ce volume), entre 12,2 et 27,6 % du fer atomique total.

L'introduction de la teneur en fer 3^+ (t' non nul) diminuera faiblement la pente de cette droite, les points étant translatés du côté droit. Les étoiles de la figure 2 correspondent aux positions « corrigées » des stations EC1 [110,2 m] et EC40 [864,2 m] pour lesquels on dispose des analyses de lépidolites à proximité immédiate : à 0,1 m pour EC1 (où Fe^{3+} = 25,5 % du fer total), et à 2 m pour EC40 (Fe^{3+} = 12,2 % du fer total).

3. — Anisotropie de la susceptibilité (ASM)

L'ASM se représente par un ellipsoïde dont on doit envisager deux aspects : l'aspect quantitatif (forme) et l'aspect directionnel.

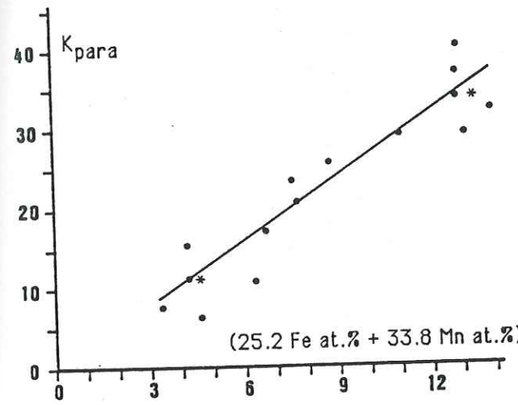


Fig. 2. — (voir texte). Paramagnetic susceptibility $K_{para} = 1/3\ (Kmax + Kint + Kmin) - D$ (our specimens), with $D = -14.10^{-6}$ SI, as a function of (25.2 Fe at % + 33.8 Mn at %) for 15 specimens which were analysed at a distance less than 2 meters from our specimens.
Fe at % and Mn at % come from neutron activation analyses (Pierre Süe Lab., Saclay).
Fe is considered as entirely under the Fe^{2+} form.
The best fit line *is constrained to cross-cut the origin (slope value = rock-density = 2.65).*
Stars : *« corrected » positions taking Fe^{3+} % into account, for EC 1 and EC 40 where complete analyses of lepidolites are available.*

A. — Taux d'anisotropie paramagnétique et forme des ellipsoïdes

Soient Kmax ≥ Kint ≥ Kmin les axes de l'ellipsoïde d'ASM mesurés sur chaque échantillon, et Kmoy = 1/3 (Kmax + Kint + Kmin), on définit :

— le taux d'anisotropie P = Kmax/Kmin, et P % = (P−1).100,
— le taux d'allongement L = Kmax/Kint, et L % = (L−1).100,
et,
— le taux d'aplatissement F = Kint/Kmin, et F % = (F−1).100.

Le taux d'anisotropie P (appelé Panis en Annexe) peut atteindre des valeurs très élevées, en particulier lorsque Kmoy est proche de zéro, dû à la présence de K proches de zéro ou négatifs. C'est le cas lorsque le diamagnétisme domine sur le paramagnétisme. Le graphe de P en fonction de Kmoy (fig. 3a) montre bien ce phénomène.

En fait, la contribution diamagnétique est isotrope car les minéraux correspondants (quartz, feldspath) ont une anisotropie intrinsèque extrêmement faible. Ainsi, et en l'absence de ferromagnétiques, ce sont les minéraux paramagnétiques qui sont responsables de l'anisotropie. Soit P_p le degré de cette anisotropie. On peut modéliser le comportement de P en fonction de Kmoy (Hrouda, 1986 ; Rochette, sous presse), c'est la courbe en trait discontinu de la figure 3a, obtenue

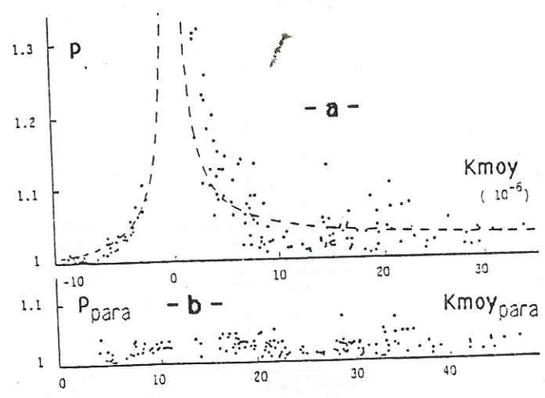


Fig. 3. — (voir texte). Anisotropy versus susceptibility.
a : *Degree of anisotropy P = (Kmax-D)/(Kmin-D) as a function of the bulk susceptibility Kmoy = 1/3 (Kmax + Kmin + Kint).*
Dashed line :
theoretical curve assuming an isotropic diamagnetic component ($D = -14.10^{-6}$ SI) and a constant anisotropic paramagnetic component $P_{para} = 1.025$ (2.5 %).
b : $P_{para} = (Kmax-D)/(Kmin-D)$ *as a function of* $Kmoy_{para} = Kmoy-D$, *showing the independence of the (paramagnetic) anisotropy with respect to the susceptibility, and strengthening the above stated mineralogical model.*

pour P_p = 1,025 (2,5 %). La similitude de cette courbe théorique avec les points mesurés sur le granite de Beauvoir confirme le modèle de minéralogie magnétique : diamagnétisme isotrope + paramagnétisme anisotrope.

Si l'on recalcule le degré d'anisotropie vrai, en s'affranchissant du terme diamagnétique D, supposé égal à -14.10^{-6} Si (quartz, feldspath), de la façon suivante :

$P_p = (Kmax-D)/(Kmin-D)$, on peut construire le graphe de la figue 3b, où P_p est représenté en fonction de $Kmoy_{para} = (Kmoy-D)$. On voit que le degré d'anisotropie, souvent très faible, atteint exceptionnellement 1,064 (6,4 % ; station 12 : 330,35 m) et 1,063 (6,3 % ; station 39 : 848,32 m), mais se situe en moyenne autour de 1,020 à 1,025 (2 à 2,5 %).

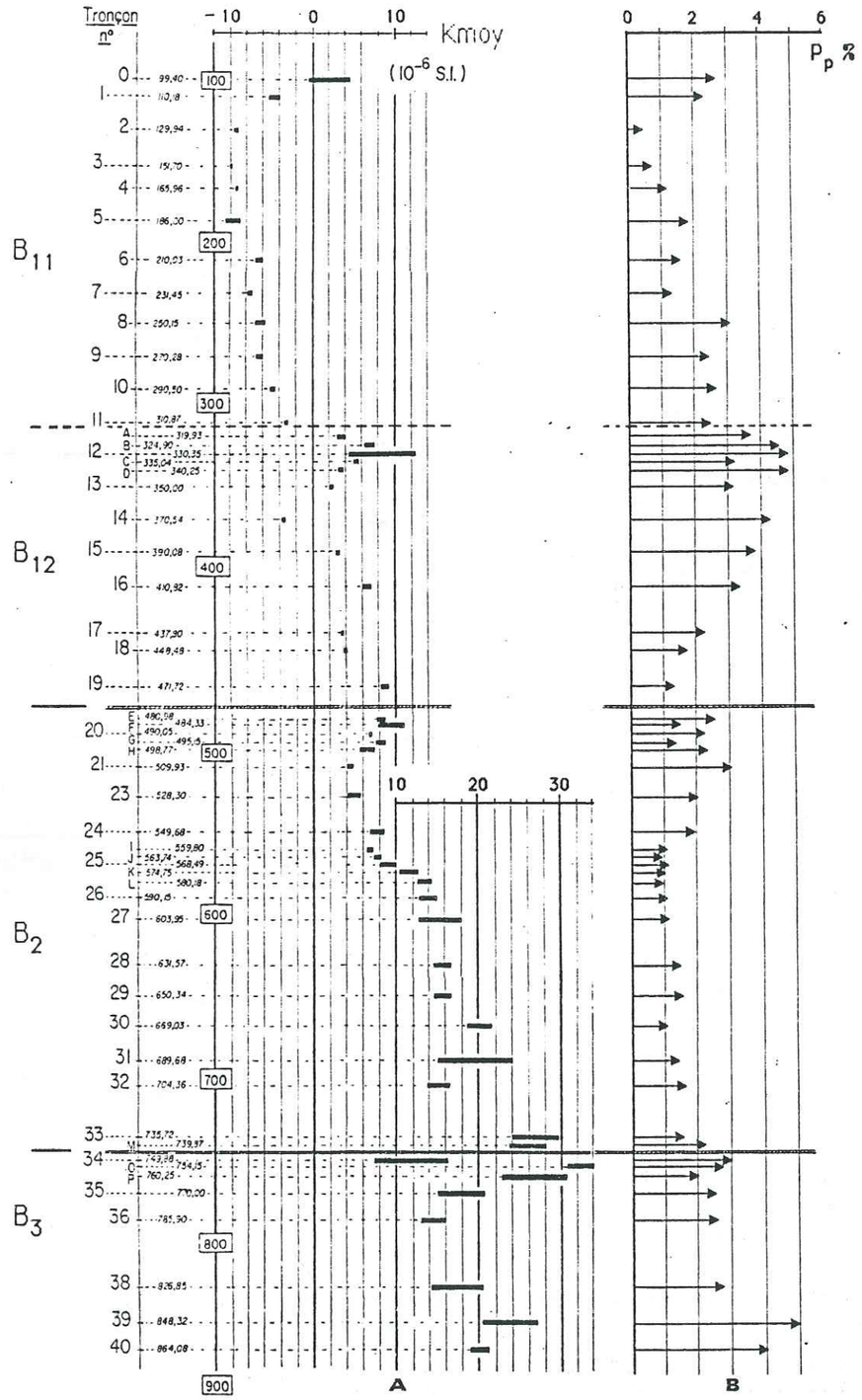
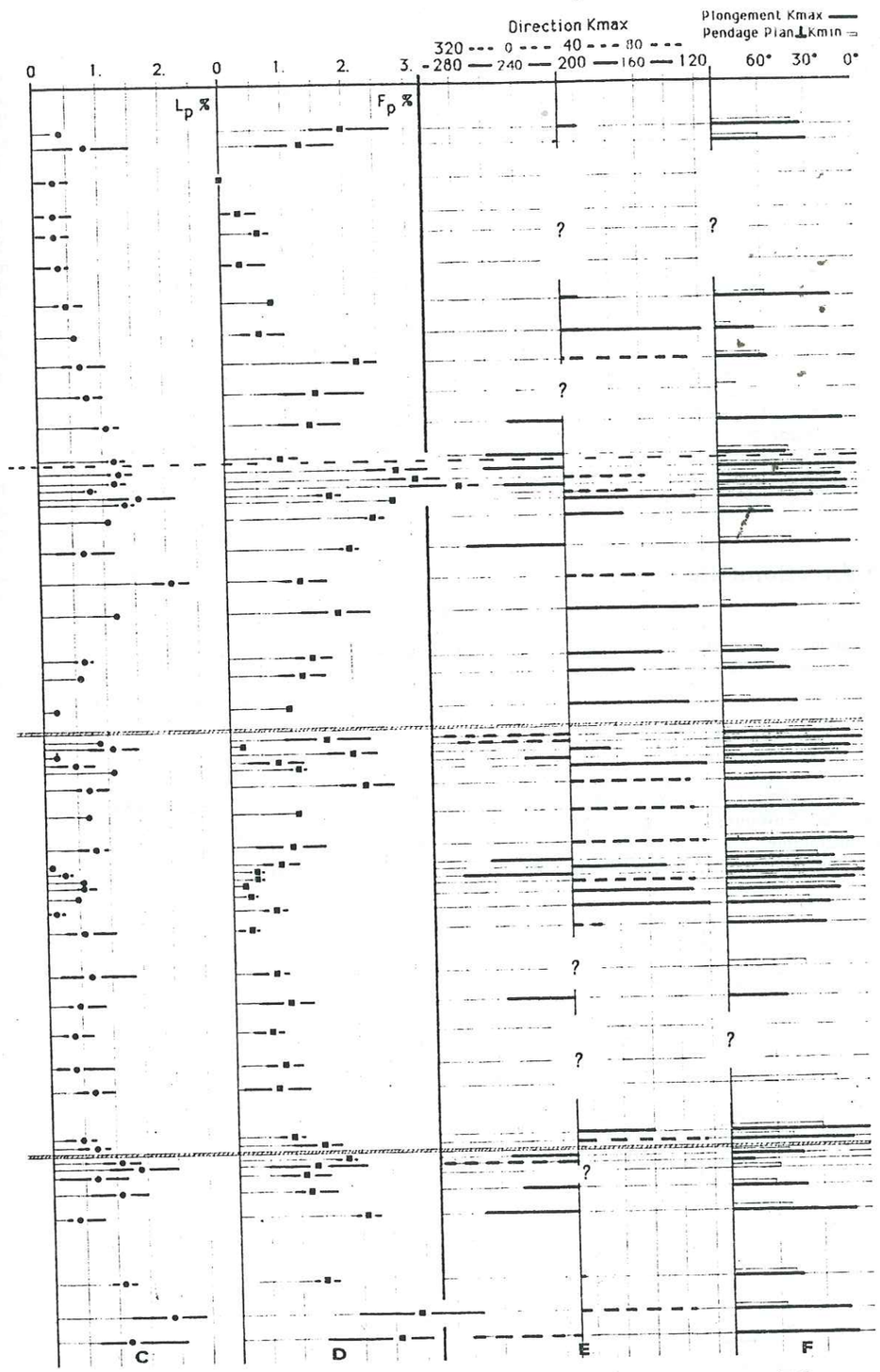


Fig. 1. — Magnetic data as a function of depth for the Beauvoir granite core (GPF ECH 1).
a : *Bulk susceptibility Kmoy = 1/3 (Kmax + Kint + Kmin) in 10^{-6} SI, negative down to 311 m (dominant diamagnetism).*
b : *Anisotropy percentage of the paramagnetic component P_p % = [((Kmax-D)/Kmin-D)) − 1] 100.*
The diamagnetic component D is taken as equal to − 14.10^{-6} SI.



c : *Linear anisotropy percentage of the paramagnetic component L_p % = [((Kmax-D)/Kint-D)) − 1] 100.*
d : *Planar anisotropy percentage of the paramagnetic component F_p % = [((Kint-D)/(Kmin-D)) − 1] 100.*
e : *Direction of Kmax, noted clockwise from 0° (north) to 360°. Sector [110°-290°] via the south is in full line ; sector [290° -north- 110°] in broken line.*
f : *Plunge of Kmax : heavy segments ; dips of the planes perpendicular to Kmin : light segments.*

En figure 1b, où l'on décrit la variation de P_p % en fonction de la profondeur, les limites de faciès B 1/B 2 et B 2/B 3 sont remarquables. On constate un net accroissement de P_p au toit des faciès B 2 et B 3 ; corrélativement, les valeurs de P_p décroissent au plancher des faciès B 1 et B 2. Au sein du faciès B 1, on observe un phénomène analogue au niveau d'une frontière située autour de 311 m : au-dessus de cette frontière, P_p est faible (de l'ordre de 2,5 %), et au-dessous, P_p croît brutalement pour atteindre 5 % vers 330 m, avant de redescendre à environ 1,5 % à la base de B1. On considère que cette frontière, tracée par analogie avec B1/B2 et B2/B3, sépare les sous-faciès B11 et B12 du faciès B1 (fig. 1).

En figures 1c et 1d, où sont représentés les taux d'allongement (L_p %) et d'aplatissement (F_p %) *paramagnétiques* en fonction de la profondeur, on peut préciser la signification de la variation de P_p, en terme de forme de l'ellipsoïde d'ASM : les variations d'aplatissement dominent nettement sur les variations d'allongement. Ceci est particulièrement vrai sous la limite B11/B12 où la variation de L_p ne dépasse pas 0,5 %, alors que celle de F_p dépasse 2 %.

B. — Analyse directionnelle de l'ASM.

On appelle foliation (magnétique) le plan perpendiculaire à Kmin, et linéation (magnétique) la direction de Kmax.

1. — Foliation

Les résultats bruts concernant la foliation figurent en Annexe (variable KMIN). En figure 4a, ils sont présentés sous forme d'un diagramme d'orientation de Schmidt (Projection Lambert équatoriale, hémisphère inférieur), tracé avec toutes les mesures (157 mes.) mais contouré pour des densités $\geq$ 1 %. Ceci élimine quelques points « isolés » pour lesquels, d'ailleurs, l'écart entre l'« objet de forme ellipsoïde », mesuré et l'ellipsoïde, recalculé par le programme du Kappabridge, est souvent élevé (variable CONF3 $\geq$ 30 ; Annexe).

La foliation moyenne calculée sur la *totalité* des échantillons (plan perpendiculaire au meilleur axe calculé : 103° SW 39°) est penté d'environ 40° vers le SSW. Elle tend à s'enrouler en zone autour d'un axe subhorizontal de direction WNW-ESE (Pôle du meilleur plan calculé : 102° W 02°). Ce diagramme est très semblable à celui que l'on peut construire à partir des pôles des plans de foliation et/ou de (micro–) litages magmatiques relevés par Feybesse et *al.* (1985) sur l'ensemble de la carotte (221 mesures : fig. 4b).

2. — Linéation

Les résultats bruts (KMAX ; Annexe) sont présentés sous la forme du diagramme de la figure 5a, portant sur la *totalité* des échantillons. Ce diagramme, qui apparait beaucoup plus dilué que celui des foliations, traduit bien le caractère en général plus planaire que linéaire de la fabrique (F > L). On calcule cependant que 85 % des Kmax fait, avec le plan moyen perpendiculaire aux Kmin, un angle inférieur à 35°. Pour ces vecteurs, près de 50 % d'entre-eux fait un angle de moins de 35° avec le meilleur axe calculé des Kmax, subhorizontal et orienté à N102 °E. Cette orientation préférentielle des Kmax ressort bien du diagramme de densité de la figure 5b où les concentrations inférieures à 1 % n'ont pas été reportées.

L'analyse de détail des orientations de Kmax révèle que c'est la moitié supérieure du faciès B 2 (480-590 m) qui présente de façon la plus nette des Kmax bien réglés autour de WNW-ESE, subhorizontal (fig. 1e : direction de Kmax, et fig. 1f : pendage de Kmax). Le diagramme d'orientation des

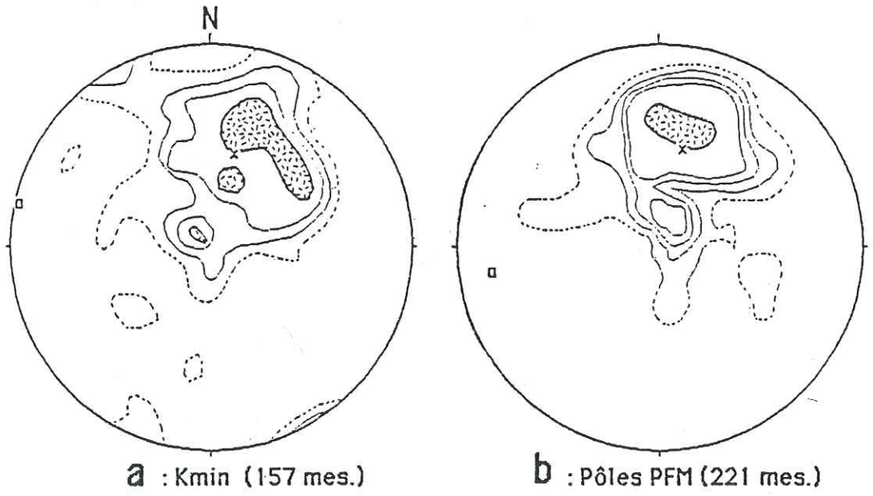


Fig. 4. — (voir texte). Orientation diagrams (Schmidt, lower hemisphere) of a : *the Kmin axes of the AMS (poles to the magnetic foliation) ; contours :* $\geq$ *1, 2, 3, 4 % and more ; best fit axis BA (cross) : 13° N 51° (plane at 103° SSW 39°) ; pole to the best fit plane : PBP (square) : 102° W 02°, and* b : *the poles to the magmatic foliation and/or (micro-) layering planes directly measured on the core ; contours : 1, 2, 3, 4, 5 % and more ; BA (cross) : 13° N 49° (plane at 103° SSW 41°) ; PBP (square) : 82° W 17°. Feybesse, 1985*

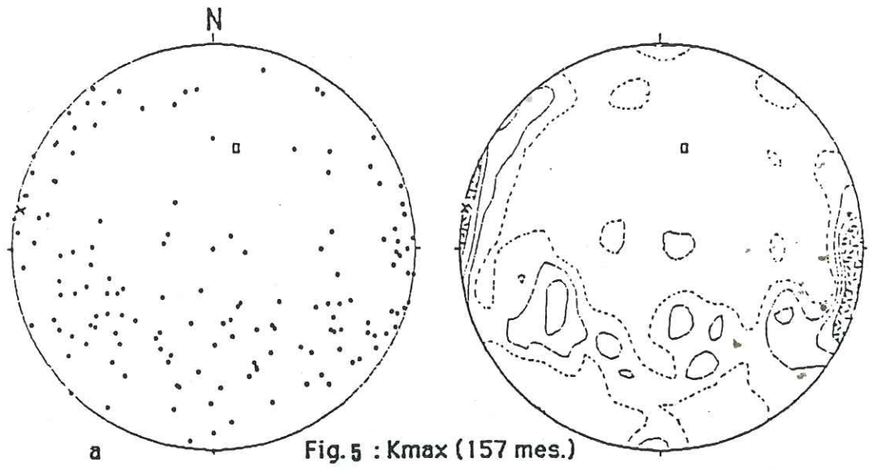


Fig. 5. — (voir texte). Orientation diagrams of a : *the raw data for the Kmax axes of the AMS (magnetic lineations), and* b : *the corresponding contoured diagram (*$\geq$ *1, 2, 3, 4 % and more) BA (cross) : 102° W 03°, and PBP (square) : 12° N 50° (plane at 102° SSW 40°).*

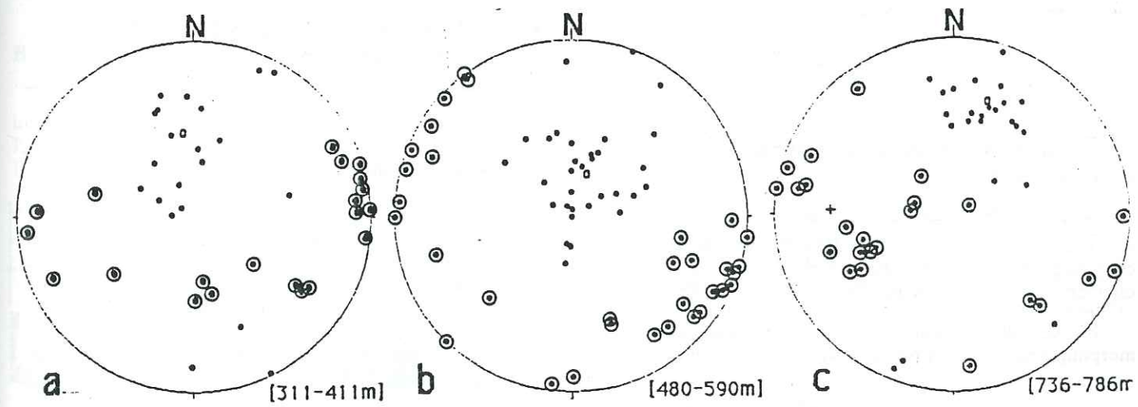


Fig. 6. — (voir texte). Orientation diagrams of Kmax (magnetic lineations : circle dots) and Kmin (poles to the magnetic foliations : dots) for :
a : *stations 11, A, B, 12, C, D, 13, 14, 15 and 16 [311-411 m] ; 21 measurements ; best axis (BA) for Kmax : 86° E 06° ; BA for Kmin (open ellipse) : 353° N 50° (plane at 83° S 40°) ;*
b : *stations E, F, 20, G, H, 21, 23, 24, I, J, K, L and 26 [480-590 m] ; 32 meas. ; BA for Kmax : 118° E 08° ; BA for Kmin : 18° N 70° (plane ata 108° S 20°) ;*
c : *stations 33, M, O, P, 34, 35 and 36 [736-786 m] ; 25 meas. ; BA for Kmax : 92° W 32° ; BA for Kmin : 17° N 34° (plane at 107° S 56°).*

Kmax (et des Kmin) sur ce tronçon [480-590 m] de la carotte est présenté en figure 6b.

Des orientations semblables de Kmax, en WNW-ESE subhorizontal, se retrouvent essentiellement :

— sous la limite B11/B12 (311-411 m : fig. 1e et 1f). Les orientations correspondantes des Kmax (et Kmin) sont présentées en figure 6a ;

— sous la limite B 1/B 2 (480 m et en-dssous : fig. 1e et 1f). Les orientations correspondantes ont été intégrées au diagramme de la figure 6b ;

— au voisinage de la limite B 2/B 3 (736-786 m : fig. 1e et 1f). Les orientations correspondantes des Kmax (et Kmin) sont présentées en figure 6c ;

— à la base du faciès B 3 : site 39 à 848,32 m, et site 40 à 864,08 m (voir fig. 1e et 1f).

On note que, pour les sections citées ci-dessus, le pendage des plans de foliation (barres creuses de la figure 1f) a tendance à être plus faiblement penté qu'ailleurs. Ceci est remarquable pour la section [480-590 m] (fig. 6b).

Le diagramme de densité d'orientation, correspondant à la somme des diagrammes de la figure 6 (78 mesures sur 157), et intéressant donc 260 m soit 33 % de la carotte [311-411 m ; 480-590 m ; 736-786 m], est présenté en figure 7. Le meilleur axe calculé des linéations magnétiques est orienté à N104° E 03°, et le meilleur plan de foliation calculé correspondant est orienté à N102° SSW 37°.

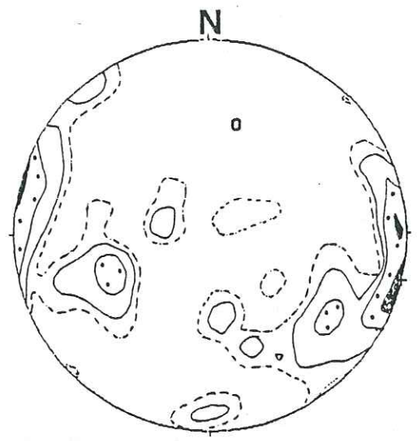


Fig. 7. — (voir texte). Orientation diagram of Kmax corresponding to the addition of diagrams in figures 6a, b and c (1/3 of the granite section : [311-411 m + 480-590 m + 736-786 m]) where Kmax is mostly directed toward WNW-ESE and close to horizontal, along with (in general) the observed highest values of the anisotropy (see fig. 1b, c and d). Contours : 2, 4, 8 % and more. BA (cross) : 104° E 0.3° ; PBP (circle) : 14° N 41° (plane at 104° SW 49°).

3. — Comparaison avec les structures de l'encaissant

Il s'agit des micaschistes du toit (0-97 m) et de ceux qui sont « interlités » à la base du faciès B 3 (789-878 m) incluant ceux du plancher. Les mesures structurales ont été relevées directement sur la carotte par Feybesse et *al.* (1985).

En ce qui concerne les *plans de la foliation* métamorphique des micaschistes, ils sont subhorizontaux au toit (fig. 8a), assez franchement discordants, d'environ 40°, sur la foliation du granite. On remarque cependant que l'ensemble foliation des micaschistes-foliation du granite s'enroule autour d'une direction E-W subhorizontale. A la base du granite, la foliation des micaschistes est *globalement* concordante (fig. 8b) avec celle du granite, bien que dans le détail, on relève que les contacts granite-micaschiste au niveau des nombreux septa de granite interlité, soient discordants à la fois sur la foliation des micaschistes et sur celle du granite (Autran, com. orale). Ici encore, on note que les pôles des plans de foliation des micaschistes s'enroulent autour d'un axe subhorizontal et de direction WNW-ESE (N117° W 05°), très proche de l'axe de zone des foliations du granite (N102° W 02°).

Quant aux *linéations minérales* des micaschistes, elles sont, comme dans toute la région métamorgphique de la Sioule (Grolier, 1971), constamment orientées selon WNW-ESE subhorizontal (fig. 9a : micaschistes « supérieurs » et fig. 9b : micaschistes « inférieurs ».

4. — Discussion et proposition de modèle structural

A. — Susceptibilités

L'étude de la susceptibilité elle-même permet d'accéder à la minéralogie magnétique, nouvel outil de pétrographie du granite, en particulier pour les phases ferrifères. Le rôle du manganèse dans le paramagnétisme de la « matrice » est ici clairement démontré. La croissance, globalement linéaire de Fe^{2+} %, avec cependant des ruptures au niveau des limites B11/B12, B 1/B 2 et B 2/B 3, constitue le principal résultat.

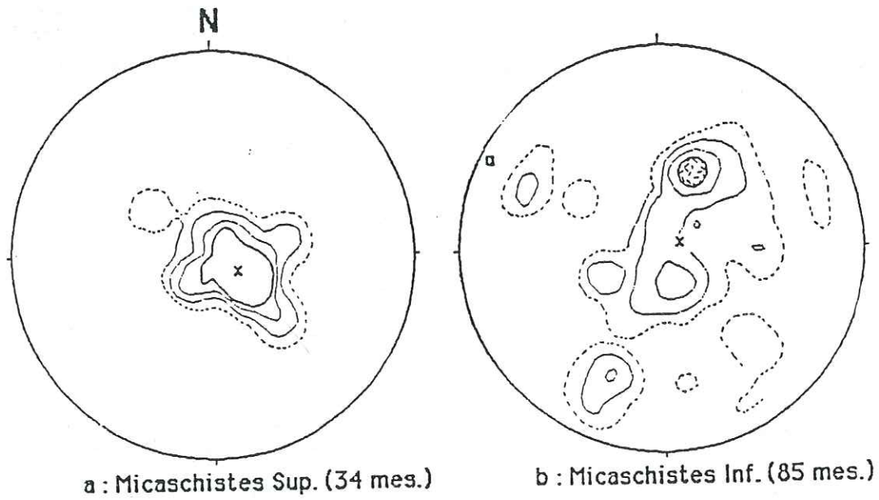


Fig. 8. — (voir texte). Orientation diagrams of the foliation planes in the micaschists (conventional measurements by J.L. Feybesse et al., 1985), a : at the top of the granite [0-97 m] ; 34 measurements ; contours : 1, 3, 6, 9 % and more ; BA (cross) : 117° SE 78° (plane at 27° W 12°), and b : at the base of, and inter layered with the B 3 subtype of the granite [789-878 m] ; 85 measurements ; contours : 1, 3, 6 and 9 % ; BA (cross) : 75° E 83° (plane at 165° W 07°) ; PBP (square) : 117° W 05°.

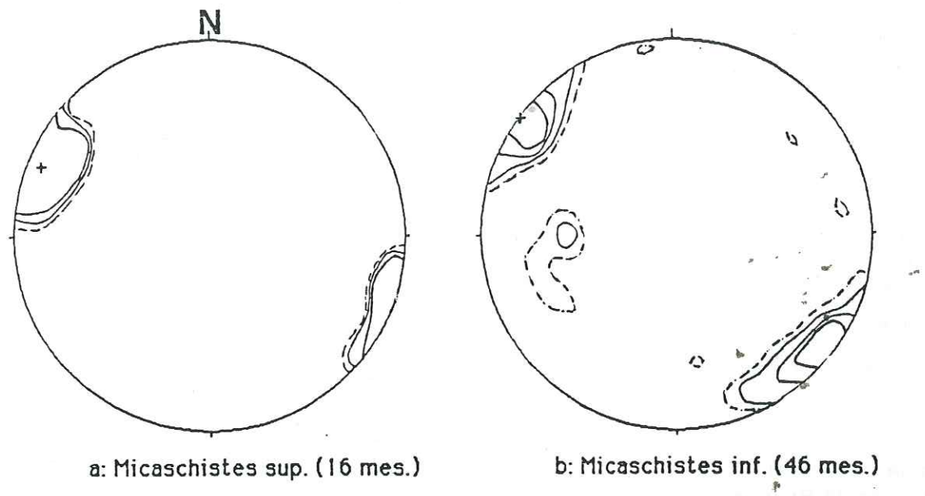


Fig. 9. — (voir texte). Orientation diagram of the mineral lineation in the micaschists (same origin as in figure 8), a : at the top of the granite ; 16 measurements ; contours : 2, 4, 8 % and more ; BA (cross) : 113° W 07°, and b : at the base ; 46 measurements ; contours : 2, 4, 8, 12 % and more ; BA (cross) : 128° W 01°.

B. — Anisotropie de la susceptibilité

L'apport principal de cette étude réside dans les résultats inattendus relatifs à l'anisotropie. Au niveau quantitatif de l'ASM (forme de l'ellipsoïde), les limites B11/B12, B 1/B 2 et B 2/B 3 sont remarquables : des changements brutaux d'anisotropie y prennent place. Les augmentations d'anisotropie planaire sont les plus nettes : elles reflètent l'anisotropie intrinsèque, purement planaire, des micas, porteurs quasi-exclusifs de l'anisotropie de la roche.

C'est l'aspect directionnel de cette étude qui constitue la nouveauté essentielle, obtenue grâce à l'orientation de la carotte dans le repère géographique. Ceci a permis de mettre en évidence que les niveaux où apparaissent des pics d'anisotropie sont aussi les niveaux où la linéation s'oriente franchement autour de WNW-ESE subhorizontal, et où la foliation a localement tendance à devenir plus plate. On considère que cette géométrie est typique de cisaillements intragranitiques à l'état visqueux.

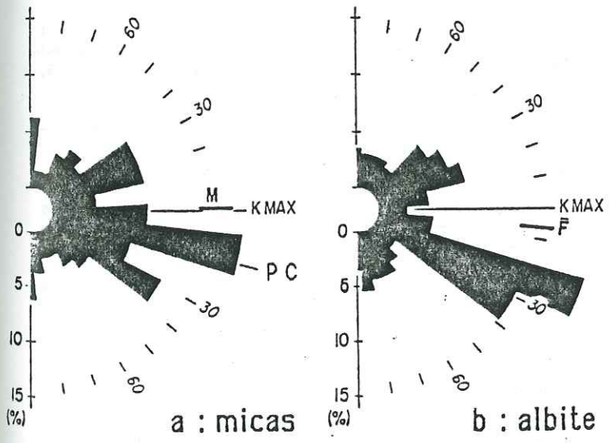


Fig. 10. — (voir texte). Orientation of the micas (a : cleavage trace) and of the albite grains (b : elongation and/or trace of the (010) twin) in the granite (station 12H : 330.36 m, close to the B11/B12 boundary ; $K_{para} = 4.4\ 10^{-6}$ and P_{para} % = 2.9). About 100 measurements per diagram. « XZ magnetic » sections : parallel to Kmax and Kmin. Direction of Kmax is N72° E 02° (polarity unknown). Note that the mean orientation of the micas (M) is parallel to Kmax, strengthening the significance of the AMS. The angular obliquity between the preferred orientations of the micas vs. the albites (lower « wings ») is interpreted in terms of differently elongated grains rotating in a viscous fluid deforming by simple shear, as simulated numerically and experimentally by Fernandez et al. (1983). PC : Inferred shear plane.

C. — Microstructure du cisaillement : fabrique des micas et de l'albite

Pour mieux comprendre le cisaillement à l'échelle du grain, on présente ici un diagramme de l'orientation préférentielle de forme des micas (fig. 10a) et des albites dans l'échantillon n° 12h (330,35 m) assez fortement anisotrope (P_p % = 2,9). En section « XZ » magnétique (parallèle à Kmax et à Kmin), la fabrique du mica est repérée par l'orientation de la trace de son aplatissement et/ou de son clivage (0001) ; celle de l'albite par la trace de son aplatissement et/ou de sa macle (010), parallèle à son aplatissement.

On constate que la trace de Kmax est parallèle à celle de l'orientation moyenne des micas. Ceci confirme l'interprétation sur l'origine de l'ASM (en l'absence de ferromagnétiques) par la distribution des faces (001) des micas, eux-mêmes anisotropes (anisotropie magnétocristalline : Kmin perpendiculaire au clivage). On constate aussi que Kmax est peu différent de la trace de l'allongement moyen des albites. On en déduit que ces minéraux sont orientés, en moyenne à plat dans le plan de foliation magnétique, et en moyenne en zone (mica, albite) et alignés (albite) parallèlement à la linéation magnétique.

L'aspect le plus intéressant de la figure 10 réside dans l'obliquité de l'« aile » prédominante de la fabrique des micas par rapport à celle des albites. Cet angle, d'une quinzaine de degrés, se retrouve dans les simulations numériques et analogiques établies par Fernandez *et al.* (1983) considérant des cristaux d'allongements différents emballés dans une matrice visqueuse en cisaillement simple. Ceci constitue à nos yeux un argument très fort pour considérer que la fabrique de ce granite est obtenue par cisaillement approximativement parallèle à Kmax, et selon un plan proche de PC (fig. 10).

Nota : En figure 10, le Kmax est orienté à N72°E 02°, mais l'orientation ENE *ou* WSW a été perdue. Ceci empêche d'établir si le cisaillement s'est effectué vers l'Est ou vers l'Ouest.

D. — Modèle structural pour le granite de Beauvoir

La fabrique planaire, examinée seule, peut s'interpréter comme un litage magmatique dû à la gravité (settling). Cependant, l'axe de zone de cette fabrique, la nette fabrique linéaire du granite, systématiquement orientée vers WNW-ESE subhorizontal au niveau des domaines à forte anisotropie, ainsi que les arguments microstructuraux développés ci-dessus, s'interprètent plutôt en terme de cisaillement à l'état visqueux. En ce sens, nous rejoignons les conclusions de Gagny et Jacquot (1985).

On conclut que la fabrique du granite de Beauvoir est la conséquence, au moins pour le tiers de sa section, d'un cisaillement selon une direction WNW-ESE (sens inconnu) et selon un plan faiblement penté vers le SSW en moyenne, avec une tendance à la disposition en zone autour de cette direction. On peut penser que plusieurs « bouffées » magmatiques se sont superposées successivement. La chronologie de ces superpositions pourrait être B3, B2, B12, B11 si l'on considère que les faciès les moins ferrifères sont aussi les plus tardifs. Ces bouffées ont été « tartinées » par cisaillement selon WNW-ESE, subhorizontal. Si l'on admet la position des limites B11/B12, B1/B2 et B2/B3 indiquées en figure 1, les limites B1/B2 et B2/B3 étant fournies par Cuney et *al.* (1986) c'est le toit de ces bouffées qui est déformé par cisaillement (raison inconnue).

La structure du granite de Beauvoir peut s'intégrer dans le modèle de Bouchez et Jover (1986) et Jover et Bouchez (1986) concernant le Massif central occidental. Ce modèle propose que la pile tectonométamorphique du Massif central, d'épaisseur décakilométrique, fonctionne de 360 à 330 Ma au moins, comme une zone cisaillante-chevauchante à mouvement ESE-WNW. Le granite de Beauvoir, en forme de lame ou de sill épais de 700 m environ, se mettrait en place au sein de cette pile, au même titre que certains leucogranites tardifs, mais encore structurés, tel que celui de Saint-Goussaud-en-Limousin. L'âge du granite de Beauvoir (300-310 Ma ? ; Duthou et Pin, ce volume) indiquerait que ce mouvement s'est effectué tardivement, sous forme d'écaillage, le découplage se faisant au niveau du granite, la pile métamorphique structurée antérieurement étant alors simplement translatée passivement.

Remerciements

Cette étude a bénéficié d'un financement de la part de l'action GPF3, Thème 8 du BRGM, ainsi que des UA CNRS n° 732 et 733. J.L. Bouchez remercie Messieurs J.P. Bouillin (UA CNRS n° 145) et J.P. Fortuné (UA CNRS n° 67) qui lui ont fourni les moyens de travailler à l'Université Paul Sabatier de Toulouse. Mrs J.P. Pozzi, A. Autran, M. Cuney et P. Vialon ont fourni des critiques constructives.

Références bibliographiques

BERNIER S. (1986). — Étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique dans le granite de Beauvoir (GPF). D.E.A. Universités de Nantes et Orsay, 78 p.

BERNIER S., BOUCHEZ J.L., ROCHETTE P. (1987). — Anisotropie de la susceptibilité magnétique du granite de Beauvoir (Sondage GPF d'Échassières, Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr., sous presse.*

BOUCHEZ J.L., JOVER O. (1986). — Le Massif central : un chevauchement de type himalayen vers l'Ouest-Nord-Ouest. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **302,** (2), pp. 675-680.

CUNEY M., AUTRAN A., BURNOL L. BROUAND M., DUDOIGNON P., FEYBESSE J.L., GAGNY C., JACQUOT T., KOSAKEVITCH A., MARTIN P., MEUNIER A., MONIER G., TEGYEY M. (1986). — Résultats préliminaires apportés par le sondage GPF sur la coupole de granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **303,** (1), pp. 569-574.

FERNANDEZ A., FEYBESSE J.L., MEZURE J.F. (1983). — Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two dimentional simple shear. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **25,** pp. 319-326.

FEYBESSE J.L., JACQUOT T., MARTIN P., BONIJOLY D. (1985). — Présentation des données structurales acquises sur le forage Échassières n° 1. Document BRGM n° 100, GPF 3, pp. 166-235.

GAGNY C., JACQUOT T. (1985). — Présentation de quelques problèmes mis en évidence par la pétrologie structurale sur le forage d'Échassières n° 1. Document BRGM n° 100, GPF 3, pp. 139-163.

GROLIER J. (1971). — Contribution à l'étude géologique des séries cristallophyliennes inverse du Massif central français : la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). Mém. BRGM n° 64, 163 p.

HROUDA F. (1986). — The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Sudia Geophys. Geod.*, **30,** pp. 39-45.

JOVER O., BOUCHEZ J.L. (1986). — Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **303,** (2), pp. 969-974.

MONIER G., TEGYEY M. (1985). — La pétrographie des différents faciès du granite de Beauvoir : étude préliminaire. Document BRGM n° 100, GPF 3, pp. 40-93.

ROCHETTE P., FILLION G., MOLLARD P., VERGNE R. (1983). — Utilisation d'un magnétomètre cryogénique à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **296,** pp. 557-559.

ROCHETTE P. (sous presse). — Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*

DISCUSSION

Journal of Structural Geology, Vol. 9, No. 8, pp. 1015 to 1020, 1987
Printed in Great Britain

0191-8141/87 $03.00 + 0.00
© 1987 Pergamon Journals Ltd.

I - Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies

PIERRE ROCHETTE

Observatoire de Grenoble (UA 733), LGIT-IRIGM, BP 68, 38402 St Martin d'Heres Cédex, France

(*Received* 23 *February* 1987; *accepted in revised form* 8 *June* 1987)

Abstract—Non-ferromagnetic minerals constitute what is called the rock matrix, whose susceptibility (K_1) is directly accessible using only high magnetic fields. Measurements on minerals and a wide range of rock types show that K_1 is mainly due to paramagnetism and hardly exceeds 10^{-3} SI, with an anisotropy degree (P) less than 1.35. Different methods to estimate the role of the matrix component in low-field susceptibility (K) and its anisotropy include petrological and chemical analysis, evolution of P vs K, low temperature studies and comparison of K with remanent magnetizations.

INTRODUCTION

MAGNETIC susceptibility is an intrinsic physical property of rock-forming minerals. A distinction is generally made between the ferromagnetic (s.l.) minerals, which can carry a remanent magnetization, and the non-ferromagnetic minerals, grouped under the term 'matrix', due to the fact that they generally correspond in volume to almost the entire rock. Since the work of Daly (1967) and Parry (1971) the importance of matrix susceptibility (K_1) has been evidenced by many authors, for instance Coward & Whalley (1979), Wagner *et al.* (1981), Henry & Daly (1983), Rochette & Vialon (1984), Schultz-Krutisch & Heller (1985) or Borradaile *et al.* (1985/1986).

However, this factor is sometimes underestimated by workers in this field who implicitly assume that in a low magnetic field, K_1 is negligible compared to the ferromagnetic susceptibility K_f. The general two-fold origin of low-field susceptibility K, with $K = K_f + K_1$, is the only parameter usually measured, thus frequently is ignored, perhaps because of the greater number of paleomagnetic and related rock magnetic studies than studies of rock susceptibility, or also because of the lack of appropriate instruments. Experimental techniques favour the investigation of the ferromagnetic component which is easily studied by the remanent properties.

The only direct and general way of studying the matrix component is to use sufficiently high magnetic fields. In fact K_1 is independent of the field while ferromagnetic minerals reach saturation, thus giving a zero differential susceptibility. In the following, K_1 will be referred to as the high field linear susceptibility (at room temperature if not indicated otherwise).

A good instrument for measuring K_1 has to combine a high field obtained with a superconducting or Bitter magnet, a high sensitivity (better than 10^{-6} SI) and a large enough sample volume necessary to study common rocks. Saturating fields of a few Teslas may be necessary, for example, in hematite-bearing rocks.

This paper, aimed in particular at giving an overview of K_1 in rocks, will be based mainly on measurements obtained with a high-field cryogenic magnetometer (Rochette *et al.* 1983); this instrument measures the induced magnetization of 1 cc samples with a sensitivity of 2×10^{-4} A/m under a field range of 0–4 T, and a temperature range of 2–400 Kelvin (K).

THE DIFFERENT TYPES OF MATRIX SUSCEPTIBILITY

Any material has a negative, temperature independent susceptibility or diamagnetic susceptibility. Some compounds are exclusively diamagnetic like quartz, feldspars, calcite, water or organic compounds (Foex 1957, Carmichael 1982). Diamagnetic susceptibility does not vary to a great extent, having a mean value of about -14×10^{-6} SI. Calcite is the only well-known diamagnetic mineral with a significant degree of anisotropy ($P = K_{max}/K_{min}$) of 1.13 (Owens & Bamford 1976). Rather questionable data from Finke (1910) indicate a value of $P = 1.34$ in orthoclase, while quartz is almost isotropic (Hrouda 1986).

Magnetic ions of transition and rare-earth elements, when diluted in minerals, give rise to paramagnetic behaviour. In nature, these elements are practically all in negligible quantities compared to iron, except in specific rocks with a high content of manganese, chromium, nickel or uranium, for example. The paramagnetic susceptibility follows the Curie–Weiss law $K_1 = Cd/(T - \theta)$, where C is the Curie constant, proportional to the ion amount, d the relative density, θ a constant specific to the mineral and T the absolute temperature. C values per g of metal are 744 and 984×10^{-3} K, respectively, for Fe^{2+} and Fe^{3+} ions. Such behaviour has been evidenced by low temperature studies of K_1 in many rock types. The examples in Fig. 1 obtained in granites show that θ is near zero when an iron-poor mineral like muscovite is present, while it reaches 10–30 K for an iron-rich mineral like biotite.

Iron-bearing phyllosilicates have anisotropy (P) at room temperature from 1.1 to 1.37 (biotite) with minimum susceptibility perpendicular to the sheet plane

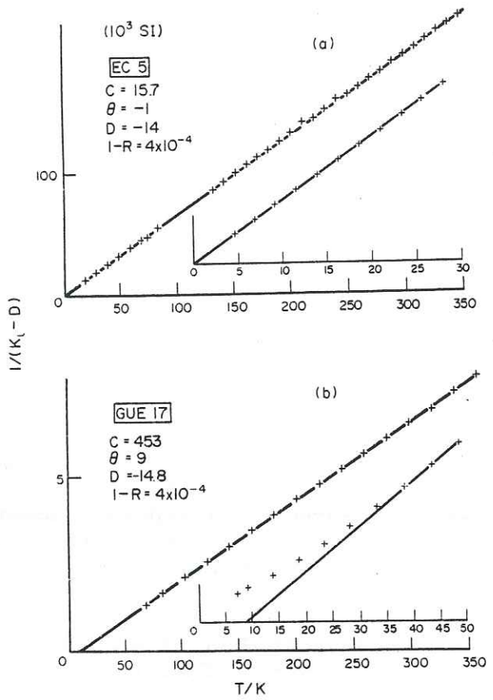


Fig. 1. Inverse of the matrix susceptibility K_I corrected for the diamagnetic term D (in 10^{-6} SI), for two samples of Hercynian granites from the French Massif Central: (a) muscovite-bearing (EC 5), (b) biotite-bearing (GUE 17). D is determined by obtaining the best regression coefficient R; the Curie constant C is indicated in 10^{-4} K and the paramagnetic Curie temperature θ in K (θ is given by the intersection with the temperature axis). Detailed low temperature curves are shown in the inset. In (a) the lack of points corresponds to the zone where K_I changes its sign, thus giving a poorly defined signal.

(Foex 1957, Ballet *et al.* 1985). Paramagnetic anisotropy in orthopyroxenes is well established (Wiedenmann *et al.* 1986), P being equal to 1.21 for $Fe_{0.87}\,Mg_{0.13}\,SiO_3$. Anisotropies between 1.08 and 1.4 have been reported for clinopyroxenes and amphiboles (Hrouda 1982) as well as in ilmenite (Foex 1957); however, the quantitative separation of actual paramagnetic anisotropy from anisotropy due to possible minute oriented inclusions of iron oxides is poorly documented. Finally, Fe^{2+} ions in carbonates also produce a paramagnetic anisotropy, the maximum susceptibility being along the c-axis; this is the case in siderite (Jacobs 1963) with P up to 4.2, as well as in calcite with paramagnetic impurities (work in preparation) with P around 1.1.

A third type of matrix behaviour, antiferromagnetism exemplified by goethite and hematite, leads to a linear susceptibility (K_{af}) smaller than the paramagnetic susceptibility. According to Hedley (1971) goethite has $P = 1.28$. At this point it is worth mentioning a difficulty arising from the present definition of matrix susceptibility: hematite contributes to both the matrix component, with an isotropic antiferromagnetic susceptibility, and the ferromagnetic component which is alone responsible for the anisotropy (Néel & Pauthenet 1952).

Apart from diamagnetism, paramagnetism and antiferromagnetism, another curious type of behaviour is illustrated by pyrite with a weakly positive isotropic susceptibility, independent of temperature (Serres 1953). Its susceptibility, $K_I = +10\text{–}30 \times 10^{-6}$ SI, is generally negligible in rocks, even compared to the diamagnetic component.

THE BULK MATRIX SUSCEPTIBILITY IN ROCKS

When neglecting θ compared to room temperature (T = 295 K) in the expression of paramagnetic susceptibility, a general formula for K_I is obtained:

$K_I \simeq -14 + d(25.2t + 33.4t') + K_{af}\,10^{-6}$ SI, where d is the relative density of the rock, t and t' the weight % of metal in the rock for Fe^{2+} and Fe^{3+}, respectively.

Figure 2 shows the range of K_I values for given values of iron content, assuming a fixed relative density of 2.65. It appears clearly that the main part of K_I is usually paramagnetic and that K_I can rarely exceed 10^{-3} in common rocks.

Typical values of K_I obtained in different rock types with the cryogenic magnetometer (Table 1) confirm this view, together with the wide variability of K_I. The comparative study of K_I and K_f also shows that the matrix is often dominant in the total low-field susceptibility of rocks whose K value is less than 10^{-3} like many granites or metamorphic and sedimentary rocks. Thus, when interpreting K data such as that obtained from susceptibility well logging or magnetic anomaly surveys, the role of the matrix has to be considered in these rocks.

K_I will vary according to lithology, being for example proportional to the phyllosilicate amount—at a given composition of these minerals—in granites and shales; this last case is demonstrated by Fig. 3 obtained in Jurassic and Eocene Alpine black shales. Higher values

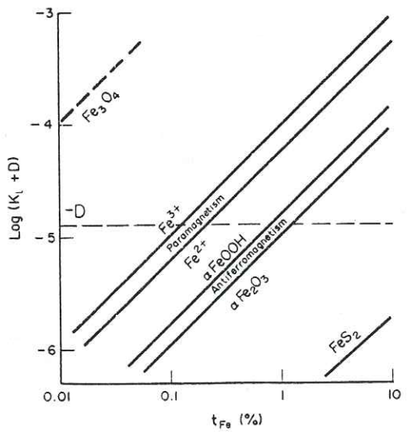


Fig. 2. Values of K_I in rocks as a function of iron content in metal weight % for different mineralogy with a fixed relative density of 2.65; a mean value for the susceptibility of magnetite (Fe_3O_4) is indicated by the dashed line.

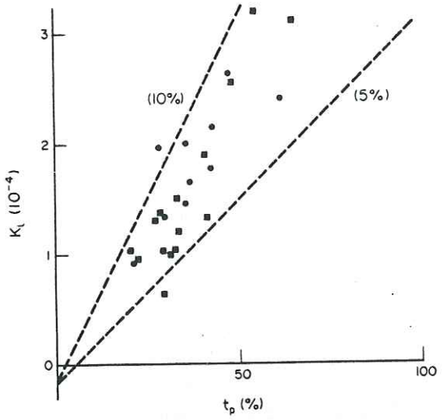


Fig. 3. Correlation between K_I and amount of phyllosilicates t_p for Jurassic (squares) and Eocene (circles) Alpine shales after Rochette & Lamarche (1986) and Lamarche & Rochette (1987); calculated curves correspond to 5 or 10% of Fe^{2+} ions in the phyllosilicates.

will be observed in mineralized levels, usually enriched with paramagnetic ions, present for example in siderite and iron-rich chlorite (Table 1). On the contrary oxidizing alteration (including weathering) will decrease K_I because paramagnetic iron becomes antiferromagnetic (Rochette & Vialon 1984).

Two alternative techniques to separate the matrix susceptibility, using only low-field measurements, have been proposed.

(i) The analysis of the thermal variation of K, from liquid nitrogen to room temperature, has been successfully used by Schultz-Krutisch & Heller (1985) to estimate the paramagnetic part of K_I, assuming a temperature independent ferromagnetic susceptibility K_f. However, this is a rough approximation in the general case because K_f varies with temperature according to magnetic transitions, variation of the anisotropy constant, and blocking of domain walls or of superparamagnetic grains.

(ii) Passing a large volume of crushed rock through a vibrating magnetic separator with an adequate field gradient can result in the physical separation of highly magnetic and weakly magnetic fractions, whose low-field susceptibilities correspond to K_f and K_I (Henry & Daly 1983, Borradaile *et al.* 1985/1986). This method assumes complete mechanical separation between the matrix and the ferromagnetic grains, a condition that is hard to achieve when the latter are very fine or present as minute inclusions within silicate grains, for example. A high enough susceptibility contrast is also needed, which is not the case in rocks bearing hematite and biotite or ilmenite, for example. Contamination between the two fractions has thus to be carefully tested using, for example, microscopic investigations or saturation remanence measurements. Another drawback of this method arises from the possible change of K_f intensity during crushing, due to a change in shape and size of grains, and also to magnetic interactions, enhanced in the magnetically enriched fraction.

It thus appears that these techniques are not always efficient and, in general, less precise than high-field measurements.

Table 1. Matrix susceptibility K_I measured in high-field with the cryogenic magnetometer for different rock types; m is the percentage of matrix in the low-field susceptibility. This is a synthesis of measurements, largely unpublished, on 160 samples

Rock type	Origin and references	K_I (10^{-6} SI)	m (%)
Platform and continental margin sediments:	French, Swiss and Austrian Alps, Bassin de Paris, South Massif Central, Greece		
—shales and mudstones	Rochette & Lamarche (1986)	25–310	23–86
—schists	Lamarche & Rochette (1987)	35–440	77–100
—pyrrhotite-bearing schists	Rochette & Fillion (1987)	47–492	2–97
—limestones	Rochette (1987)	−12–90	1–82
—sandstones (including red ones)	+ unpublished data	10–450	80–92
—mineralized beds		691–993	84–96
—gypsum (Triassic evaporite)		−11	
Mn, Fe-rich oceanic sediments	Oman, Thomas *et al.* (1987)	585–810	97
Hercynian granites:	French Massif Central, Algeria Jover & Bouchez (1986), Bernier *et al.* (1987)		
—biotite-bearing	Guéret, Millevaches	63–530	95–100
—muscovite-bearing	Millevaches, Echassières	−9–33	58–100
—pyrrhotite bearing	Guéret, Beni Toufous	174–414	6–70
Caledonian magnetite-bearing granite	Crifel (Scotland), Bouchez (pers. comm. 1987)	90–493	1–2
—olivine basalt	Cameroun	651	6
—gabbros (ophiolitic, continental)	Oman, Cameroun	245, 700	29, 89
—peridotite (fresh iherzolite)	Lanzo (Italian Alps)	528	67
—amphibolite	Belledonne (French Alps)	665	100
—metavolcanite	Borrowdale volcanics, English Lake District	314	59
Ophiolitic diabase	Oman	336	90
pure monocrystals:			
—quartz	synthetic	−14.7	
—calcite	Alpine vein	−12.5	
—pyrite	Alpine schist	+10	

THE ANISOTROPY OF THE MATRIX RELATED TO MAGNETIC FABRIC STUDIES

The direct study of matrix magnetic anisotropy can be performed in high fields using a torquemeter (Hrouda & Jelinek 1987) or the cryogenic magnetometer in a rotating sample configuration (Rochette & Fillion 1987). In the following, only indirect access to the matrix anisotropy from low-field data will be discussed.

From the preceding data on minerals it is clear that in natural rocks the actual anisotropy degree of the matrix component cannot exceed 1.35, except in *c*-axis oriented siderite-bearing rocks. However, higher apparent values can be observed in low-susceptibility rocks where an isotropic diamagnetic susceptibility, such as that of quartz, compensates for a positive anisotropic component; this situation, examined theoretically by Hrouda (1986), has since been evidenced in the muscovite-bearing hololeucocratic granite of Echassières in the French Massif Central by Bernier *et al.* (1987) (see also Table 1). Figure 4(a) from this work shows that compensation by the diamagnetism of quartz and feldspar artificially increases the real anisotropy due to muscovite near zero susceptibility, thus leading to a close dependence of P upon K_m; in fact one sample has a P value equal to 2.33 while it is not defined in another due to a different sign between K_{max} and K_{min}. After recalculating an anisotropy degree (P') based on K values corrected for the diamagnetic term determined as in Fig. 1, a more petrologically independent value is obtained, near 1.025 (Fig. 4b).

To avoid biasing P due to a variation in the positive component, it would thus be useful in many cases—except where a calcite fabric is expected—to use susceptibility values corrected for the diamagnetic term when it is not negligible, i.e. when $K < 10^{-3}$. Such a correlation between mean susceptibility and the anisotropy degree may prove useful in other situations where the low-field susceptibility is shared in variable proportion by an anisotropic matrix mineral and a ferromagnetic mineral with a stronger anisotropy. Ferromagnetic grains in fact usually have a high intrinsic anisotropy. P values less than 1.3 are only observed in subisometric magnetite grains; consequently very special conditions, such as late isotropic crystallization of the ferromagnetic phase alone are needed to observe a matrix anisotropy stronger than the ferromagnetic anisotropy in rocks. For example, the anisotropy of Swiss Jurassic schists is due partly to phyllosilicates and partly to pyrrhotite which appears progressively according to metamorphism (Rochette 1987). This variable amount explains the positive correlation observed between P and K_m in the pyrrhotite-bearing rocks (Fig. 5): for low and high values of K_m the anisotropy is mainly due to phyllosilicates and pyrrhotite, respectively.

Theoretical curves, assuming a constant paramagnetic component with $P_l = 1.3$ and a variable pyrrhotite component with $P_f = 1.5$–2, fit the data well considering that part of the P fluctuation is due to variable deformation and that K_l also varies but in a smaller range than K_f. Such curves are constructed with the following formula, derived for a neutral ellipsoid:

$$P = [K_m(P_l + 1)P_f - K_l(P_f - P_l)]/[K_m(P_l + 1) + K_l(P_f - P_l)]$$

(if $K_m = K_l$ then $P = P_l$ and if $K_m \gg K_l$ then $P = P_f$).

In fact simulations show that the curve is practically independent of the shape of the ellipsoid.

The same plot has been tested with the site-mean data of Rathore & Kafafy (1986) in various sedimentary and volcanic rocks of the Lake District, where it was assumed that susceptibility was only due to magnetite. However Borradaile *et al.* (1985/1986) reached an opposite conclusion by studying rocks of the same formation, where they attributed the entire susceptibility to chlorite. High-field measurements made in Grenoble on one sample (collected by the author) effectively revealed a considerable matrix susceptibility, equal to 314×10^{-6}. The P vs K_m plot (Fig. 6) actually shows the same behaviour as in the Swiss schists, indicating that below approximately 300×10^{-6} the anisotropy is carried mainly by the matrix (probably phyllosilicates) because P is not correlated to K_m. Above this limit the contribution of magnetite to the anisotropy increases with the amount of magnetite and thus with K_m.

Such situations have been used by Henry & Daly (1983) to put forward a mathematical method to further isolate quantitatively the ferromagnetic and the matrix anisotropy, using linear regression between the terms K_{ij} of the susceptibility tensor and the mean susceptibility K_m. However, this method is only suitable when, at the sample scale, the matrix susceptibility is constant and the ferromagnetic susceptibility sufficiently variable. These conditions can be fulfilled in rocks where matrix and ferromagnetic grains originate from independent phenomena—like lithology and metamorphism in the case of the Swiss schists—but not at all when they are cogenetic. For example, in a granite with biotite (matrix term) and pyrrhotite (ferromagnetic term) work in preparation reveals that both contributions K_l and K_f to the susceptibility vary by the same factor of 1.5. Independent tests of the necessary requirements on K_l and K_f have thus to be performed before using the Henry method because the self-test of their computation, based on the quality of the linear regression between K_{ij} and K_m, is not at all decisive for this purpose. In fact perfect linear regression can be obtained if K_l and K_f are proportional and moreover if K_f is negligible.

The comparison between K and the intensity of a remanent magnetization (RM) has been used by Lowrie & Heller (1982) in stratigraphic profiles to decide if susceptibility and remanence were carried by the same mineral or not. This method appeared qualitatively successful in estimating the importance of matrix in K, although it should be borne in mind that an absence of correlation between K and RM could also mean that they are carried by different ferromagnetic minerals; this is the case in some Jurassic shales (Rochette & Lamarche 1986), where K is due to magnetite while saturation isothermal RM is mainly due to goethite or hematite. To check this, Lowrie & Heller used different types of remanence: low and high field IRM together with anhysteretic and natural RM.

Finally, from literature and the author's experience, it appears that an anisotropic matrix component more often corresponds to phyllosilicates. In this case the structural interpretation is very easy in terms of a planar markers model: the magnetic foliation corresponds to the plane of preferred orientation of the silicate sheets—i.e. flow plane, bedding or schistosity—while the magnetic lineation corresponds to the zone axis of the sheets.

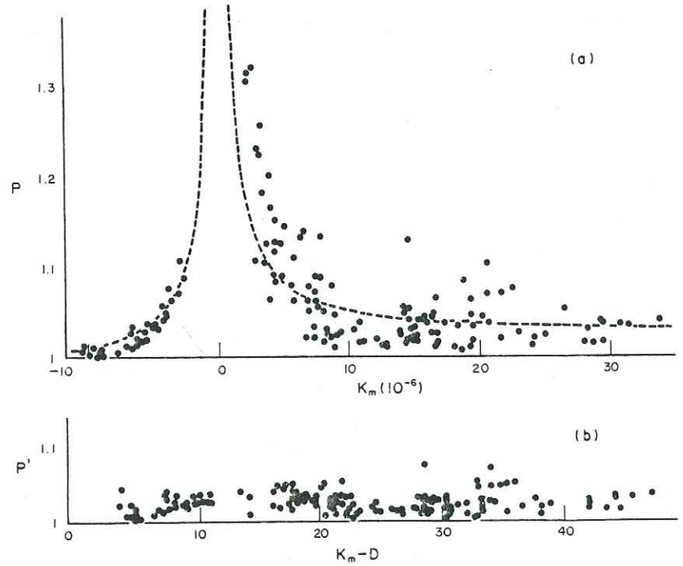


Fig. 4. Low-field magnetic anisotropy results for the Echassières granite after Bernier *et al.* (1987): (a) plot of the anisotropy degree, P, against mean susceptibility K_m, (b) corrected anisotropy degree, $P' = (K_{max} - D)/(K_{min} - D)$ against $(K_m - D)$; the theoretical curve assumes a paramagnetic anisotropy $P_l = 1.02$ and is shape independent.

formula : $P = [2P_\ell K_m - A]/[2K_m + A]$ with $A = (P_\ell - 1)D$

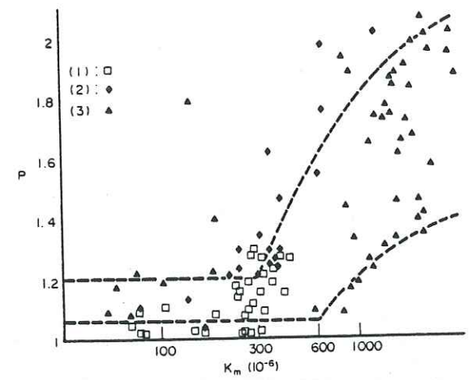


Fig. 5. Plot of the anisotropy degree P against mean low-field susceptibility K_m for all samples of the Swiss Jurassic schists after Rochette (1987): different symbols are used for sites outside the pyrrhotite zone (1), inside (3) or intermediate (2); theoretical curves are derived (see text) for $K_l = 300 \times 10^{-6}$, $P_l = 1.2$, $P_f = 2.2$ (upper curve) and $K_l = 600 \times 10^{-6}$, $P_l = 1.05$, $P_f = 1.5$ (lower curve). *Note added in proof:* M. D. Fuller produced in 1963 (*J. geophys. Res.* **68**, 293–309) highly similar data from pyrrhotite-bearing Welsh slates, and interpreted it as here.

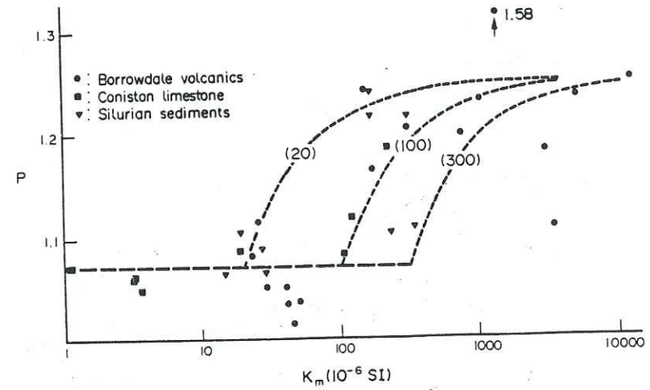


Fig. 6. Same plot as in Fig. 5 for site-mean data of the sedimentary and volcanic rocks studied by Rathore & Kafafy (1986) in the Lake District. Theoretical curves are drawn for $P_l = 1.07$, $P_f = 1.25$ and different K_l values: 20, 100 and 300×10^{-6}.

This zone axis can be assumed parallel to the flow direction in granites (Guillet *et al.* 1983, Jover & Bouchez 1986), to the current direction in sediments (Hounslow 1985) and to intersection or crenulation in schists (Rochette & Vialon 1984). When other minerals are responsible for the matrix anisotropy the interpretation has to be made in terms of preferred orientation of the corresponding crystallographic axes (see for example Owens & Rutter 1978 and Wagner *et al.* 1981).

CONCLUSIONS

The minerals of the rock matrix, especially the paramagnetic minerals, often play a major rôle in the magnetic susceptibility of rocks. The direct and precise study of the matrix part (K_1) of the low-field susceptibility (K) needs specific high-field techniques which are currently available but actually not in general use. However, some easy indirect ways of tackling this problem are proposed here.

(1) A good estimate of K_1 and an upper limit of the corresponding anisotropy P_1 can be obtained from the petrological analysis of the rock and the reference values listed in this paper; by comparison with the measured K and P values, the rôle of the matrix can be determined.

(2) The matrix will be negligible when $K \gg 10^{-3}$ SI or $P \gg 1.35$ except in rocks of near-zero susceptibility where a correction for diamagnetism is necessary. On the contrary a predominance of the matrix has to be suspected when $K < 300 \times 10^{-6}$ and $P < 1.35$, especially in phyllosilicate-bearing rocks.

(3) When K is variable in the formation, a correlation between K and P and between K and a remanent magnetization intensity (NRM or better ARM or IRM) may prove very useful.

(4) In favourable conditions, susceptibility measurements at low temperature as well as magnetic sorting can be used to determine K_1.

Acknowledgments—I would like to thank A. Arafa, J. L. Bouchez, C. Kissel, F. Boudier, E. Marton and V. Thomas for the licence to use their samples together with G. Lamarche (LGIT), G. Fillion and M. Maeder (Laboratoire Louis Néel) for their help in the magnetic measurements.

REFERENCES

Ballet, O., Coey, J. M. D. & Burke, K. J. 1985. Magnetic properties of sheet silicates; 2:1:1 layer minerals. *Phys. Chem. Miner.* **12**, 370–378.

Bernier, S., Bouchez, J. L. & Rochette, P. 1987. Anisotropie de la susceptibilité magnétique du granite de Beauvoir (sondage GPF d'Echassières, Massif Central français). *C.r. Acad. Sci. Paris*. In press.

Borradaile, G., Mothersill, J., Tarling, D. & Alford, C. 1985/1986. Sources of magnetic susceptibility in a slate. *Earth Planet. Sci. Lett.* **76**, 336–340.

Carmichael, R. S. 1982. Magnetic properties of minerals and rocks. In: *Handbook of Physical Properties of Rocks*, Vol. 2. CRC Press, Boca Raton, 229–288.

Coward, M. P. & Whalley, J. S. 1979. Texture and fabric studies across the Kishorn Nappe, near Kyle of Lochalsh, Western Scotland. *J. Struct. Geol.* **1**, 33–38.

Daly, L. 1967. Possibilité d'existence dans les roches de plusieurs anisotropies magnétiques superposées: leur séparation. *C.r. Acad. Sci. Paris* **264**, 1377–1380.

Finke, W. 1910. Magnetische Messungen an Platinmetallen und monoklinen Kristallen insbesondere der Eisen-, Kobalt- und Nickelsalze. *Ann. d. Phys.* **31**, 149–168.

Foex, G. 1957. Constantes selectionnées: diamagnétisme et paramagnétisme. In: *Tables de constantes et Données Numériques*, Vol. 7. Masson, Paris.

Guillet, P., Bouchez, J. L. & Wagner, J. J. 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guérande Granite massif (France). *Tectonics* **2**, 419–429.

Hedley, I. G. 1971. The weak ferromagnetism of goethite (α FeOOH). *Z. Geophys.* **37**, 409–420.

Henry, B. & Daly, L. 1983. From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: the prospect of finite strain calibration. *Tectonophysics* **98**, 327–336.

Hounslow, M. W. 1985. Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks. *J. geol. Soc. London* **142**, 995–1006.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys* **5**, 37–82.

Hrouda, F. 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodetica* **30**, 39–45.

Hrouda, F. & Jelinek, V. 1987. Resolution of ferromagnetic and paramagnetic anisotropy components, using low-field and high-field measurements. *Phys. Earth Planet. Interiors*. In press.

Jacobs, I. S. 1963. Metamagnetism of siderite ($FeCO_3$). *J. appl. Phys.* **34**, 1106–1107.

Jover, O. & Bouchez, J. L. 1986. Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français. *C.r. Acad. Sci. Paris* **303**, 969–974.

Lamarche, G. & Rochette, P. 1987. La fabrique magnétique du Flysch Dauphinois (Alpes Françaises): origine et application quantitative. *Geodynamicae Acta* **1**, 101–111.

Lowrie, W. & Heller, F. 1982. Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 171–192.

Néel, L. & Pauthenet, R. 1952. Etude thermomagnétique d'un monocristal de $Fe_2O_3\alpha$. *C.r. Acad. Sci. Paris* **234**, 2172–2174.

Owens, W. H. & Bamford, D. 1976. Magnetic, seismic and other anisotropic properties of rock fabrics. *Phil. Trans. R. Soc.* **A283**, 55–68.

Owens, W. H. & Rutter, E. H. 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Phys. Earth Planet. Interior* **16**, 215–222.

Parry, G. R. 1971. The magnetic anisotropy of some deformed rocks. Unpublished Ph.D. thesis, University of Birmingham.

Rathore, J. S. & Kafafy, A. M. 1986. A magnetic fabric study of the Shap region in the English Lake District. *J. Struct. Geol.* **8**, 69–77.

Rochette, P. 1987. Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isograds". *Earth Planet. Sci. Lett.* In press.

Rochette, P. & Fillion, G. 1987. Direct measurement of magnetic anisotropy for various field and temperature values using a cryogenic magnetometer. *Phys. Earth. Planet. Interior*. In press.

Rochette, P., Fillion, G., Mollard, P. & Vergne, R. 1983. Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches. *C.r. Acad. Sci. Paris* **296**, 557–559.

Rochette, P. & Lamarche, G. 1986. Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches: exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes Françaises). *Bull. Minéral.* **109**, 687–696.

Rochette, P. & Vialon, P. 1984. Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *J. Struct. Geol.* **6**, 33–38.

Schultz-Krutisch, T. & Heller, F. 1985. Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in Buntsandstein deposits from southern Germany. *J. Geophys.* **57**, 51–58.

Serres A. 1953. Sur quelques composés du cobalt et du fer à paramagnétisme très faible et constant. *J. Phys. Rad.* **14**, 689–690.

Thomas, V., Ceuleneer, G. & Pozzi, J. P. 1987. Paleomagnetic studies on radiolarites and umbers from the Oman ophiolites. *Terra Cognita* **7**, 105.

Wagner, J. J., Hedley, F. G., Steen, D., Tinkler, C. & Vaugnat, M. 1981. Magnetic anisotropy and fabric in some progressively deformed ophiolitic gabbros. *J. Geophys. Res.* **86**, 307–315.

Wiedenmann, A., Regnard, J. R., Fillion, G. & Hafner, S. S. 1986. Magnetic properties and magnetic ordering of the orthopyroxenes $Fe_xMg_{1-x}SiO_3$. *J. Phys. C: Solid State Phys.* **19**, 3683–3695.

II - Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks

(en préparation)

Pierre Rochette
LGIT (UA 733 CNRS), Observatoire de Grenoble, IRIGM BP 68
38 402 St Martin d'Hères, France.

Abstract

The observation of a magnetic susceptibility ellipsoïd whose maximum axis corresponds to the minimum axis of petrofabric (pole of bedding or schistosity) is referred to as an inverse magnetic fabric. The investigation of the magnetic properties of some ferroan carbonate monocrystals and paramagnetic limestones demonstrates that c-axis preferred orientation of paramagnetic carbonates results in a maximum susceptibility parallel to the flattening direction.

Inverse magnetic fabrics due to magnetite are also encountered in weakly deformed limestones. A mineralogical model based on the property of single domain grains to have a zero susceptibility parallel to their long axis is proposed. However unusual deformation mechanisms also interfere in the production of inverse cases.

Introduction

The measure of the anisotropy of the low field magnetic susceptibility allows to define a susceptibility ellipsoïd, i.e. the magnetic fabric, whose principal axes are $K_1 > K_2 > K_3$. Many authors have shown that this ellipsoïd is an image, through the preferred orientation of magnetic minerals, of the petrofabric ellipsoïd determined either by sedimentary or flow planes and lines, or by the strain ellipsoïd. A normal fabric is defined when the magnetic fabric and the petrofabric have the same shape and orientation i.e. when K_3 is perpendicular to the bedding, flow or flattening plane and K_1 parallel to the current, flow or stretching direction. Although this is the most usual case, it sometimes occurs that K_1 and K_3 exchange their rôle in the preceding relationship ; this strange behaviour will be referred to as "inverse magnetic fabric".

It has been in particular reported in deep-sea cores of calcareous sediments [1, 2, 3, 4] and in a Miocene lacustrine dolomitic limestone [5] that the magnetic ellipsoïd was prolate with K_1 perpendicular to the bedding. In a metamorphic foliated dolomitic

limestone [6] * and a siderite ore [7] K_1 appears perpendicular to the foliation. A lot of inverse fabric occurences remain unsatisfactorily explained. It is thus a very important target for the credibility of magnetic fabric studies to find explanations for inverse cases and put some independant criteria to detect them. For this purpose will be analysed the magnetic mineralogy of carbonates-bearing rocks, at first the matrix minerals, i.e. with dia-, para- or antiferromagnetic behaviour [8], and then the ferromagnetic (s.l.) minerals.

* in different marbles (Daly and d'Albissin, 1968)

Intrinsic properties of matrix minerals

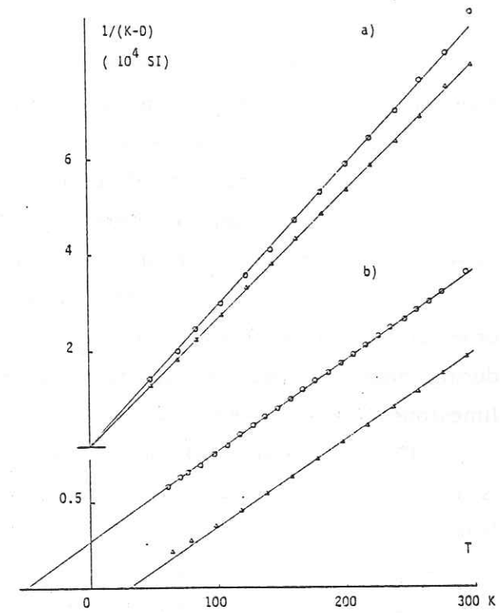
Among the diamagnetic minerals quartz is isotropic while pure calcite ($Ca\ CO_3$) is anisotropic with a K_3 axis parallel to the c axis of the rhomboedral crystal [9]. Pure dolomite ($Ma\ Mg\ (CO_3)_2$) has probably a similar behaviour.

Phyllosilicates are wellknown to be paramagnetic with K_3 perpendicular to the silicate sheets. However in limestones the paramagnetic component is often due to iron bearing carbonates [10]. Pure iron carbonate, siderite ($Fe\ CO_3$), have a very large anisotropy, the c axis corresponding in this case to K_1. Jacobs [11] reported a value of 4.2 for the anisotropy degree $P = K_1/K_3$ in a natural crystal, while in another crystal from Allevard (France) P is only 1.70 (Table I), probably depending on the amount of the other cations (Mn, Mg, Ca, ...). Siderite is common in hydrothermal mineralizations but is also encountered in sediments as a result of diagenesis under anoxic conditions [12]. In fact authigenic calcite and dolomite can also incorporate iron in considerable amount provided that sulphate and oxygen activities are low [13]. Otherwise iron will preferentially give sulphides by combining with sulphate under anoxic bacterial activity, or iron hydroxydes by combining with oxygen and water. In this case typical concentration of iron in calcite are less than 0.2 mole % [14].

As no magnetic data were available for iron diluted in carbonates, five impure calcite monocrystals were selected for this study (Table I). Their anisotropy at room temperature in low field was determined using the high sensitivity Czech bridge KLY-2. They all show a positive mean susceptibility Km with K_1 parallel to the c axis except crystal 1, the poorer in iron. Crystal 1, 2, 3 were also measured with a high field cryogenic magnetometer [15] along c and perpendicular to c, first under variable field up to 4 Teslas to check the absence of ferromagnetic impurities, and then under variable temperature (T) to separate the diamagnetic and paramagnetic components. This is performed by fitting the K(T) curve, in a certain temperature range, using a Curie-Weiss law : $K = D + C/(T - \theta)$, where D is the temperature independant diamagnetic term, C the Curie constant proportionnal to the Fe (and Mn) concentration, and θ the paramagnetic Curie temperature which depends on the nature and strength of the magnetic interactions between neighbouring Fe (Mn) ions. In crystal 1 the fitting is very good (Fig. 1 a) and Table II indicates D values in

Sample	K_m (10^{-6} SI)	P	Ca	Mg	Fe	Mn	others	Fe^{2+}_{eq}
pure calcite	-12.9	1.13	100					
calcite 1	- 0.7	3.1						
2	45.6	1.41	96.3	.95	.63	.02	2.72	.64
(=5) 3	142	1.13	93.5	1.50	.78	1.78	2.45	3.13
(6) 4	88.9	1.08	93.0	1.08	1.20	0.55	4.80	2.13
(=8) 5	182	1.12	92.3	.25	1.36	1.25	4.87	3.01
sidérite (Jacobs)	4280	4.2		12	83	5		89.6
sidérite 2	3795	1.70						

Table I : Chemical composition (in mole %) and magnetic susceptibility parameters of the different carbonate monocrystals investigated. Siderite 1 was studied by Jacobs [11] and the pure calcite is referenced in [9]. In this last case $P = K_3/K_1$. A equivalent Fe^{2+} amount in calculated from Fe and Mn analysis.



sample		D(10^{-6}SI)	C($10^{-4}K^{-1}$)	θ (K)	R	N mole%	Fe^{2+}
1	// c	- 13.7	36.7	+ 0.5	.99993	15	.31
	⊥ c	- 12.0	34.2	- 0.5	.99998	14	
2	//c	- 19.2	194.9	+ 30	.9995	8	1.70
	⊥ c	- 15.9	187.4	- 51	.9999	15	
3	//c	- 18.9	472	+ 15.7	.9981	18	4.27
	⊥ c	- 24.0	483	- 17.5	.9832	14	

Table II : Parameters of the Curie-Weiss laws obtained with the cryogenic magnetometer for three calcite monocrystals. R is the regression coefficient, N the number of point used for the calculations ; an equivalent Fe^{2+} amount is calculated from the mean C value [8].

Figure 1 : Temperature dependance of the inverse of the high field susceptibility K of two calcite monocrystals measured in the cryogenic magnetometer and corrected from the diamagnetic term D obtained by a least square method. a) calcite 1, b) calcite 2 ; measurements parallel (perpendicular) to the c-axis are labelled with triangles (circles).

very good agreement with the pure calcite data ; there is also a clear-cut anisotropy in the paramagnetic term, C being maximum along the c axis. This behaviour together with the almost zero values of θ shows that iron is present as non interacting Fe^{2+} ions homogeneously distributed in the calcite lattice. The mean value of C correspond to 0.31 % of Fe^{2+}. Assuming that, for low iron concentration (t in mole %), $\theta \simeq 0$ and $C_{//} / C_{\perp}$ is constant, the following formula is obtained for the susceptibility difference :

$$K_{//} - K_{\perp} = - 1.7 + 806.t/T \ 10^{-6} \ SI$$

At room temperature a zero anisotropy is obtained for t = .62 (.35 in weight %). For higher content the paramagnetic anisotropy will dominate.

Calcites 2 and 3 have a more complex behaviour with large values of θ and small anisotropy of C.

Inverse fabric due to matrix minerals

Phyllosilicates, with preferred orientation either due to shape alignement or syntectonic recrystallisation and intracrystalline gliding, are well-known to give a normal magnetic fabric [6]. As for pure calcite a c axis fabric leads to a minimum susceptibility, i.e. the most negative, parallel to the maximum density of c axis. Owens and Rutter [9] have shown that, in an experimentally deformed pure calcite aggregate, this maximum density corresponds to a girdle centered around the compression axis, therefore resulting in a normal magnetic fabric. The deformation mechanism responsible for this preferred orientation is active from 20 to 500°C and can thus account for fabrics due to compaction during diagenesis as well as tectonic deformation in low to high metamorphic grade limestones.

Then it appears that the only way to obtain an inverse fabric due to matrix minerals is a c axis fabric of carbonates where the paramagnetic anisotropy dominates (i.e. with at least 1 mole % Fe), provided that the deformation mechanism is the same as in pure calcite. This was examplified in a highly deformed alpine schist from the Western Alps [6] where carbonates (c) - rich and phyllosilicates (p) - rich beds alternate. However the original measurements, obtained with a Digico spinner, was highly scattered due to a very weak susceptibility (site BM, Table III). Fig. 2 shows the susceptibility directions remeasured with the more sensitive KLY-2 bridge. In the p-rich beds K_3 axes are perpendicular to tectonic foliation, here corrected to the horizontal plane, while in the c-rich beds the vertical corresponds to K_1 axes. Strong tectonic stretching, oriented E-W [16], is reflected by a dispersion of K_3 in the normal case and K_1 in the inverse case, with a clustering of K_1 (K_3) parallel to the stretching lineation. In the inverse case, this can be easily explained by a triaxial fabric of the c axis due to shearing [17]. In similar Jurassic metasediments from Eastern Switzerland, already described concerning the magnetic

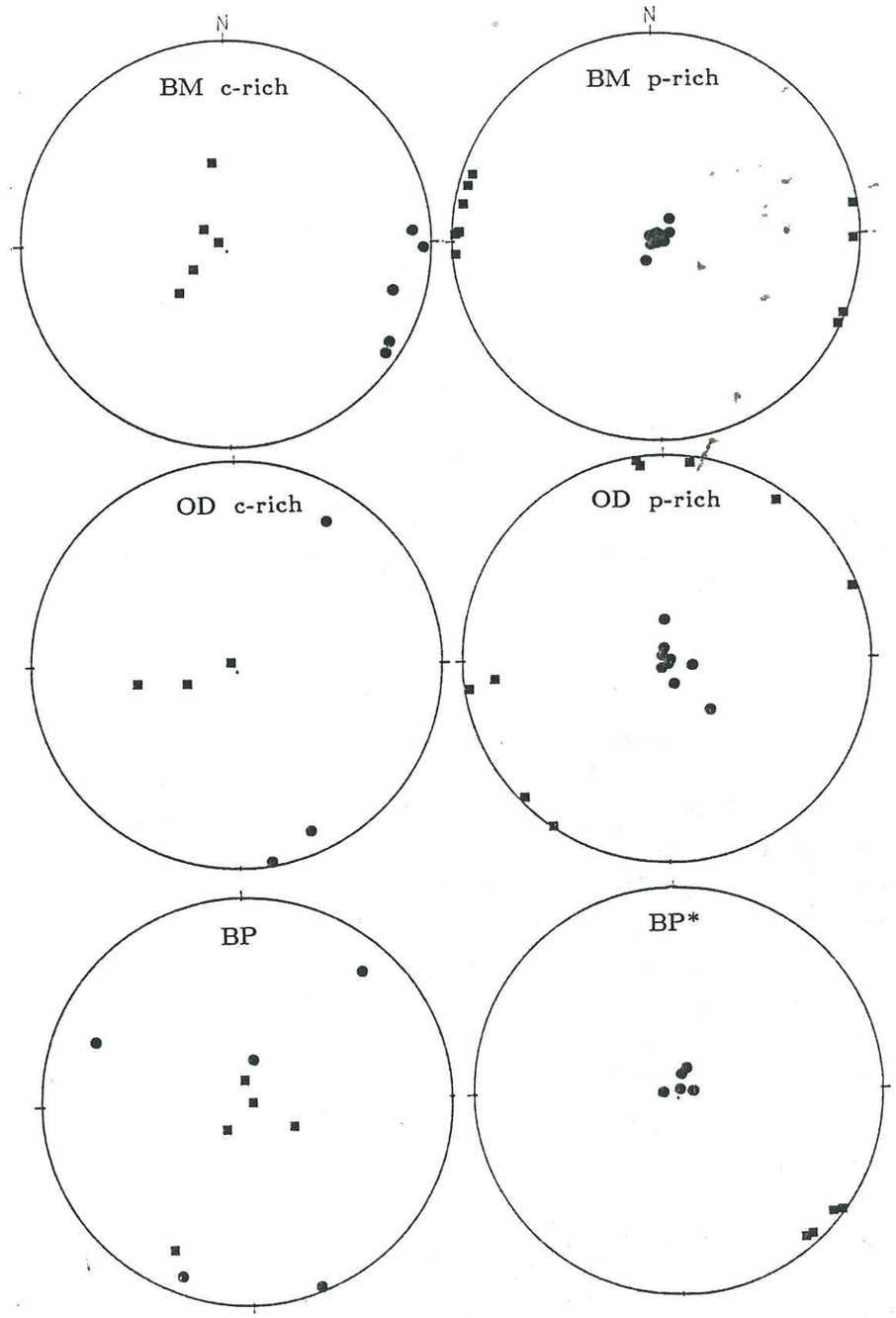


Figure 2 : Stereographic plots of maximum (squares) and minimum (circles) susceptibility directions in three cases of inverse fabric due to paramagnetic carbonates. BM and OD are alpine Jurassic metasediments with an alternance of calcareous (c-rich) and shaly (p-rich) beds ; the schistosity has been brought to the horizontal. BP is an undeformed dolomitic sandstone (horizontal bedding) measured just after coring and then nine monthes later (BP*).

Site	origin	N	Km	L	F	m(%)	ferroan carbonates	Normal/ Inverse
BM c-rich	Dogger Western Alps	5	53	1.024	1.023	91	++	I
BM p-rich	(E. Dauphinois)	11	117	1.025	1.109	93	n.d.	N
D c-rich	Lias	3	227	1.031	1.012	100	++	I
p-rich	Helvetic alps (E. Gotthard)	9	300	1.015	1.165	99	n.d.	N
BP 1	Lias	5	196	1.016	1.006	96	++	I
BP 1*	Bassin de Paris	id.	id.	1.002	1.014	id.	++	N
KP	Malm W. Alps (Vercors)	9	21.8	1.022	1.018	15	-	I
RI	Malm W. Alps (Chartreuse)	12	111	1.004	1.015	4-17	-	I ?

Table III : Characteristics and mean magnetic parameters of the studied rocks. N is the sample number, K_m the mean low field susceptibility (in 10^{-6} SI), m the matrix percentage (ratio of high to low field susceptibility). n.d. : not determined.

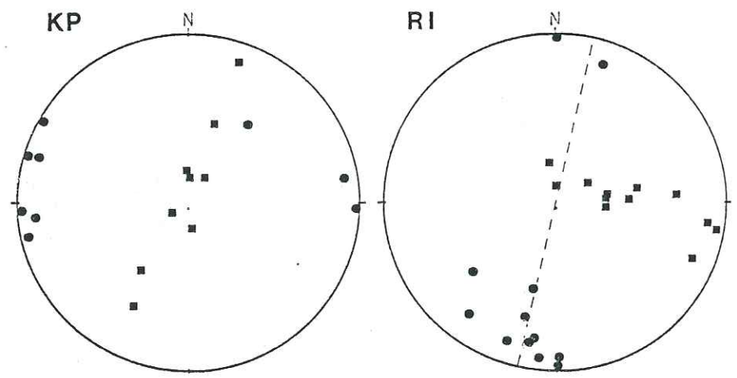


Figure 3 : Magnetic fabric of two sites of weakly deformed limestones where the anisotropy is due to magnetite. The bedding is horizontal and the cleavage is indicated for site RI.

mineralogy [18], an inverse fabric has also been observed in c-rich beds (Fig. 2 b and Table III), this time in a more planar petrofabric. The magnetic fabric appears planar (F >> L) in the p-rich beds and linear (F < L) in the c-rich beds.

Finally an inverse magnetic fabric associated with a purely sedimentary petrofabric has been observed in a Lower Jurassic dolomitic sandstone (25 % dolomite) from a deep drilling in the Bassin de Paris oil field. Among five samples one was normal and four were inverse with linear shape when measured just after drilling (site BP) ; but, remeasured nine months later they were all normal with a planar shape (Site BP*). This time dependent inversion can be related to laboratory alteration of the iron-bearing carbonates invoked by Ellwood et al. [7] in a siderite-bearing chalk. However no significant correlative change in bulk susceptibility was observed.

In c-rich samples of the three sites staining with potassium ferricyanide and alizarine, together with X ray diffraction result, shows that the carbonates grains are allmost all iron-bearing (Fe dolomite in BP and OD, Fe calcite in BM and OD) while no siderite is identified, as confirmed by the low observed θ values (9,7 and -6 K for BM, OD and BP respectively). The comparison of the high and low field susceptibility also clearly shows that the magnetic fabric is almost entirely due to the matrix (Table III).

Inverse fabric due to ferromagnetic minerals

Multidomain (MD) ellipsoïdal grains of magnetite as well as platelets of hematite or pyrrhotite have their maximum susceptibility parallel to their long axis or within their basal plane. On the contrary uniaxial singledomains (SD) of magnetite have a zero susceptibility (if the field is less than the coercive force) parallel to their long axis where the spontaneous moment lies, and a cone of maximum susceptibility which can be approximated by a plane perpendicular to the long axis [18]. It thus appears that a standard petrofabric of the ferromagnetic grains leads to a normal magnetic fabric in the first case and to an inverse fabric in the second, concerning SD elongated grains. This explanation of inverse fabric due to intrinsic magnetic properties can be tested using identification techniques for SD magnetite grains and also the fact that an artificial remanent magnetization, for example with the anisotropy of anhysteretic susceptibility (AAS) method [19], has to show a normal fabric. If this is not the case, a microstructural explanation for the preferred orientation of long axes parallel to the vertical (for sedimentary fabric) or to the compression axis - i.e. for an "inverse petrofabric" - has to be investigated.

In two sites (KP and RI) of upper Jurassic non metamorphic limestones from the Dauphinois zone of the Western Alps [20], where the susceptibility anisotropy is due to magnetite, inverse magnetic fabrics of the low field susceptibility have been observed (Fig. 3 and Table III). Site KP is located in steeply inclined Kimmeridgian beds with no schistosity but where a weak E-W streching is suspected. After bedding correction

Figure 4 : Low temperature evolution of the room temperature IRM_s in the cryogenic magnetometer showing the Verwey transition around 118 K (T_v). The overlap of the cooling and heating curves is probably due to a few degrees difference between the center of the sample and its surface, where the temperature measurement is taken (heating rate of the order of 1 K/mn).

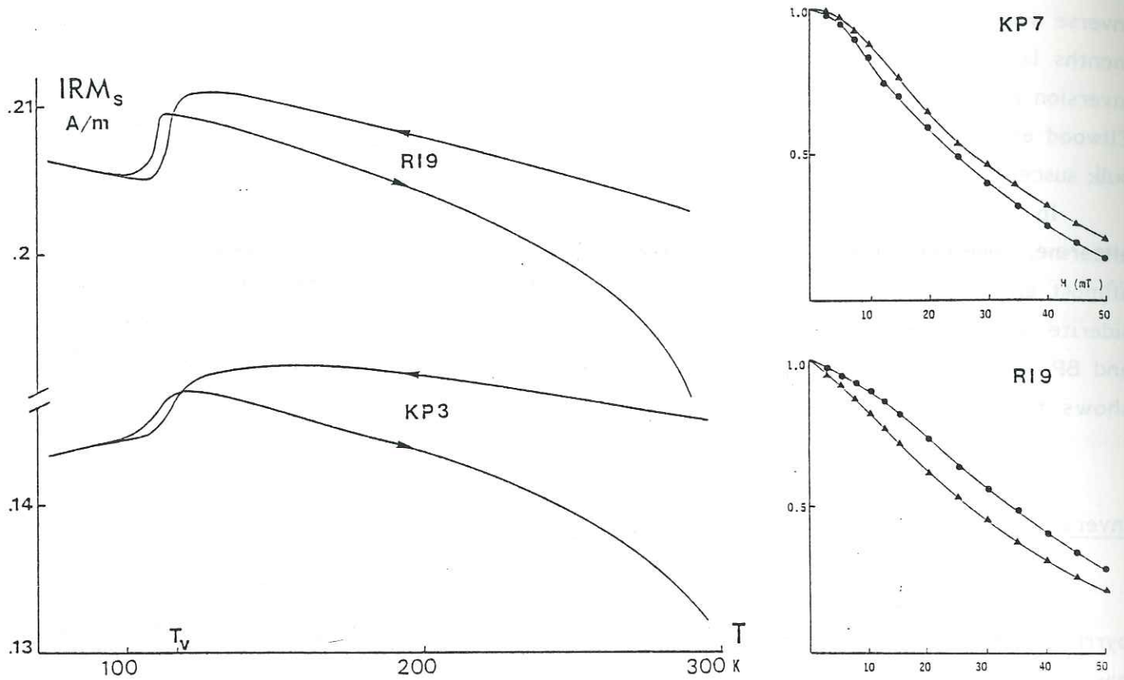


Figure 5 : Modified Lowrie-Fuller test for two samples of sites KP and RI. The relative decreases of the IRM (circles) and ARM (squares) acquired in 100 mT are plotted against the AF demagnetizing field.

Sample	K_1	K_2	K_3	K_{a1}	K_{a2}	K_{a3}
KP 5	14.90	14.4	14.08	38.6 (0.5)	38.7 (2.6)	42.4 (1.2)
KP 6	19.80	19.57	19.3	71.6 (0.5)	64.0 (2.4)	76.1 (0.4)
KP A	32.5	31.7	31.2	21.5 (0.1)	21.0 (0.2)	21.3 (0.1)
RI A	23.5	23.4	23.2	20.0 (0.1)	20.0 (0.1)	19.8 (0.0)
RI B	110.0	109.0	109.0	79.3 (1.0)	80.2 (0.9)	78.9 (0.7)
RI C	156.0	155.6	151.3	120.4 (0.5)	121.7 (0.4)	117.9 (1.1)

Table IV : Principal low field susceptibilities K_1 and anhysteretic susceptibilities K_{a1} along the K_1 axes with in brackets the standard deviation on 3 measurements ; both susceptibilities are in 10^{-6} SI.

K_3 directions are well clustered around an E-W horizontal axis while K_1 directions have a mean vertical orientation ; also typical of inverse fabric is the linear shape of the magnetic ellipsoïd (Table III) while the petrofabric is essentially dominated by the bedding. In site RI, from the same stratigraphic level but showing a fracture cleavage perpendicular to the bedding, the situation is more complex : K_3 directions are well clustered at the bedding-cleavage intersection and K_1 directions are dispersed between the bedding and cleavage poles with a marked tendency toward the bedding pole. This behaviour can also be named an inverse fabric as in such structural context K_3 and K_1 are usually in the opposite relationship with the petrofabric [6, 20].

In these rocks the susceptibility is due to ferromagnetic grains for more than 80 % (Table III) while high field anisotropy measurements show that the remaining matrix contribution has a negligible anisotropy. The ferromagnetic grains have been identified as minute amount (of the order of 10^{-5}) of magnetite considering the blocking temperature spectra of isothermal remanent magnetization at saturation, its median destructive field - H1/2, varying from 25 to 42 mT - and the observation of the Verwey transition at 118 K when cooling the room temperature IRMs in zero field (Fig. 4). Different methods has been used to estimate the grain size :

i) The ratio of anhysteretic susceptibility, Ka, to the low field ferromagnetic susceptibility, K_f, being slightly smaller than 1, suggests a grain size of about 5-10 µm [21] i.e. in the PSD range.

ii) Values of H1/2 are typical for SD or PSD [22, 23] while the modified Lowrie-Fuller test [24, 25, Fig. 5] indicates SD to PSD for site KP and some MD grains in site RI.

iii) The observation of the Verwey transition does not proove the presence of MD grains, provided that magnetocrystalline anisotropy is not negligible compared to shape anisotropy [22]. On the contrary the very small loss of remanence, about 9 % observed after the low temperature cycling would discard PSD and MD [25] and is consistent with measurements on synthetic SD grains [22].

It thus appears that the ferromagnetic grains are SD to PSD grains of rather pure magnetite for site KP. Due to the negative Lowrie-Fuller test, the case is less clear for site RI where a mixture of MD magnetite grains, mainly responsible for the susceptibility, and SD to PSD titanomagnetite or magnetite, mainly responsible for the remanence, can also account for the whole set of observations.

To test the SD model for inverse fabric in the present sites the anisotropy of anhysteretic susceptibility (AAS) was investigated. However due to short term viscosity of the ARM and the poor field homogeneity in the steady field coil, it was not possible to obtain reliable determination of the AAS tensor. So, making the assumption that anhysteretic and low-field susceptibility ellipsoïds are coaxial, the ARM was measured, repeatedly, along the three axes of 8cc cubes cut along the previously determined principal axes

of susceptibility. Considering the simplicity of the petrofabric the assumption for coaxiality is satisfactory with respect to the aim of the test which is mainly to observe if the ARM along K_3 axis is stronger than along the K_1 axis - i.e. the consequence of the SD model inverse fabric - or not. The results for three samples of each site are reported in Table IV, where K_{ai} corresponds to the ARM acquired along the K_i axis in a peak AF field of 100 mT and a steady field of 1 mT with a Molspin equipment, and measured with a Molspin spinner. K_a is calculated by dividing the ARM by the steady field value. Whether this gives the true anhyteretic susceptibility, i.e. implying that the ARM is still proportionnal to the field in 1 mT, is not known. However this does not interfere in the interpretation.

For site KP the test seems positive : except one sample where K_{a3} has an intermediate value but where the anisotropy is in fact very small, the maximum K_a is clearly observed along K_3, i.e. along the assumed tectonic stretching of the rock. On the contrary minimum values of K_a are observed along K_3 in site RI. This would mean that the long axes of the magnetite grains are actually preferentially aligned perpendicular to the bedding-schistosity intersection, i.e. at the opposite of the usual observations.

Discussion

The interpretation of the fabric in these weakly deformed limestones is rather problematic. A susceptibility carried by SD to PSD magnetite grains can explain the inverse fabric in the site KP, although some points remain obscure, for example the behaviour of PSD grains concerning their anisotropy of susceptibility. On the other hand the deformation mechanisms would be responsible for the situation observed in site RI.

This kind of rock deforms itself by mass transfert via pressure-solution processes rather than by grain rotation. Magnetite grains can accumulate passively in the stylolithic joints [6] but also recrystallize, as suggested by the rather large iron concentration in the fluid phase demonstrated by the presence of ferroan calcite in the tension gashes. An explanation for the parallelism between compression and the long axis of the magnetite grains (or clusters of isometric grains) would be that they mimic the shape of the stylolithic peaks. However the problem of how magnetic grains behave during stylolithization remains virtually unexplored. The orientation of long axes parallel to the fluid flow direction of the rock enduring recrystallisation has been suggested by Urutia-Fucugauchi [26] for undeformed grauwackes showing a typical inverse fabric. This is also likely to explain the vertical lineation observed in an Alpine volcanoclastic sandstone strongly affected by hydrothermalism [27]. But this mechanism is not suitable for an already cemented limestone.

Whether the SD model rather than post-depositionnal vertical reorientation can account for inverse fabric observed in magnetite-bearing deep-sea sediments remains debatable. The suggested post-depositionnal processes, including bioturbation, authigenetic growth of new grains and effect of the paleomagnetic field, are in fact far from providing satisfactory explanations, especially when considering that compaction probably plays a major rôle in the fabric of fine-grained marine sedimentary rocks [28].

Conclusions

Inverse magnetic fabrics are sometimes observed in sedimentary or metamorphic rocks. Two original models to explain this behaviour are proposed : (*)

1) in the case of an anisotropy due to matrix minerals, the c-axis preferred orientation of ferroan carbonates whose maximum susceptibility is parallel to the c-axis. This model is clearly demonstrated by measurements on siderite and ferroan calcite monocrystals as well as the study of paramagnetic limestones deformed tectonically or by compaction.

2) in the case of an anisotropy due to ferromagnetic minerals a maximum susceptibility perpendicular to the plane of shape preferred orientation of the grains is theorically expected if these are single-domain elongated magnetite grains. A normal fabric has then to be observed when considering for example the anhysteretic remanent magnetization. Although this model works in one of the two sites presently investigated other models have to be investigated in the field of post-depositionnal physical and chemical processes with an emphasis on the mechanism of deformation by pressure-solution.

Acknowledgements : I would like to thank H. Dabrowsky who provided some of the monocrystals and G. Vivier for the chemical analysis.

(*) D'autres possibilités de fabrique inverse due à une minéralogie magnétique inhabituelle correspondent à une susceptibilité portée par la tourmaline (§ 2.II.2) ou par la goethite (§ 2.II.1) qui ont une susceptibilité minimale selon l'axe d'allongement du grain. Ceci ne concerne cependant pas les roches examinées dans cet article.

REFERENCES

[1] R. Lovlie, W. Lowrie and M. Jacobs, Magnetic properties and mineralogy of four deep-sea cores, Earth Planet. Sci. Lett., 15, 157-168, 1971.

[2] D.V. Kent and W. Lowrie, On the magnetic susceptibility anisotropy of deep-sea sediment, Earth Planet. Sci. Lett., 28, 1-12, 1975.

[3] B.B. Ellwood, Magnetic fabric and remanence analysis of cores from the U.S. continental margin and the Vema Channel, Mar. Geol., 58, 151-164, 1984.

[4] R.D. Flood, D.V. Kent, A.N. Shor and F.R. Hall, The magnetic fabric of surficial deep-sea sediments in the Hebble area (Nova Scotia continental rise), Mar. Geol., 66, 149-167, 1985.

[5] H. Bucher, S. Lobrinus and J.J. Wagner, Anisotropie de susceptibilité magnétique et direction de paléocourants : exemple de la molasse d'eau douce inférieure du bassin molassique Suisse occidental, in preparation.

[6] P. Rochette, Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines, Thesis, University of Grenoble, 1983.

[7] B.B. Ellwood, W. Balsam, B. Burkart, G. Long and M. Buhl, Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite : paleomagnetic implications, J. Geophys. Res., 91, 12 779-12 790, 1986.

[8] P. Rochette, Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, J. Struct. Geol., in the press.

[9] W.H. Owens and E.H. Rutter, The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock, Phys. Earth Planet. Inter., 16, 215-222, 1978.

[10] P. Rochette and G. Lamarche, Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises), Bull. Mineral., 109, 687-696, 1986.

[11] I.S. Jacobs, Metamagnetism of Siderite (Fe CO_3), J. Appl. Phys., 34, 1106-1107, 1963.

[12] K. Pye, Marshrock formed by iron sulphides and siderite cementation in saltmarsh sediments, Nature, 294, 650-652, 1981.

[13] N. Tassé and R. Hesse, Origin and significance of complex authigenic carbonates in Cretaceous black shales of the Western Alps, J. Sed. Petrol., 54, 1012-1027, 1984.

[14] H.G Machel, Limestone diagenesis of Upper Devonian Nisku carbonates in the subsurface of central Alberta, Canad. J. Earth Sci., 23, 1804-1822, 1986.

[15] P. Rochette, G. Fillion, P. Mollard and R. Vergne, Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches, C. R. Acad. Sci. Paris, 296, 557-559, 1983.

[16] J.P. Gratier and P. Vialon, déformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps), Tectonophysics, 65, 151-180, 1980.

[17] D. Dietrich and H. Song, Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland, J. Struct. Geol., 6, 19-32, 1984.

[18] L. Daly, Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées, Thesis, University of Paris, 1970.

[19] C. McCabe, M. Jackson and B.B. Ellwood, Magnetic anisotropy in the Trenton limestone : results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility, Geophys. Res. Lett., 12, 333-336, 1985.

[20] G. Lamarche and P. Rochette, Microstructural analysis and origin of lineation in the magnetic fabric of some Alpine slates, Tectonophysics, in press.

[21] J. King, S.K. Banerjee, J. Marvin and O. Ozdemir, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials : some results from lake sediments, Earth Planet. Sci. Lett., 59, 404-419, 1982.

[22] S. Levi and R.T. Merril, Properties of single domain, pseudo-single-domain, and multidomain magnetite, J. Geophys. Res., 83, 309-323, 1978.

[23] R.L. Hartstra, Grain-size dependance 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, 1982.

[24] H.P. Johnson, W. Lowrie and D.V. Kent, Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles, Geophys. J. R. astr. Soc., 41, 1-10, 1975.

[25] R.L. Hartstra, A comparative study of the ARM and Isr of some natural magnetites of MD and PSD grain size, Geophys. J. R. astr. Soc., 71, 497-518, 1982.

[26] J. Urrutia-Fucugauchi, Anisotropy of magnetic susceptibility of a vertical sequence of middle Jurassic red beds from southern Mexico, 5° Congreso Latino-americano de Geologia, Buenos Aires, Argentina, 1982.

[27] G. Lamarche and P. Rochette, La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative, Geodinamica Acta, 1, , 1987.

[28] A.M. Hirt and W. Lowrie, Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone, Earth Planet. Sci. Lett., 82, 349-356, 1987.

III - Perspectives sur les apports de l'ASM à analyse structurale

III.1. Synthèse des résultats acquis

Rappelons d'abord les concepts fondamentaux qui sous-tendent l'utilisation structurale de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sous la forme des trois relations suivantes :

- ASM = f (minéralogie magnétique, pétrofabrique) = fabrique magnétique (1).

Cette relation fondamentale montre que l'identification des minéraux porteurs de la susceptibilité et la connaissance de leurs propriétés magnétiques intrinsèques est indispensable à l'interprétation de l'ASM. Notons au passage que si l'on a dans ce mémoire hésité entre les termes "ASM" et "fabrique magnétique" – utilisés aussi indifféremment dans la littérature – c'est que si le premier a le mérite d'être une définition claire et factuelle de ce que l'on mesure, il a le même défaut que d'autres sigles : n'avoir un sens géologique que pour les initiés. Le second est une définition plus ambigüe mais qui par sa nature explicative peut être comprise par tous ceux qui s'intéressent à la structure et connaissent la pétrofabrique. Celle-ci peut être décrite par la relation :

- pétrofabrique = orientation préférentielle de réseau ou de forme = f (chemin de déformation, état initial, mécanismes de déformation) (2).

Cette intervention des mécanismes est le deuxième point fondamental et correspond à la prise en compte de la réalité physique microscopique du matériau (Nicolas et Vialon, 1980 ; Poirier, 1985) qui détermine schématiquement la ligne de partage entre tectonique et tectonophysique. Une troisième relation détaille ces mécanismes :

- mécanismes = f (conditions physico-chimiques, "minéralogie mécanique", déformation, fabrique initiale) (3).

Les mécanismes de déformation des grains d'un assemblage polycristallin sont en effet contrôlés par les paramètres P, T, contraintes déviatoriques, concentrations des éléments dans la phase fluide, etc., ainsi que par les propriétés mécaniques des grains : disposition et énergie d'activation des plans et lignes de glissement intracristallin, coefficient de diffusion des défauts ou des éléments, interactions entre les phases dans le cas d'assemblages polyphasés, résistance à la fracturation, etc. Mais l'intensité et l'orientation de la fabrique initiale ainsi que la déformation interviennent aussi : la vitesse de déformation contrôle la transition entre des mécanismes très différents, par exemple dans les calcaires dissolution-cristallisation puis maclage de la calcite et enfin cataclase à vitesse croissante (Gratier, 1984), l'intensité et le chemin de déformation jouent un rôle par l'intermédiaire d'une mémoire mécanique du matériau (phénomènes d'écrouissage ou d'adoucissement). On imagine facilement ce que tout ceci implique de non-linéarité, d'instabilité et de non-unicité dans la relation entre pétrofabrique et déformation, comme

le montrent de nombreuses études de cas.

Après ces considérations résumons ce que nous ont apporté les chapitres précédents. Concernant la relation (1) de nombreux exemples ont montré la nécessité du couplage entre les études d'ASM et de minéralogie magnétique. On a vu que de larges variations des taux d'anisotropie, allant jusqu'à une inversion des axes, avaient très souvent une origine uniquement minéralogique. Un seul exemple sera rappelé ici : dans le site A de schistes Helvétiques (§ 3.IV) on observe, à déformation et propriétés mécaniques globales constantes, une variation de P de 1,06 à 1,79 en fonction essentiellement de la teneur en pyrrhotite. L'importance de la contribution paramagnétique (principalement des phyllosilicates, mais aussi des carbonates ferrifères, de la tourmaline, etc.) jusqu'ici souvent sous-estimée ou même ignorée, a été très largement démontrée. La connaissance de l'époque de formation des porteurs magnétiques par rapport à l'acquisition de la pétrofabrique est aussi apparue primordiale dans l'interprétation de l'ASM.

A la suite de ce contrôle minéralogique on a observé dans presque tous les cas une très bonne corrélation entre les direction magnétiques et structurales, ainsi qu'une bonne similitude entre les formes – planaire ou linéaire – de l'ASM et de la pétrofabrique.

Dans les roches sédimentaires tectonisées on note le contrôle primordial de l'ASM par la première schistosité pénétrative. Les phases ultérieures même bien marquées au niveau des éléments structuraux ont généralement du mal à modifier fondamentalement l'ASM. Ceci est à rapprocher du fait que si plusieurs plans et lignes structurales, qui correspondent souvent à des discontinuités, peuvent être mesurées, il n'y a qu'une foliation et qu'une linéation magnétiques, insensibles aux discontinuités et moyennant sur tout le volume de la roche l'orientation préférentielle des grains.

Enfin les considérations sur les mécanismes ont été fructueuses pour l'interprétation fine de l'ASM dans le cadre d'une mise en parallèle des histoires tectonique et métamorphique.

Tout ceci est peut-être très intéressant en soi pour le magnétisme des roches mais où sont les arguments décisifs qui permettraient de "vendre" cette technique aux structuralistes ? En effet si l'on ne fait que confirmer les résultats des techniques usuelles l'intérêt pour cette méthode indirecte et basée sur des principes peu accessibles est bien mince.

La suite de ce chapitre va tenter de dégager des perspectives nettement plus optimistes en montrant quelles données structurales nouvelles l'ASM a apporté ou apportera dans un proche avenir. Mais, en dehors de l'obtention de données inaccessibles par d'autres moyens, il faut rappeler des avantages indiscutables de l'ASM sur des méthodes plus classiques : la précision en direction, la sensibilité en taux d'anisotropie, la rapidité et la simplicité de la mesure ainsi que sa représentativité de tout le volume de l'échantillon avec la prise en compte d'un nombre de grains nettement supérieur à celui des méthodes sur lames minces (comptage au microscope ou goniométrie de texture).

III.2. Détection de linéations "cachées" et étude du sens de cisaillement

La sensibilité de la mesure d'ASM lui permet d'apprécier des fabriques linéaires très peu marquées dans le cas de roches sédimentaires faiblement tectonisées, des directions de courant dans les sédiments ou d'écoulement dans les roches magmatiques. En effet si les structures planaires même faibles sont en général bien visibles les faibles linéations restent indétectables si le matériau est homogène à grains fins et ne possède pas de marqueurs linéaires. D'autre part ces marqueurs sont souvent liés à des discontinuités – stries de glissement, figures de dissolution, ripple-marks et autres figures de courant, enclaves magmatiques – où des hétérogénéités de la déformation, ce qui pose le problème de leur représentativité de la structure globale.

Détaillons les trois cas où il est possible de détecter des linéations uniquement par la mesure de l'ASM.

i) les linéations d'origine tectonique de roches sédimentaires faiblement déformées sont de deux types : intersection ou étirement, en particulier celui lié au cisaillement. Elles peuvent rester non exprimées visuellement si la roche est riche en argiles, sans plans de discontinuité ou non complètement lithifiée au moment de la déformation.

Si une roche en strates horizontales subit une compression selon le plan de stratification, une linéation magnétique va apparaître à l'intersection du plan de stratification et du plan d'aplatissement perpendiculaire à la contrainte principale σ_1. Cette linéation d'intersection qui correspond aux axes de plis souvent formés au cours d'une telle déformation, a été abondamment rencontrée dans la fabrique magnétique de la zone Dauphinoise, dans des sites où elle est aussi observée visuellement (cf. § 3.I, 3.II ; Graham, 1966 ; Henry, 1973). Kissel et al. (1986) en ont présenté un exemple particulièrement clair, où aucune linéation n'est visible à l'affleurement. Cependant cet article laisse planer le doute sur l'existence effective d'une déformation tectonique en l'absence de plis en parlant de linéation induite perpendiculairement à la contrainte σ_1. Or, existe-t-il d'autres possibilités, pour obtenir cette linéation, que la rotation des axes d'allongement des grains magnétiques perpendiculairement à σ_1, c'est-à-dire nécessairement un aplatissement du matériau ? L'alternative est la suivante : la recristallisation orientée sous contrainte, très peu vraisemblable dans le domaine diagénétique, et un effet piézomagnétique associé à une déformation purement élastique.

On sait que l'application d'un déviateur de contrainte augmente la susceptibilité de grains ferrimagnétiques perpendiculairement à σ_1. Rappelons que la contrainte agit sur les parois des domaines comme un champ (Pozzi, 1973 ; Néel, 1978)) et peut donc amener celles-ci dans une nouvelle position d'équilibre. Si l'existence de linéations magnétiques induites irréversiblement par les contraintes n'est donc pas exclue théoriquement – on peut grossièrement faire l'analogie avec l'anisotropie, déjà mentionnée, induite par l'action d'un champ alternatif ou continu – elle est difficilement envisageable dans les conditions

SYNTHESE REGIONALE DES DIRECTIONS D'ASM
EN AVANT DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

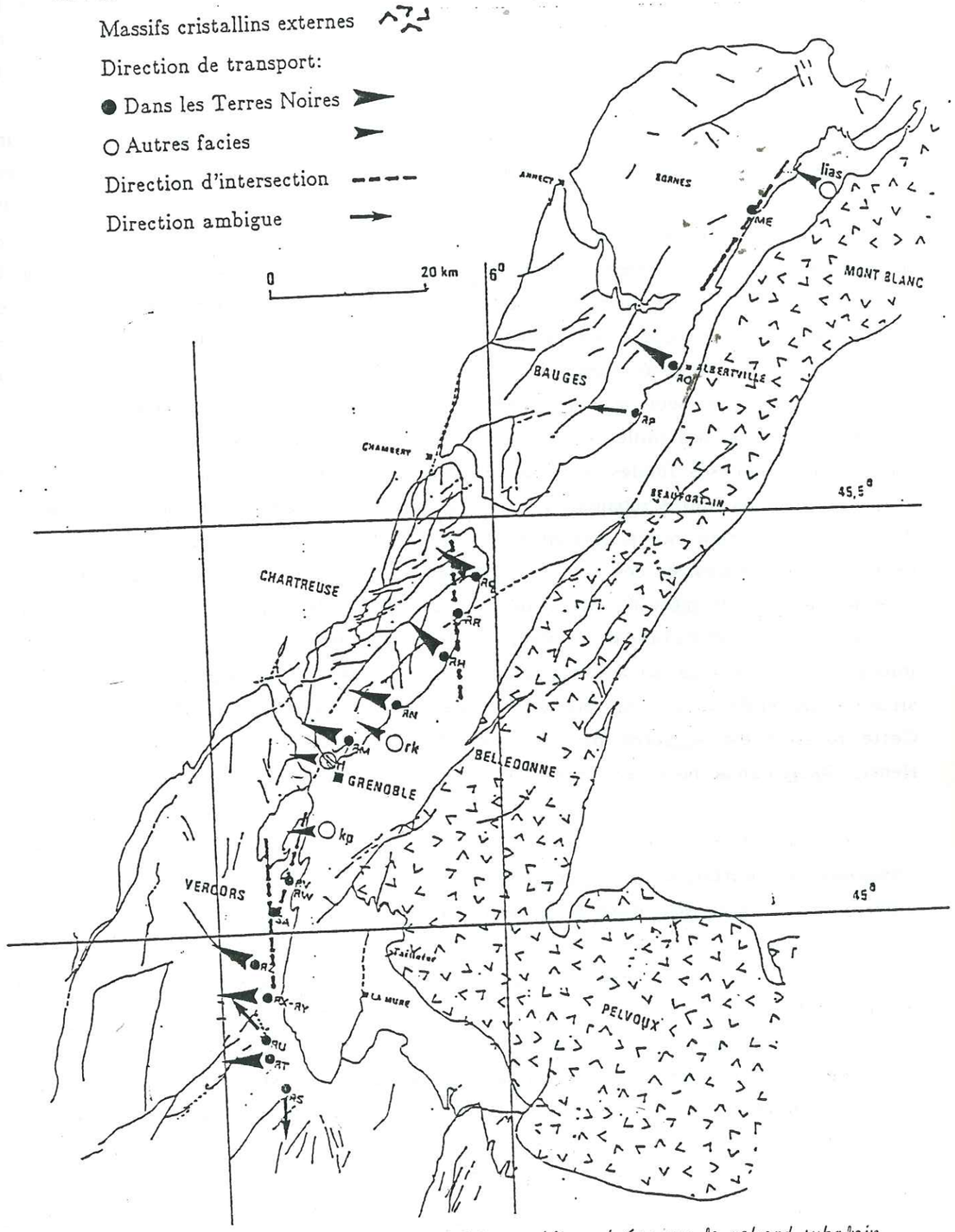


Figure 24 - Carte des linéations magnétiques déterminées sur le rebord subalpin (Aubourg, 1987).

naturelles vus les faibles déviateurs de contrainte horizontale supportés par les sédiments et l'effacement de la mémoire piézomagnétique par l'effet de la viscosité. A moins de la preuve expérimentale, sur la même roche, de l'effet irréversible de contraintes vraisemblables, il est donc abusif de parler de linéation magnétique induite par les contraintes, la relation entre les deux passant par la déformation.

L'autre type de linéation tectonique surimposée à la fabrique planaire sédimentaire est liée à l'étirement dû au cisaillement dans un plan proche du plan horizontal. Le seul exemple identifié jusqu'à présent est le cas des Terres Noires subalpines tel qu'on l'a rapporté dans le chapitre 3.II (section II.a, Chartreuse). Cette linéation NW-SE est interprétée comme l'étirement subi lors du chevauchement des massifs subalpins sur la série Jurassienne avec un plan de décollement au niveau des Terres Noires plus ductiles (Arpin, 1988). Si l'on suppose une géométrie et une cinématique simple cette linéation est parallèle à la direction de transport de la nappe et a donc une signification structurale cruciale. En effet les seuls autres moyens d'appréhender cette direction, par l'étude de la géométrie des plis, des failles et des stries, sont assez approximatifs et nous renseignent surtout sur les phases finales de la déformation. Cette intérêt a motivé la poursuite de l'étude des Terres Noires subalpines. Le travail de C. Aubourg (1987) nous a déjà apporté des résultats cohérents sur la portion Aravis-Vercors (Fig. 24). Les implications structurales de la rotation progressive des linéations de transport, de N120-140 au NE jusqu'à N80-100 dans le Vercors est discutée par Vialon et al. (1988). Brièvement cette rotation est à rapprocher de la diminution de la flèche du chevauchement du NE vers le SW. Ceci est interprété par une rotation antihoraire, de 10 à 20° du socle Dauphinois autour d'un axe situé au Sud du Pelvoux, synchrone du chevauchement général vers le NW (Ménard, 1988). Cette rotation est suggérée par certaines données paléomagnétiques (Westphal, 1976 ; Henry, 1980 ; Lamarche et al., 1988) mais devra être mieux démontrée.

ii) Bien qu'elle n'ait pas été abordée dans ce mémoire, la détermination des linéations de courant dans les sédiments est aussi une application particulièrement intéressante de l'ASM (Hamilton et Rees, 1970).

iii) Les directions d'orientation préférentielle linéaire dans les granites faiblement orientés sont très difficiles à déterminer visuellement de manière précise et les travaux de l'équipe de J.L. Bouchez – illustrés entre autres par Jover (1986) et dans le chapitre 3.V – ont montré l'efficacité de l'ASM pour la cartographie systématique des linéations et plans d'écoulement, moyen unique d'aborder les conditions de mise en place des granites en liaison avec le contexte géodynamique.

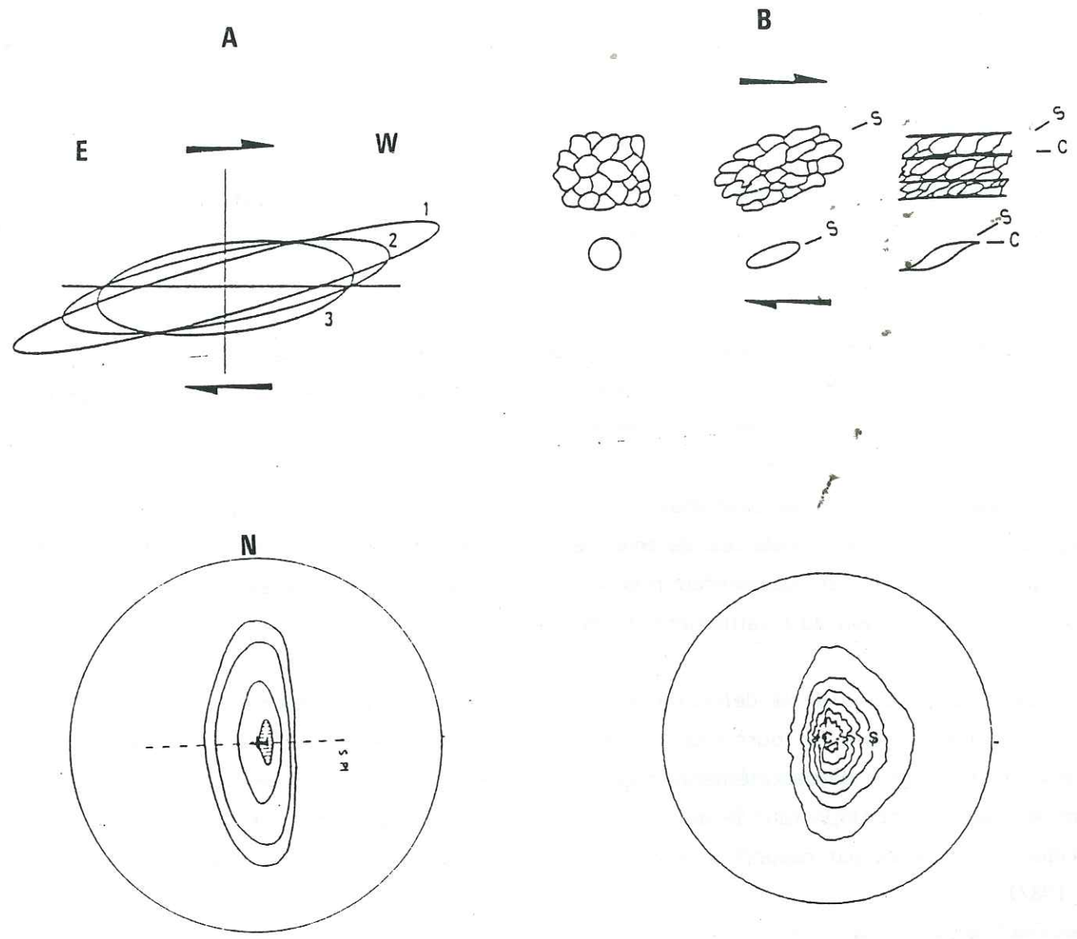


Figure 25 - Pétrofabriques issues d'un cisaillement simple : a) dans le cas d'un modèle de March appliqué à une population de marqueurs de rapport de forme variable (Fernandez, 1984) et b) pour des structures naturelles C-S. Le stéréogramme correspond à une fabrique de biotite (axes (001)) sur une mylonite comparée aux pôles des plans C et S (O'Brien et al., 1987).

Dans tous les cas où l'on utilise des linéations magnétiques faiblement marquées et non corrélables à des mesures structurales indépendantes il est essentiel de connaitre le degré de confiance que l'on peut avoir sur les directions de K_1. C'est pourquoi le KLY-2 est particulièrement bien adapté pour ce type d'études.

Quel que soit le type de roches, un des problèmes structuraux très important du point de vue géodynamique est celui du sens de cisaillement. En effet le plan et la direction de cisaillement sont facilement déterminés à partir de la foliation et de la linéation mesurées par des méthodes structurales ou magnétique. Est-il possible d'aborder le sens du cisaillement par les mesures magnétiques ?

Du point de vue de la pétrofabrique le sens du cisaillement simple peut être déduit de l'asymétrie de la fabrique (symétrie monoclinique et non plus orthorhombique). Cependant on dispose de deux modèles très différents :

1) dans le cas d'une déformation continue homogène l'application du modèle de March généralisé à une population de marqueurs de rapport de forme variable donne une fabrique asymétrique par rapport au maximum de densité (Fig. 25a) avec une dilatation dans le sens de rotation du cisaillement (Fernandez, 1984).

2) la localisation de la déformation dans des bandes de cisaillement (C) obliques sur le plan d'aplatissement (S) fournit un critère classique de cisaillement : la rotation de C à S est inverse du sens de cisaillement (Fig. 25b d'après Vialon, 1979 ; Berthé et al., 1979). Pour un cisaillement important le maximum de densité correspond à C et l'asymétrie de la fabrique est inversée par rapport au cas 1) (stéréogramme de la Fig. 25b d'après O'Brien et al., 1987).

Pour être interprétée correctement l'asymétrie de la fabrique doit être replacée dans son contexte en fonction des mécanismes de déformation. Dans le cas de l'étude de pétrofabrique effectuée dans le granite d'Echassières (Fig. 10, p. 169) il semble que les deux modèles interviennent : l'asymétrie des sous-fabriques des micas ou des albites est antihoraire et probablement liée à une géométrie de type CS ou à un effet de tuilage des cristaux, tandis qu'entre les micas et les albites (de rapport de forme nettement plus faible) la rotation est horaire.

Du point de vue magnétique la foliation correspond à la moyenne de l'orientation des marqueurs : elle ne sera donc pas parallèle au maximum de densité dans le cas d'une fabrique monoclinique, mais intermédiaire entre C et S. Dans le cas simple des schistes Dauphinois où le sens de cisaillement est connu et où l'anisotropie magnétique est due aux phyllosilicates, on peut, en comparant foliation magnétique et schistosité – c'est-à-dire le maximum de densité des plans des phyllosilicates –, tester l'utilisation d'une éventuelle obliquité comme critère de cisaillement. Sur les schistes Jurassiques de la région de Mizoen

(section IV, Fig. 6, p. 132) on constate statistiquement une obliquité entre les directions K_3 et le pôle de schistosité ramené à la verticale, avec un sens de rotation inverse du sens de cisaillement : déplacement vers l'Ouest du compartiment supérieur. Ceci nous ramène au cas 2) avec une schistosité correspondant à C, en accord avec le cisaillement très intense connu dans cette zone.

Par contre dans le cas des sites MC et ME de Megève (section III) ainsi que les sites GB de schistes Eocènes de la Salce (Fig. 5, p. 141) et H de schistes Helvétiques (Fig. 3, p. 152) on observe une obliquité de même sens que le cisaillement supposé : le plan de schistosité correspondrait alors à S.

On est donc ramené au problème complexe de la valeur (C ou S) de la schistosité, qui dépend du mécanisme de déformation, de l'intensité du cisaillement, et peut être compliqué par la superposition de phases de déformation différentes. La foliation magnétique peut seulement apporter des éléments de réponse supplémentaires.

Enfin notons la possibilité d'étudier l'obliquité entre deux foliations magnétiques portées par des marqueurs de formes différentes si l'on est capable de séparer par exemple la foliation due aux phyllosilicates de celle due aux grains de magnétite.

III.3. Utilisation semi-quantitative

Il est possible d'utiliser de manière semi-quantitative les taux d'anisotropie magnétique, sans expliciter mathématiquement les relations 1) et 2) (p. 192), lorsque certaines conditions sont remplies.

i) Si l'on est capable d'obtenir des taux d'anisotropie représentatifs de la fabrique d'une seule phase minérale ou si l'on peut établir que la proportion entre les différentes contributions à la susceptibilité est constante, un taux d'anisotropie croissant peut de manière sûre être assimilé à un taux d'orientation préférentielle croissant.

Une telle application peut avoir un intérêt structural évident en l'absence d'autres marqueurs. Un bon exemple est fourni par l'étude de l'ASM dans le forage d'Echassières (§ 3.V). Après avoir mis en évidence et corrigé l'effet minéralogique dû à la contribution diamagnétique (Fig. 3, p. 163), il a été possible de suivre l'évolution de l'orientation préférentielle des micas et donc qualitativement du taux de cisaillement lors de la mise en place du magma puisque la géochimie nous indique que les micas ont cristallisés avant cette mise en place. Or on s'aperçoit que ce taux en général assez constant augmente systématiquement aux transitions entre les différents faciès mis en évidence par la géochimie. Ceci apporte un très fort argument en faveur du modèle de mise en place successive de ces unités, suggéré par la structure générale du massif. Un tel résultat, très

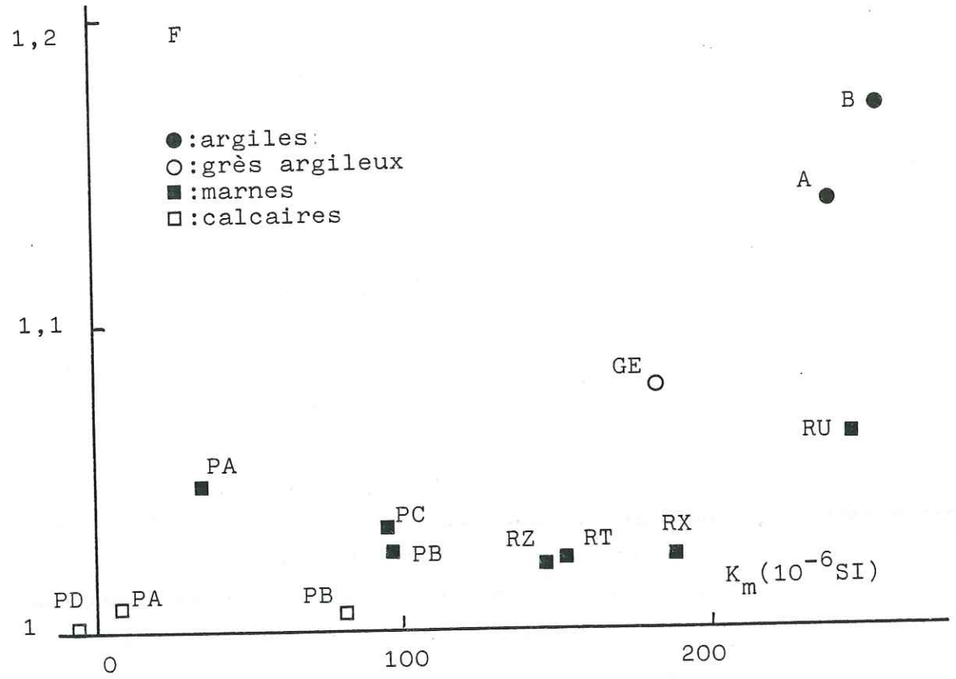


Figure 26 - Diagramme de F en fonction de Km pour des roches à fabrique planaire sédimentaire de teneur en argile variable. A : argile naturelle d'Eybens ; B : argile compactée expérimentalement ; R ( ) : Vercors Sud ; P ( ) : Ardèche ; GE : grès d'Annot.

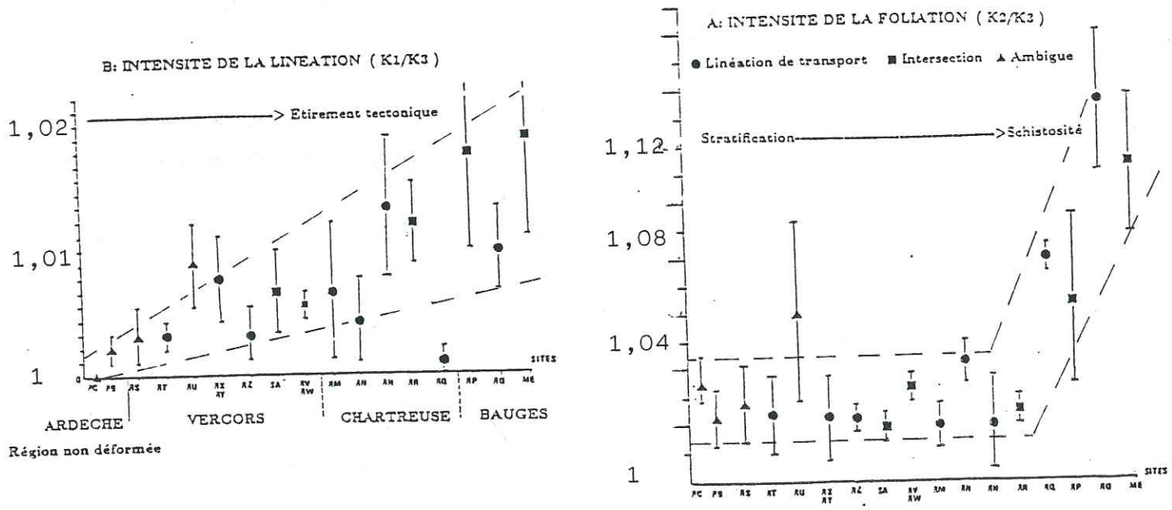


Figure 27 - Evolution des paramètres d'anisotropie L et F dans les Terres Noires Oxfordiennes de l'Ardèche puis du rebord subalpin du SW vers le NE (cf. carte Fig. 24).

important pour la connaissance des mécanismes de mise en place des granites, aurait pu être obtenu par l'analyse structurologique classique mais avec un temps de mesure prohibitif et une précision nettement moindre.

ii) Si en plus des conditions énoncées en i) la déformation est relativement faible avec un mécanisme homogène, et que les marqueurs magnétiques sont déjà présents avec une fabrique connue dans l'état initial, cette corrélation semi-quantitative peut être étendue à l'intensité de la déformation.

Les Terres Noires Subalpines semblent pouvoir remplir de telles conditions. La déformation y est en effet peu intense et l'on peut raisonnablement supposer que la réalité, en ce qui concerne la rotation des grains de magnétite porteurs de l'ASM, est proche du modèle de March. Pour ce qui est de l'état initial, il faut séparer la linéation et la foliation. Dans ces faciès les linéations de courant sont inexistantes ou très peu marquées et l'étude du site ardéchois PC (Fig. 3, p. 17) montre que l'on peut choisir l'isotropie comme état initial : L_0 = 1,000. Par contre au niveau de la foliation l'état initial est celui de la fabrique planaire sédimentaire, essentiellement liée à la compaction postérieure au dépôt. Or le taux de compaction varie très largement avec la teneur en argiles et la granulométrie des sédiments.

On peut en voir l'effet sur la figure 26 où sont reportés les paramètres F_0 et Km pour des roches à fabrique sédimentaire et de lithologie variée. Pour une même lithologie Km varie en fonction de la minéralogie magnétique (teneur en magnétite, importance de la contribution paramagnétique). Mais se superpose aussi une nette augmentation de F_0, qui traduit l'augmentation du taux de compaction, pour des roches de plus en plus argileuses.

Si l'on veut déceler un effet de la déformation sur la valeur de F il faut pouvoir en estimer la valeur initiale F_0. La solution la plus simple est de comparer des sites du même faciès, à teneurs en argiles comparables.

Les paramètres F et L montrent une évolution assez régulière du SW vers le NE (Fig. 27). Cette évolution est grossièrement continue pour L ce qui suggère un accroissement continu du taux d'étirement tectonique en accord avec la variation de la flèche du chevauchement (Arpin, 1988). Par contre l'évolution plutôt discontinue de F pourrait indiquer une discontinuité dans le taux d'aplatissement tectonique superposé à l'aplatissement sédimentaire. Cependant il est plus probable qu'il s'agisse en fait d'un changement de mécanisme de déformation, corrélé avec l'apparition d'une schistosité pénétrative visible à partir du Nord de la Chartreuse.

III.4. Utilisation quantitative

III.4.1. Détermination de la pétrofabrique

La relation 1) peut être explicité simplement par :

$$K = \int \int D(\theta,\Phi) \cdot k(\theta,\Phi) \sin\theta \, d\theta \, d\Phi \qquad 3)$$

où K est le tenseur de susceptibilité de la roche, θ et Φ les coordonnées sphériques, k et D le tenseur de susceptibilité et la fonction de densité des grains dans la direction (θ , Φ) (Owens, 1974).

k peut être déterminé dans le cas de l'anisotropie magnétocristalline, par des mesures sur des monocristaux et ne varie pas ou peu pour un minéral donné. Il doit être calculé à partir d'observations sur les rapports de forme des grains dans le cas de l'anisotropie de forme, c'est-à-dire essentiellement pour la magnétite. La fonction D peut être déterminée expérimentalement par des mesures structurologiques. On peut alors vérifier la relation 3) comme cela a été fait par Owens et Rutter (1978) sur un marbre avec orientation préférentielle des axes c de la calcite, ou par Hrouda (1980) et Hrouda et al. (1985) sur des minerais à pyrrhotite et hématite orientées.

Mais même dans le cas d'un pétrofabrique orthorhombique on ne peut espérer avoir une relation univoque entre $D(\theta,\Phi)$ et K, en particulier entre D_1, D_2, D_3 et K_1, K_2, K_3. En effet la forme de l'enveloppe de $D(\theta,\Phi)$ peut varier alors que l'enveloppe de susceptibilité est toujours un ellipsoïde.

Cet effet n'est pas du tout négligeable comme l'a montré le modèle présenté au § 3.III (p. 142) où l'on compare les taux d'anisotropie obtenus avec les fonctions de densité de March et de Fischer. Pour remonter à la fonction de la densité à partir de l'ASM il faut donc faire intervenir les mécanismes de la déformation pour contraindre la forme de cette fonction. C'est l'objet du chapitre suivant.

III.4.2. Passage de la pétrofabrique au chemin de la déformation : le problème des mécanismes.

On a vu que dans le cas général le problème du passage de l'ASM à la pétrofabrique est largement sous-déterminé ; il en est de même pour le passage de la pétrofabrique à la déformation. Des modèles théoriques et expérimentaux ainsi que l'étude de cas naturels (Means et al., 1984, O'Brien et al., 1987) montrent par exemple que pour une déformation importante la pétrofabrique se sature pour atteindre un maximum qui reste ensuite

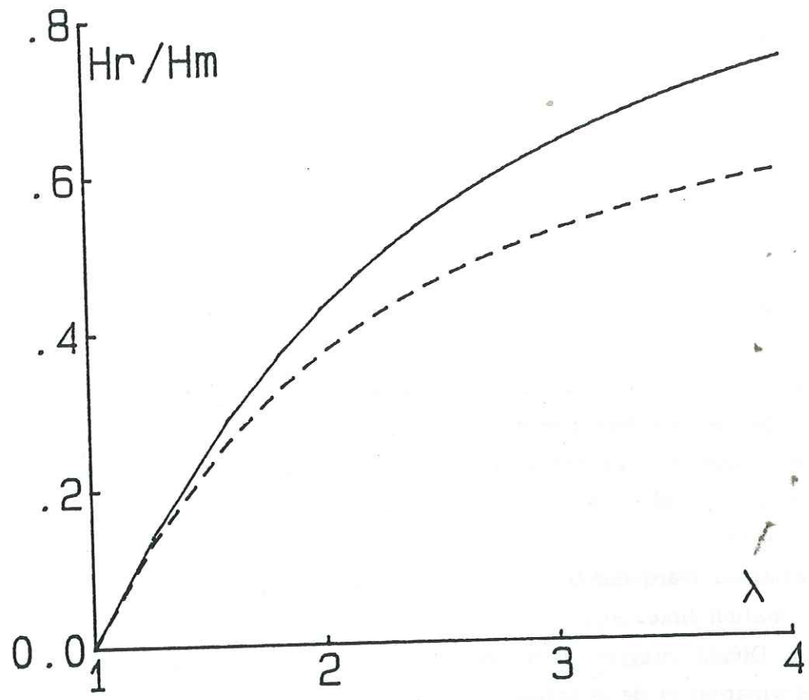


Figure 28 - Degré d'anisotropie relatif (cf. p. 142) en fonction de l'extension quadratique pour le modèle de March traité complètement (trait plein) et pour le calcul de Hrouda (1987 ; trait pointillé). Dans cet article l'auteur utilise pour l'anisotropie les paramètres Pr et Pm, avec Hr/Hm = (Pr - 1)/(Pm - 1), et pour la déformation $\varepsilon_1 - \varepsilon_3 = 3 \log \lambda/2$.

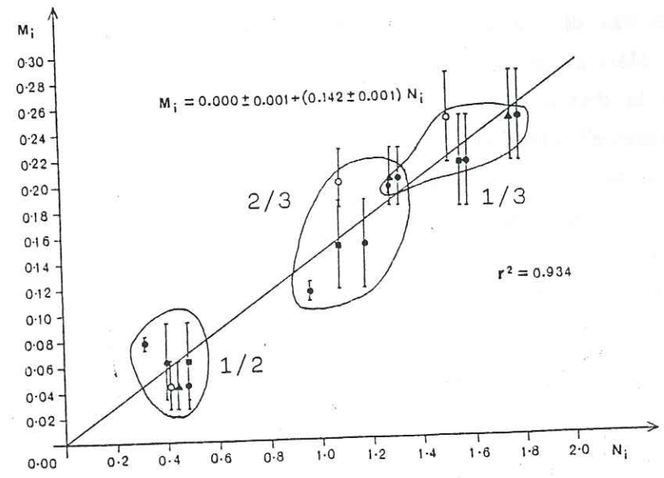


Figure 29 - Logarithmes des rapports d'anisotropie en fonction des rapports de déformation mesurés dans les Borowdale volcanics (Rathore , 1980).

indépendant de la déformation (tout en étant très loin de l'orientation parfaite : $D_{max} \simeq 20$ pour des phyllosilicates - ref. ci-dessus).

Une même pétrofabrique peut résulter de différents chemins de déformation (combinant par exemple cisaillement simple et aplatissement).

Les modélisations se contentent donc le plus souvent d'aborder le cas de la déformation coaxiale orthorhombique. Dans ce cas les calculs d'ASM de Owens (1974) ont montré l'importance du choix des mécanismes de déformation. Parmi différents modèles, celui de March (1932) a connu un grand succès ; revenons brièvement sur sa définition, dans le cas généralisé proposé par Fernandez (1984). Il permet de calculer l'orientation préférentielle de marqueurs rigides ayant la forme d'ellipsoïdes de révolution et emballés dans une matrice visqueuse, en fonction de la déformation. En particulier, dans le cas orthorhombique isovolumique on a l'expression simple de la densité selon l'axe principal i :

$$D_i = \lambda_i^{3/2\,\kappa} \qquad 5)$$

avec $\kappa = (n^2 - 1)/(n^2 + 1)$

n étant le rapport axial du marqueur ($n < 1$ pour un marqueur planaire) et $\sqrt{\lambda_i}$ la valeur principale de la déformation finie.

L'expression de $D(\theta,\Phi)$ intégrée dans l'équation 4) permet le calcul de l'anisotropie en fonction de la déformation et de la forme des marqueurs. Le cas général est traité dans l'article de Vergne et al. (1988) qui intègre aussi le calcul de différentes aimantations rémanentes. On a vu dans le chapitre 3.III le cas de marqueurs planaires dans un aplatissement de révolution (l'anisotropie y est exprimée en fonction de $D_{max} = D_3$; il faut donc remplacer D_{max} par $\lambda^{-3\kappa}$ où λ est l'extension quadratique).

Deux articles partant des mêmes prémisses et aussi destinés principalement à l'application au cas des phyllosilicates ont été publiés ultérieurement ; cependant tout deux comportent certaines erreurs.

Hrouda (1987) traite le cas de l'aplatissement de révolution pour les marqueurs planaires idéaux ($n = 0$, $\kappa = -1$). Mais plutôt que d'utiliser l'expression $D(\theta,\Phi)$ de March il se ramène au cas déjà traité de la distribution de Fischer (Hrouda, 1980) en égalisant les rapports D_{max}/D_{min}, ce qui donne $e^k = (\lambda_3/\lambda_1)^{-3/2} = \lambda^{9/2}$ 6)

car on a $\lambda_1 = \lambda$ et $\lambda_3 = \lambda_1^{-2}$ du fait de la conservation du volume ($\lambda_1.\lambda_2.\lambda_3 = \lambda_1^2.\lambda_3 = 1$). Ceci est abusif car on a vu que la forme de la distribution de densité comptait au même titre que ses valeurs principales (cf. Fig. 6, 7, p. 142). Pour en visualiser les conséquences on trace H_r/H_m en fonction de λ (Fig. 8) en utilisant la densité de March (p. 142) ou le calcul de Hrouda avec k vérifiant la relation 6). Si les courbes sont confondues pour λ faible elles divergent rapidement et le calcul de Hrouda sous-estime la valeur correcte du degré d'anisotropie. Notons que si dans le modèle p. 142 on avait la courbe de Fischer au dessus de celle de March c'est que l'on avait égalisé les D_{max} et non D_{max}/D_{min}. Pratiquement l'erreur introduite par l'auteur n'est pas très importante mais peut faire oublier le principe même de la relation entre susceptibilité et pétrofabrique : il ne suffit

pas pour faire le calcul de connaitre D_{max} et D_{min} mais toute la fonction de densité est nécessaire.

Henry (1987), à la recherche d'une justification théorique de la loi puissance $-K_i/K_j = (\lambda_i/\lambda_j)^a$ – proposée empiriquement par Rathore (voir plus loin), est conduit à des erreurs nettement plus graves. Dès le départ on peut dire qu'une telle loi, si elle peut être une bonne approximation sur un domaine restreint de déformation, ne peut en aucun cas décrire l'ensemble du phénomène puisqu'elle implique une anisotropie infinie pour une déformation infinie. Or l'anisotropie de la roche doit tendre asymptotiquement vers la valeur finie de l'anisotropie intrinsèque du minéral.

L'auteur pose une relation analogue à la relation 5) :

$D_i = [K_i/(K)]^n$ où (K) est la moyenne géométrique des K_i, en se basant sur l'analogie suivante entre les ellipsoïdes de déformation et de susceptibilité : "l'ellipsoïde de déformation finie résulte de la somme des ellipsoïdes de forme des marqueurs". Ceci est vérifié pour des marqueurs de ductilité égale à celle de la matrice mais pas pour des marqueurs rigides. Une conséquence absurde en découle immédiatement : un modèle de March à marqueurs sphériques est indéformable. Pour faire intervenir l'anisotropie intrinsèque du minéral l'auteur pose ensuite que $(K_i)_{roche} = (K_i)_{minéral}$ pour "une densité maximale 100%". Par définition $D_{max} = \infty$ pour une orientation préférentielle parfaite. Une conséquence de l'équation finale est aussi que la roche atteint ce stade pour une valeur de déformation finie, qui vaut par exemple $\lambda = 6{,}1$ dans le cas envisagé de la chlorite. Ceci est évidemment contraire à toutes les observations, autant expérimentales que théoriques.

Revenons maintenant sur la méthode de corrélation empirique principalement défendue par Rathore sur un exemple (Fig. 29 d'après Rathore, 1980) où l'on observe une corrélation linéaire entre $M_i = \log (K_i/K_j)$ et $N_i = 1/2 \log (\lambda_i/\lambda_j)$. Borradaile et al. (1984) et Lowrie et al. (1986) ont déjà montré ce que ces corrélations ont de fallacieux par l'utilisation des 3 couples de rapports 1/2, 1/3 et 2/3 puisque seuls deux d'entre eux sont indépendants. L'alignement approximatif des 2 couples 1/2 et 1/3 avec l'origine indique seulement que les formes des ellipsoïdes de déformation et de susceptibilité sont similaires. Seule une corrélation linéaire observée sur un seul ensemble de couples aurait donc une valeur quantitative ce qui n'est pas le cas. D'autre part cette méthode fait totalement abstraction de la minéralogie magnétique en prétendant proposer une relation valable pour tous les minéraux magnétiques.

A cette approche superficielle qui a rapidement montré ses limites on doit substituer une démarche alliant le contrôle de la minéralogie magnétique et la modélisation théorique et expérimentale (Owens et Rutter, 1978 ; Borradaile et Alford, 1987).

Des études de déformation expérimentale et aussi de cas naturels sont nécessaires pour cerner les mécanismes de l'orientation préférentielle en particulier pour connaitre le domaine d'applicabilité du modèle de March. Oertel (1983) étend celui-ci à toutes les roches sédimentaires pélitiques non ou peu métamorphiques, bien que certains exemples dans ce domaine montrent un fort désaccord entre le modèle et les mesures directes de déformation (Siddans, 1977). La limitation par le métamorphisme est évidente : dès qu'une fraction importante des grains de la roche recristallisent ou sont néoformés la mémoire de la déformation est perdue. On a vu aussi que la pétrofabrique des phyllosilicates se saturait pour une déformation suffisamment forte (Means et al., 1984 ; O'Brien et al., 1987) le modèle de March n'étant valable que pour D_{max} inférieure à quelques dizaines ce qui correspond à un $H_r/H_m \simeq 0{,}6\text{-}0{,}7$. Les plus fortes valeurs souvent observées dans les schistes métamorphiques sont dues à la recristallisation orientée des grains. En ce qui concerne la déformation ductile des granites le modèle de March est bien applicable mais l'on n'est pas capable de définir l'état initial et il semble aussi que l'on atteigne rapidement un état stationnaire.

Plus généralement le problème qui se pose pour décrire le mécanisme de la déformation est celui du rapport entre le mouvement de marqueurs microscopiques et la déformation macroscopique. Dans le modèle de March les marqueurs n'interagissent pas entre eux et se trouvent dans une matrice visqueuse déformée de manière homogène. Ceci est très loin de la réalité : les phyllosilicates constituent souvent entre 10 et 80% d'une roche et se gènent donc mutuellement. La matrice réelle est un assemblage polycristallin de grains de ductilité variable et l'accumulation locale de contraintes conduit à une hétérogénéité de la déformation à l'échelle microscopique avec parfois l'apparition de domaines dont l'orientation primaire est conservée entre des "parois" prenant une orientation secondaire. Le couplage mécanique entre les grains de la matrice et les marqueurs n'est pas non plus évident à modéliser.

En ce qui concerne les grains de magnétite dispersés dans une roche (avec habituellement une concentration de 10^{-5} à 10^{-2}) le cas semble plus simple : les grains ne peuvent pas se toucher et sont véritablement rigides par rapport à leur matrice. Cependant on a dans la réalité une distribution de la taille et de la forme de grains qui va se traduire à la fois sur la susceptibilité moyenne, le taux d'anisotropie et le comportement mécanique de chaque grain. D'autre part certains processus (par exemple le fonctionnement de plans de dissolution) peuvent rapprocher les grains de manière hétérogène et les interactions magnétiques deviennent alors non négligeables.

CONCLUSIONS

L'étude de la susceptibilité magnétique anisotrope et des propriétés magnétiques associées a de nombreuses applications pétrologiques et structurales en Sciences de la Terre, si l'on se donne les moyens d'appréhender la physique des phénomènes à la fois magnétiques et mécaniques à l'échelle des grains de la roche.

L'origine complexe de la susceptibilité en champ faible nécessite pour être complètement identifiée l'usage de techniques nouvelles en magnétisme des roches, basée principalement sur l'usage des champs forts et des basses températures. Ces techniques sont en particulier indispensables pour la mise en évidence de la susceptibilité de matrice souvent prépondérante dans les roches faiblement magnétiques. Une fois connue la minéralogie magnétique on peut utiliser de manière quantitative les mesures de susceptibilité pour suivre l'évolution de la teneur en éléments magnétiques et des réactions de métamorphisme et d'oxydo-réduction, avec une sensibilité et une rapidité de mesure très intéressantes pour de nombreuses applications (diagraphie, cartographie par mesure sur le terrain, études statistiques). Il s'agit maintenant de développer ces applications et diverses études sont projetées sur les phénomènes de "surface" : sédimentation, altération.

La minéralogie magnétique permet de connaitre la relation entre l'anisotropie de susceptibilité magnétique et la pétrofabrique. On dispose ainsi de fondements solides pour l'utilisation de l'ASM en analyse structurale. Les aspects directionnels en sont maintenant très bien maitrisés et l'utilisation de l'ASM pour la détection des faibles linéations en domaines magmatique et sédimentaire faiblement tectonisés constituera une valorisation très importante de l'ASM. En ce qui concerne l'utilisation quantitative de l'ASM, les conditions nécessaires liées à la minéralogie magnétique, à la modélisation et aux mécanismes de la déformation apparaissent maintenant clairement définies. Pour aller vers une généralisation de cette utilisation il reste à développer des techniques donnant accès à la fabrique d'un seul minéral magnétique – mesures systématiques d'anisotropie en champ fort ou d'anisotropie de rémanence – et permettant de définir dans chaque cas l'anisotropie intrinsèque du minéral concerné. Le couplage entre l'étude de l'ASM et la structurologie devra être approfondi, en particulier par le biais de la modélisation expérimentale.

Enfin le domaine des relations entre l'anisotropie et le paléomagnétisme, non abordé dans ce mémoire, constituera probablement à l'avenir un aspect important des utilisations de l'ASM.

REFERENCES (hors articles)

(Hormis la période récente on n'a pas cherché à présenter une bibliographie complète sur l'ASM, qui pourra être trouvée dans les articles de revue de Bathal, 1971 et Hrouda, 1982).

ARGENTON H., BOBIER C. et POLVECHE J. (1975). - La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les flyschs : application à la recherche des directions des paléocourants. Sed. Geol., 14, 149-167.

ARPIN R. (1988). - Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse. Thèse d'Université, Grenoble, 141 p.

AUBOURG C. (1987). - Etude de la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines. Rapport de stage de DEA, Grenoble, 31 p.

AZAMBRE B. et POZZI J.P. (1982). - Etude du magnétisme des roches éruptives de la région d'Arette (Pyrénées Atlantiques), préliminaire à l'analyse de l'évolution des contraintes régionales. Bull. Soc. géol. France, 24, 255-263.

BALLET O. (1979). - Fe^{2+} dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer. Thèse de 3ème cycle, Grenoble 120 p.

BANERJEE S.K. (1970). - Origin of thermoremanence in goethite. Earth Planet. Sci. Lett., 8, 197-201.

BATHAL R.S. (1971). - Magnetic anisotropy in rocks. Earth Sci. Rev., 7, 227-253.

BENNET C. et GRAHAM J. (1980). - New observations on natural pyrrhotites. Part III. : Thermomagnetic experiments. Amer. Mineral., 65, 800-807.

BERNIER S. (1986). - Etude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans le granite d'Echassières (Allier). Mémoire DEA, Orsay, 55 p.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et GAPAIS D. (1979). Orientations préférentielles de quartz et orthogneissification progressive en régime cisaillant : exemple du cisaillement sud-armoricain. Bull. Mineral., 102, 265-272.

BORRADAILE G. et MOTHERSILL J.S. (1984). Coaxial deformed and magnetic fabrics without simply correlated magnitudes of principal values. Phys. Earth Planet. Interiors, 35, 294-300.

BORRADAILE G. et ALFORD C. (1987). Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. Tectonophysics, 133, 121-135.

BORTOLAMI G., LOMBARDO B. et POLINO R. (1983). - The granites of the Upper Imja Khola (Everest region), eastern Nepal. In : Granites of Himalayas, Karakroum and Hindu Kush, ed. F.A. Shams, Lahore.

BOUDIER F. (1978). - Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). Geol Soc. Amer. Bull., 89, 1574-1591.

CARMICHAEL R.S. (1982). - Handbook of physical properties of rocks. Volume II. 320 p. CRC Press. Boca Raton. Florida.

CARPENTER R.H. (1974). - Pyrrhotite Isograd In Southeastern Tennessee and Southwestern North Carolina. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 451-456.

CLARK D.A. (1984). - Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. Geophys. Res. Lett., 11, 173-176.

COGNE J.P. (1987). - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. Thèse d'Etat, Rennes.

COLLINSON D.W. (1983). - Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Chapman and Hall, London, 503 p.

CREER K.M. (1967). - Rock Magnetic investigations at low temperatures, in methods in paleomagnetism. Elsevier, Amsterdam.

DALY L. (1970). - Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Thèse d'Etat, Paris, 340 p.

DALY L. et d'ALBISSIN M. (1968). - Correlation entre les anisotropies de susceptibilité magnétique et de dilatation thermique ; application en structurologie. C. R. Acad. Sci. Paris, 267, 473-476.

DANKERS P. (1981). - Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. Geophys. J. R. astr. Soc., 64, 447-461.

DEKKERS M.J. (1987). - Magnetic behaviour of goethite and its high temperature conversion minerals during thermal demagnetization. GA1. 10-29, IUGG XIX General Assembly, Vancouver.

DUNLOP D.J. (1971). - Magnetic properties of fine-particle hematite. Ann. Geophys., 27, 269-293.

ELLWOOD B. (1984). - Anisotropy of magnetic susceptibility : empirical evaluation of instrumental precision. Geophys. Res. Lett., 11, 645-648.

FERNANDEZ A. (1984). - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand, 238 p.

FOEX G. (1957). - Constantes sélectionnées : diamagnétisme et paramagnétisme. In : tables de constantes et données numériques, vol. 7, Masson, Paris.

FREEMAN R (1986). - Magnetic mineralogy of pelagic limestones. Geophys. J. R. astr. Soc., 85, 433-452.

GRAHAM J.W. (1966). - Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In : the Earth beneath the continents, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 10, 627-648.

GRAHAM J.W., BENNET C. et VAN RIESSEN A. (1987) - Oxygen in pyrrhotite : I Thermomagnetic behavior and annealing of pyrrhotites containing small quantities of oxygen. Amer. Mineral., 72, 599-604.

GRATIER J.P. (1984). - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse d'Etat, Grenoble, 306 p.

GRENET G. (1928). - Balance d'induction de Hughes pour la détermination de la susceptibilité des roches. C. R. Acad. Sci. Paris, 187, 1135-1136.

HALL A.J. (1986). - Pyrite-pyrrhotine redox reactions in nature. Mineral. Mag., 50, 223-229.

HAMILTON N. et REES A.F. (1970). The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. In. S. K. Runcorn (ed.) Palaeogeophysics, Oxford, 445-463.

HARTSTRA R.L. (1982a). - A comparative study of the ARM and Isr of some natural magnetites of MD and PSD grain size. Geophys. J.R. Astr. Soc., 71, 497-518.

HARTSTRA R.L. (1982b). - 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.

HEDLEY I.G. (1971). - The weak ferromagnetism of goethite (α Fe OOH). Zeit. Geophys., 37, 409-420.

HELLER F. (1973). - Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzerland). Earth and Planet. Sci. Lett., 20, 180-188.

HELLER F. (1978). - Rock magnetic studies of upper Jurassic limestones from southern Germany. J. Geophys., 44, 525-543.

HENRY B. (1973). - Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrot (France) : paleotectonic and paleosedimentological implications. Tectonophysics, 17, 61-72.

HENRY B. (1980). - Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales. Thèse d'Etat, Paris, 362 p.

HENRY B. (1987). Estimation de la déformation finie des roches par analyse de leur anisotropie de susceptibilité magnétique. C. R. Acad. Sci. Paris, 305, 1153-1156.

HROUDA F. (1982). - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surveys, 5, 37-82.

HROUDA F. (1987). - Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates. Tectonophysics, 142, 323-327.

HROUDA F., STEPHENSON A. et WOLTÄR L. (1983). - On the standardization of measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility. Phys. Earth Planet. Interiors, 32, 203-208.

HROUDA F., SIEMES H., HERRES N. et HENNIG MICHAELI C. (1985). The relationship between the magnetic anisotropy and the c-axis fabric in a massive hematite ore. J. Geophys., 56, 174-182.

HUS J.J. et STIERS W. (1987). - The magnetic properties of an ironcrust in SE Belgium and synthetic Mn-substituted goethites. Phys. Earth Planet. Interiors, 46, 247-258.

JELINEK V. (1977). - The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application. Geofyzika, Brno.

JELINEK V. (1978). - Statistical processing of anisotropy of magnetics susceptibility measured on group of specimen. Studia Geoph. et Geod., 22, 50-62.

JOVER O. (1986). - Les massifs granitiques de Gueret et du Nord-Millevaches : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse d'Université, 233 p.

KAFAFY A.M. et TARLING D.H. (1985). - Magnetic fabric in some granitic aureoles, Southern Uplands, Scotland. J. Geol. Soc. London, 142, 1007-1014.

KISSEL C., BARRIER E., LAJ C. et LEE T.Q. (1986). - Magnetic fabric in undeformed marine clays from compressional zones. Tectonics, 5, 769-781.

KLIGFIELD R., OWENS W.H. et LOWRIE W. (1981). - Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritines Alps (France). Earth Planet. Sci. Lett., 55, 181-189.

KLOOTWIJK C. et VAN DER VOO R. (1972). - Paleomagnetic reconnaissance study od the Flamanville granite with reference to the anisotropy of its susceptibility. Geol. Mijnbouw, 51, 609-617.

KOBAYASHI K. et SMITH R.W. (1965). - Reversible susceptibility of hematite carrying various types of remanent magnetization and memory. J. Geomag. Geolec., 17, 325-335.

LAMARCHE G. (1987). - Analyse microstructurale et fabrique magnétique. Thèse d'Université, Grenoble, 168 p.

LAMARCHE G., MENARD G. et ROCHETTE P. (1988). - Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sci. Paris, sous presse.

LANZA R. (1982). - Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body. Geol. Alpine, 58, 85-94.

LAPOINTE P., MORRIS W.A. et HARDING K.L. (1986). - Interpretation of magnetic susceptibility : a new approach to geophysical evolution of the degree of rock alteration. Can. J. Earth. Sci., 23, 293-401.

LE BORGNE E. (1955). - Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. Ann. Geophys., 16, 159-195.

LORAND J.P. (1987). - Caractères minéralogiques et chimiques généraux des microphases du système Cu-Fe-Ni-S dans les roches du manteau supérieur : exemple d'hétérogénéités en domaine sub-continental. Bull. Soc. Géol. France, 8 III, 643-656.

LOWRIE W. et HELLER F. (1982). - Magnetic properties of marine limestones. Rev. Geophys. Space Phys., 20, n°2, 171-192.

LOWRIE W., HIRT A. et KLIEGFIELD R. (1986). Effect of tectonic deformation on the remanent magnetization of rocks. Tectonics, 5, 713-722.

MAC CABE C., JACKSON M. ET ELWOOD B. (1985). - Magnetic anisotropy in the Trenton limestone : results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. Geoph. Res. Lett., 12, 333-336.

MARCH A. (1932). Matematische Theorie des Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. Z. Kristallogr., 81, 285-298.

MEANS W.D., WILLIAMS P.F. et HOBBS B.E. (1984). Incremental deformation and fabric development in KCL/Mica mixture. J. Struct. Geol., 6, 391-398.

MENARD G. (1988). - Les Alpes Franco-Suisses : structure crustale et cinématiques du Tertiaire à l'actuel. Thèse d'Etat, Grenoble.

MERGAUX O. ET SAMAMA J.C. (1987). - Mineral transformation and magnetic properties : example of an uranium rich front of oxido-reduction. Bull. Mineral., 110, 187-195.

NAGATA T., KOBAYASHI K. et FULLER M.D. (1964). - Identification of magnetite and hematite in rocks by magnetic observations at low temperature. J. Geophys. Res., 69, 2111-2120.

NEEL L. (1962). - Propriétés magnétiques des grains fins antiferromagnétiques : superparamagnétisme et superantiferromagnétisme. J. Phys. Japan, 17, 676-685.

NEEL L. (1978). - Oeuvres scientifiques. Editions du CNRS.

NICOLAS A. et VIALON P. (1980). - Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. Mém. hors série Soc. Géol. France, 10, 127-139.

O'BRIENS D.K., WENK H.R., RATSCHBACHER L. et YOU Z. (1987). Preferred orientation of phyllosilicates in phyllonites and ultramylonites. J. Struct. Geol., 9, 719-730.

OERTEL G. (1983). The relationship of strain and preferred orientation of phyllosilicate grains in rocks - a review. Tectonophysics, 100, 413-447.

O'REILLY W. (1984). - Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow, 220 p.

OWENS W.H. (1974). - Mathematical model studies on factor affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. Tectonophysics, 24, 115-131.

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. Interior, 16, 215-222.

POIRIER J.P. (1985). - Creep of crystals : high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 260 p.

POZZI J.P. (1973). - Effets de pression en magnétisme des roches. Thèse d'Etat, Paris, 190 p.

PREVOT M., LECAILLE A. et MANKINEN E.A. (1981). - Magnetic effects of maghemitization of the oceanic crust. J. Geophys. Res., 86, 4009-4020.

RATHORE J.S. (1980). The magnetic fabric of some slates from the Borrowdale volcanic group in the English Lake District and their correlation with strain. Tectonophysics, 53, 83-97.

ROCHETTE P. (1983). - Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Thèse 3ième cycle, Grenoble, 136 p.

ROCHETTE P. et FILLION G. (1987). - Unexpected magnetic properties of goethite in pure synthetic powders and in rocks. GA1.10-28; IUGG XIX General Assembly, Vancouver.

ROCHETTE P., AUBOURG C., LAMARCHE G. et VIALON P. (1987). - Utilisation de la susceptibilité magnétique et de son anisotropie dans le cadre d'un forage profond dans la zone subalpine. GPF 3, Thème 5, Doc. BGRM n° 142, 87-94.

SCHULTZ-KRÜTISCH T. et HELLER F. (1985). - Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in bundsandstein deposits from southern Germany. J. Geophys., 57, 51-58.

SCHWARZ E.J. (1975). - Magnetic properties of pyrrhotites and their use in applied geology and geophysics. Geol. Surv. Canada Paper, 74-59, 24 p.

SCHWERTMANN U., CAMBIER P. et MURAD E. (1985). - Properties of goethites of varying crystallinity. Clays & Clay Minerals, 33, 369-378.

SCRIBA H. et HELLER F. (1978). - Measurements of anisotropy of magnetic susceptibility using inductive magnetometers. J. Geophys., 44, 341-352.

SIDDANS A.W. (1977). - The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. Tectonophysics, 39, 533-557.

SMITH B. (1987). - Consequences of the maghemitization on the magnetic properties of submarine basalts : synthesis of previous work and results concerning basement rocks from mainly DSDP Legs 51 and 52. Phys. Earth Planet. Interiors, 46, 206-226.

SMITH G.M. et BANERJEE S.K. (1987). - The dependence of weak field susceptibility on applied magnetic field. Phys. Earth Planet. Interiors, 46, 71-76.

STACEY F.D. et BANERJEE S.K. (1974). - The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam.

STRANGWAY D.W., HONEA R.M., Mc MAHON B.E. et LARSON E.E. (1968). - The magnetic properties of naturally occuring goethite. Geophys., J.R. Astr. Soc., 15, 345-359.

THELLIER E. et THELLIER D. (1949). - Sur les propriétés magnétiques des roches éruptives pyrénéennes. C. R. Acad. Sci. Paris, 228, 1958-1960.

THOMPSON R. et OLDFIELD F. (1986). - Environmental magnetism. Allen & UNWIN, London, 227 p.

VERGNE R. (1987). - Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique magnétique d'une roche ; aspects et grandeurs physiques liés au problème. Ann. Geophys., 5, à paraître.

VERGNE R., MOLLARD P., VIALON P. et ROCHETTE P. (1988). - Modèle d'anisotropie des propriétés magnétiques induite par l'O.P.F. d'une roche déformée. Rev. Phys. Appl., sous presse.

VIALON P. (1979). Les déformations continues - discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv., 72, 663-690.

VIALON P., ROCHETTE P. et LAMARCHE G. (1984). - Caractéristiques microstructurales et magnétiques des schistes et calcaires noirs du front de Belledonne. Rapport GPF 1 Thème 5, Doc. BRGM 81-5.

VIALON P., ROCHETTE P. et MENARD G. (1988). - The interaction of indentation and rotation in the evolution of the western alpine arc. in : Fermor Lecture 1987, special publ. Geol. Soc. London, sous presse.

VIOLAT C. et DALY L. (1971). - Anisotropie provoquée sur des roches volcaniques par action d'un champ alternatif; C. R. Acad. Sci. Paris, 273, 158-161.

WAGNER J.J. (1984). - Physical properties of the Ivrea zone and adjacent areas. In : Geomagnetic and gravimetric studies of the Ivrea zone, Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Géophysique n° 21, Kümmerly & Frey, Berne.

WARD J.C. (1970). - The structure and properties of some iron sulphides. Rev. Pure Applied Chem., 20, 175-206.

WASILEWSKI P.J. (1987a). - Induced magnetization of intrusive igneous rocks and the geological context. GA1. 6-1, IUGG XIX General Assembly, Vancouver.

WASILEWSKI P.J. (1987b). - A new class of natural magnetic materials : the ordering alloys. GA1. 10-26, IUGG XIX General Assembly, Vancouver.

WESTPHAL M. (1976). - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée Occidentale. Thèse d'Etat, Strasbourg, 304 p.

1 MARS 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

- 1 MARS 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de DOCTORAT d'ETAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
de GRENOBLE

Titre de l'ouvrage :

LA SUSCEPTIBILITE ANISOTROPE DES ROCHES FAIBLEMENT MAGNETIQUES ORIGINES ET APPLICATIONS

Nom de l'auteur : Pierre ROCHETTE

Etablissement : Observatoire de Grenoble

RESUME

La susceptibilité des roches faiblement magnétiques a une origine complexe : aux grains ferromagnétiques se rajoutent des contributions dia-, para-, et antiferro-magnétiques. Celles-ci ont été mises en évidence grâce à de nouvelles techniques de mesures magnétiques en champ fort et température variable. Les propriétés liées aux phyllosilicates et carbonates ferromagnétiques, à la pyrrhotite et à la goethite ont été particulièrement étudiées. La susceptibilité magnétique ainsi analysée permet de suivre l'évolution pétrologique des roches, en particulier en fonction du métamorphisme et de l'altération.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique doit être interprétée en fonction de la nature et de l'orientation préférentielle des grains magnétiques. En prenant en compte les mécanismes de la déformation on a accès ainsi à certaines données structurales difficilement appréhendées par les méthodes classiques du fait de la sensibilité et la rapidité des mesures magnétiques ; il s'agit en particulier des linéations d'étirement en zones peu déformées. Les éléments d'une modélisation quantitative de la relation entre déformation et anisotropie magnétique sont discutés.

Les études de cas ont porté sur des roches sédimentaires non métamorphiques à mésozonales, principalement alpines, sur différents granites et sur des péridotites.

MOTS - CLES

Magnétisme des roches ; Susceptibilité ; Anisotropie ; Minéralogie ; Pétrofabrique ; Alpes ; Granites.