



HAL
open science

Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées : exemple des Terres Noires subalpines .

Charles Aubourg

► **To cite this version:**

Charles Aubourg. Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées : exemple des Terres Noires subalpines .. Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1990. Français. NNT: . tel-00635804

HAL Id: tel-00635804

<https://theses.hal.science/tel-00635804>

Submitted on 26 Oct 2011

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

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



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

AUBOURG
(Ch.)

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

25 JUIN 1990

Spécialité :
SCIENCES DE LA TERRE
(option : Géophysique Interne)

par

Charles AUBOURG

SUJET

Méthodes d'étude de la fabrique magnétique
appliquées aux roches sédimentaires peu déformées
exemple des Terres Noires subalpines

Soutenue le 5 février 1990 devant la Commission d'Examen

| | | |
|------------------|---------------------------|--------------------|
| M. P. VIALON | Professeur U.J.F. | Président |
| M. P. ROCHETTE | Chargé de Recherche | Directeur de Thèse |
| M. J.-L. BOUCHEZ | Professeur Univ. Toulouse | Rapporteurs |
| M. J.-P. COGNE | Maître de Conférence | |
| M. G. PERRIER | Professeur U.J.F. | Examineurs |
| M. M. DEKKERS | Docteur (PhD) Utrecht | |

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

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité :
SCIENCES DE LA TERRE
(option : Géophysique Interne)

par

Charles AUBOURG

SUJET

**Méthodes d'étude de la fabrique magnétique
appliquées aux roches sédimentaires peu déformées
exemple des Terres Noires subalpines**

Soutenu le 5 février 1990 devant la Commission d'Examen

| | | | | |
|----|-------|----------|---------------------------|--------------------|
| M. | P. | VIALON | Professeur U.J.F. | Président |
| M. | P. | ROCHETTE | Chargé de Recherche | Directeur de Thèse |
| M. | J.-L. | BOUCHEZ | Professeur Univ. Toulouse | Rapporteurs |
| M. | J.-P. | COGNE | Maître de Conférence | |
| M. | G. | PERRIER | Professeur U.J.F. | Examineurs |
| M. | M. | DEKKERS | Docteur (PhD) Utrecht | |

25 JUIN 1990

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.48.43

NNB 10083543

A mon père

" C'est quand même grâce aux progrès fantastiques de la science que désormais nous savons que, quand on plonge un corps dans la baignoire, le téléphone sonne "

Pierre Desproges
Textes de Scène

-AVANT-PROPOS-

1245 : je n'ai pas précisément compté, mais voici déjà quelques 1245 jours passés au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (URA-CNRS n° 733, Observatoire de Grenoble) à l'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et Mécanique de l'Université Joseph Fourier de Grenoble I à Grenoble donc [Poupinet, 1990] !

Je sens poindre une raillerie... Bien sûr nous soustrairons les jours de vacances, les week-ends prolongés, les parties de ping-pong et de tennis, et les longues pauses thé...

Mais à l'évidence, ces journées m'ont semblé fructueuses.

Pierre Rochette, avec ce nom prédestiné, m'a toujours donné au moment opportun des remarques pertinentes et précises sans jamais faire montre d'un esprit trop directif. Je te remercie très vivement ici de la confiance que tu m'as accordée pendant ces 1245 jours en dépit de ma légendaire maladresse [Aubourg, 1990].

Pierre Vialon, un autre nom prédestiné et non moins connu, m'a fait l'honneur de présider mon Jury. Je vous remercie d'avoir supporté mes facéties "macintoshiennes" [Vialon, 1990] et je vous suis particulièrement reconnaissant de m'avoir judicieusement conseillé, rappelé à l'ordre quand il le fallait, fait l'exégèse des Alpes et "taquiné" tout au long de ces 1245 jours.

Guy Perrier m'a maintenant depuis 6 ans initié aux techniques géophysiques. Je vous remercie de la confiance que vous m'avez accordée, en particulier pour les cours à l'ENS de Lyon.

Jean-Luc Bouchez et Jean-Pascal Cogné ont eu la lourde tâche d'être les rapporteurs de ce travail. Recevez ici toute la considération qu'un docteur fraîchement émoulu est capable de donner.

Marc Dekkers, reçois ici mes remerciements pour les nombreuses corrections "à la Zijderveld", qui est, je crois ton Maître spirituel en la matière.

Une pensée bien sûr pour Gilles Ménard, sans qui les Alpes ne tourneraient pas rond.

De mon passage éclair à l'Institut de Mécanique de Grenoble, je retiendrai une excellente collaboration avec le professeur J.P. Boelher et son équipe, qui m'a apporté beaucoup d'un point de vue expérimental.

Une thèse ne se fait pas seul. C'est sur ce constat impitoyable que j'adresse une foulditude de remerciements à toutes les personnes, qui de près ou de loin, d'un point de vue scientifique ou non, ont aidé singulièrement à faire avancer cet ouvrage que d'aucuns considèrent maintenant comme une thèse. Merci Anne pour ta patience et ton organisation ! Bien sûr, je ne peux pas citer tout le monde, mais sachez que dorénavant, je ne renverserai plus de café ou de thé et ne mangerai plus les derniers gâteaux [Posthésardex et al., 2001] ! Si si promis !

AUBOURG Charly. "Parcours chaotique d'un étudiant autour d'un attracteur étrange : le magnétisme des roches". Journal de Philosophie Structurale, 8,12,45,t 22XX, 6547-8945, 1990.

POUPINET George. "De la simplicité des abréviations dans la Sémantique Générale". A.M.N.T.O.U, numéro unique. 1990.

POSTHESARDEX Aiuto. "Qui veut du sucre ?" Lettre de la convivialité étonnante et du consensus conflictuel. 2001.

VIALON Pierre. "Les polices de caractères du Macintosh : mythe ou réalité ?" Mac News. En cours d'impression (la police est introuvable).

Liste des symboles et des abréviations utilisés

| | |
|--------|--|
| ACF | Anisotropie de susceptibilité magnétique en champ fort |
| ASA | Anisotropie de susceptibilité anhystérétique |
| ASM | Anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible |
| ARA | Aimantation rémanente anhystérétiques |
| ARC | Aimantation rémanente cristalline |
| ARI | Aimantation rémanente isotherme |
| ARIs | Aimantation rémanente isotherme à saturation |
| ARN | Aimantation rémanente naturelle |
| ARV | Aimantation rémanente visqueuse |
| ATR | Aimantation rémanente thermorémanente |
| C | constante de Curie |
| Dmax | Densité maximale des marqueurs |
| dK | différence de susceptibilité entre deux axes principaux d'ASM |
| dM | différence d'aimantation entre deux axes principaux d'ASM |
| Eij | demi-angle de confiance résultant de la moyenne tensorielle dans le plan Ki-Kj |
| F | taux d'anisotropie planaire (K2/K1) |
| H | champ appliqué (Tesla) |
| Hc | champ coercitif |
| Hcr | champ coercitif rémanent |
| H1/2 | champ coercitif de demi désaimantation (d'ARI ou d'ARA) |
| Hm | taux d'anisotropie du marqueur |
| Hr | taux d'anisotropie de la roche |
| K | susceptibilité volumique |
| Ko | susceptibilité en champ faible |
| Kf | susceptibilité ferromagnétique |
| Kl | susceptibilité en champ fort |
| Ka | susceptibilité anhystérétique |
| Ki | axes principaux de susceptibilité (i=1,2,3) |
| κ | paramètre de forme |
| L | taux d'anisotropie linéaire (K1/K2) |
| La | linéation magnétique ambiguë |
| Li | linéation magnétique d'intersection |
| Lo | longueur initiale |
| L1 | longueur finale |
| Lt | linéation d'étirement minéral parallèle au transport |
| li | élongation quadratique |
| Ms | aimantation à saturation |
| N | facteur de champ démagnétisant |
| O.P. | orientation préférentielle |
| O.P.F. | orientation préférentielle de forme |
| O.P.R | orientation préférentielle de réseau |
| P | degré d'anisotropie (K1/K3) |
| So | stratification |
| S1 | schistosité |
| T | paramètre de forme (-1 : linéaire; +1 : planaire) |
| χ | susceptibilité massique |
| X,Y,Z | axes de déformation finie (X>Y>Z) |

Liste des figures

| | | |
|----------|--|-------|
| fig.1,1 | Les différents comportements du magnétisme. | 6 |
| fig.1,2 | Moments magnétiques élémentaires et les différents types d'ordre. | 7 |
| fig.1,3 | Cycle d'hystérésis d'un ensemble de grains ferromagnétiques. | 8 |
| fig.1,4 | Le paramètre de forme N dans deux cas extrêmes. | 9 |
| fig.1,5 | Agrégat cristallin comportant polydomaines et monodomaines | 10 |
| fig.1,6 | Courbes d'aimantation d'un grain monodomaine | 11 |
| fig.1,7 | Le déplacement des parois lors de l'application d'un champ inducteur | 12 |
| fig.1,8 | Cas du grain pseudomonodomaine | 12 |
| fig.1,9 | Diagramme ternaire des différentes solutions solides | 16 |
| fig.1,10 | Trois types de déformation d'un agrégat | 21 |
| fig.1,11 | Evolution théorique des ellipses de sous-fabriques | 22 |
| fig.1,12 | Modèle de March-Fernandez | 24 |
| fig.1,13 | Evolution des paramètres d'anisotropie avec la teneur en magnétite | 26 |
| fig.1,14 | Diagrammes ARIs/Kf et ARA/Kf | 28 |
| fig.1,15 | Test de Lowrie-Fuller modifié | 29 |
| fig.1,16 | Spectres de champ coercitif | 30 |
| fig.1,17 | Spectres de champ coercitif sur des grains calibrés | 30 |
| fig.1,18 | Les effets de la rémanence sur les axes d'anisotropie | 33 |
| fig.1,19 | Evolution d'une pétrofabrique dans le cadre d'une déformation rotationnelle | 34 |
| fig.1,20 | Corrélations entre les paramètres magnétiques et la déformation finie | 35 |
| fig.1,21 | Tirage aléatoire dans le cadre de la méthode de Henry | 37 |
| fig.1,22 | Domaine expérimental du modèle de Henry | 38 |
| fig.1,23 | Application de la méthode de Henry à un site naturel (N10) | 38 |
| fig.1,24 | Paramètres d'anisotropie en fonction de la susceptibilité moyenne | 39 |
| fig.1,25 | Exemple d'utilisation de l'ASA partielle | 42 |
| fig.1,26 | Schéma récapitulatif du prélèvement et du traitement des échantillons | 46 |
| fig.1,27 | Application de la moyenne tensorielle | 52 |
| fig.2,,1 | Cadre structural des massifs subalpins | 58 |
| fig.2,2 | Les massifs subalpins dans un contexte de poinçonnement | 59 |
| fig.2,3 | Logs stratigraphiques synthétiques de la couverture Dauphinoise | 60 |
| fig.2,4 | Zonation du métamorphisme dans les Alpes externes | 62 |
| fig.2,5 | Coupes équilibrées dans les chaînes subalpines | 63 |
| fig.2,6 | Les relations macrostructurales et le déplacement de la couverture subalpine | 64 |
| fig.2,7 | Carte structurale simplifiée de la zone Ardéchoise | 69 |
| fig.2,8 | Chaînes subalpines Sud | 70-71 |
| fig.2,9 | Chaînes subalpines Nord | 72 |
| fig.2,10 | Les Bauges | 73 |
| fig.2,11 | Courbe d'aimantation induite sur un site des Terres Noires | 75 |
| fig.2,12 | Contribution de la matrice argileuse | 75 |
| fig.2,13 | Contribution de la matrice dans les Terres Noires | 76 |
| fig.2,14 | Corrélation entre les Kl et la teneur des phyllosilicates | 77 |
| fig.2,15 | Quelques spectres de désaimantation thermiques dans les Terres Noires | 78 |
| fig.2,16 | Test de Lowrie-Fuller modifié dans les Terres noires | 80 |
| fig.2,17 | Paramètres magnétiques (ARA/Kf, ARI/Kf, H1/12) | 81 |
| fig.2,18 | Spectres de champ coercitif | 82 |
| fig.2,19 | Les marqueurs magnétiques des Terres noires | 85 |
| fig.2,20 | Résultats d'anisotropie en champ fort | 86 |
| fig.2,21 | Evolution des degrés d'anisotropie magnétique des différentes phases | 88 |
| fig.2,22 | Les paramètres magnétiques en fonction de la susceptibilité moyenne | 89 |
| fig.2,23 | Relation entre les faciès et la susceptibilité moyenne | 89 |
| fig.2,24 | Axes d'ASM des sites des Terres Noires ardéchoises | 91 |
| fig.2,25 | Axes d'ASM des sites des Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun | 92 |
| fig.2,26 | Les paramètres d'anisotropie magnétiques des chaînes subalpines Sud | 94 |
| fig.2,27 | Axes d'ASM des Terres Noires des Baronnies et du Diois | 96 |

| | | |
|----------|---|-----|
| fig.2,28 | Axes d'ASM des Terres Noires du Dévoluy | 98 |
| fig.2,29 | Axes d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord | 101 |
| fig.2,30 | Axes d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord | 103 |
| fig.2,31 | Axes d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord | 104 |
| fig.2,32 | Les paramètres d'anisotropie magnétiques des chaînes subalpines Nord | 106 |
| fig.2,33 | Les paramètres d'anisotropie magnétiques du Néocomien | 109 |
| fig.2,34 | Axes d'ASM du Néocomien | 108 |
| fig.2,35 | Comparaison ASA-ASM du site N4* | 110 |
| fig.2,36 | Contexte structural du site N10 | 112 |
| fig.2,37 | Comparaison ASA-ASM du site N7 | 113 |
| fig.2,38 | Comparaison ASA-ASM des sites N12 et N17 | 114 |
| fig.2,39 | Comparaison ASA-ASM des sites E1,E2,E3,E4 | 116 |
| fig.2,40 | Axes d'ASA et d'ASM dans le cas de fabriques intermédiaires | 118 |
| fig.2,41 | Influence de la teneur en grains monodomaines | 120 |
| fig.2,42 | Sites à fabriques inverses étudiés par Rochette (1988b) | 121 |
| fig.2,43 | Rotations rigides possibles des grains de magnétites | 122 |
| fig.2,44 | Les pôles géomagnétiques du SE de la France (Jurassique --> Actuel) | 124 |
| fig.2,45 | Diagrammes de Zijderveld. | 126 |
| fig.2,46 | Diagrammes de Zijderveld | 127 |
| fig.2,47 | Spectres de désaimantation thermique d'ARN des Terres Noires | 125 |
| fig.2,48 | Directions d'ARN sans correction tectonique | 129 |
| fig.2,49 | Les moyennes d'ARN avec ou sans correction tectonique | 128 |
| fig.2,50 | Polarités du champ géomagnétique terrestre pendant le Jurassique | 131 |
| fig.2,51 | Caractéristique de la consolidation des argiles de la Flachère | 133 |
| fig.2,52 | Spectre de désaimantation d'ARIs sur un échantillon d'argile de la Flachère | 134 |
| fig.2,53 | Mesures en champ fort d'un échantillon d'argile | 134 |
| fig.2,54 | Les fabriques magnétiques des argiles de la Flachère | 135 |
| fig.2,55 | Paramètre d'anisotropie L et F des deux compactations | 136 |
| fig.2,56 | Fabrique arquée d'argiles déformées expérimentalement | 136 |
| fig.3,1 | Inversions d'axes d'anisotropie en champ faible dans le site N6 | 145 |
| fig.3,2 | Carte des linéations magnétiques détectées dans les Terres Noires | 146 |
| fig.3,3 | Relations entre les phyllosilicates et les grains de magnétite | 148 |
| fig.3,4 | Relation entre Lo et L1 dans le cas d'une compression simple | 152 |
| fig.3,5 | Relation entre Lo et L1 dans le cas d'un cisaillement simple | 152 |
| fig.3,6 | Carte synthétique des linéations magnétiques associées au transport | 155 |
| fig.3,7 | Evolution possible de la couverture subalpine Nord | 157 |
| fig.3,8 | Modèle de translation et rotation des MCE selon Vialon et al. 1989 | 156 |
| fig.3,9 | modèle d'acquisition des linéations magnétiques de transport | 158 |

Liste des tableaux

| | | |
|------------|---|-----|
| Tableau 1 | Les grandeurs magnétiques et leurs unités. | 5 |
| Tableau 2 | Les paramètres magnétiques. | 8 |
| Tableau 3 | Les différentes aimantations rémanentes | 14 |
| Tableau 4 | Quelques propriétés magnétiques des minéraux diamagnétiques | 15 |
| Tableau 5 | Quelques propriétés magnétiques des minéraux paramagnétiques | 16 |
| Tableau 6 | Quelques propriétés magnétiques des minéraux ferromagnétiques | 18 |
| Tableau 7 | Quelques propriétés magnétiques des minéraux antiferromagnétiques | 18 |
| Tableau 8 | Les symboles des axes principaux d'ASM | 31 |
| Tableau 9 | Les paramètres d'anisotropie | 32 |
| Tableau 10 | Comparaisons des différentes techniques d'anisotropie | 45 |
| Tableau 11 | Résultats champ fort (site N7,N12,N17) | 87 |
| Tableau 12 | Résultats champ fort (site N12) | 87 |
| Tableau 13 | Organigramme des techniques d'étude de l'anisotropie magnétique | 159 |

-TABLE DES MATIERES-

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION..... | 1 |
| PREMIERE PARTIE..... | 3 |
| A PROPRIETES MAGNETIQUES DES MINERAUX..... | 5 |
| A-I GENERALITES..... | 5 |
| A-I-1 Grandeurs et unités..... | 5 |
| A-I-2 Les comportements magnétiques intrinsèques..... | 5 |
| A-I-3 CARACTERISTIQUES DES FERROMAGNETIQUES (S.L)..... | 9 |
| A-II LES MINERAUX MAGNETIQUES NATURELS..... | 15 |
| A-II-1 Origine du magnétisme des minéraux..... | 15 |
| A-II-2 Les minéraux diamagnétiques..... | 15 |
| A-II-3 Les minéraux paramagnétiques..... | 15 |
| A-II-4 Les minéraux ferromagnétiques (s.l)..... | 16 |
| B LA FABRIQUE MAGNETIQUE..... | 19 |
| B-I GENERALITES..... | 19 |
| B-I-1 Définition..... | 19 |
| B-I-2 La détection d'une fabrique..... | 19 |
| B-II L' ACQUISITION D'UNE FABRIQUE..... | 20 |
| B-II-1 Considération générale sur la fabrique sédimentaire..... | 20 |
| B-II-2 Les modèles d'acquisition de fabrique..... | 20 |
| B-II-3 La modélisation d'une fabrique magnétique..... | 23 |
| C LES OUTILS EN MAGNETISME DES ROCHES..... | 26 |
| C-I LA MINERALOGIE MAGNETIQUE..... | 26 |
| C-I-1 Séparation des phases magnétiques..... | 26 |
| C-I-2 Caractérisation des grains ferromagnétiques..... | 27 |
| C-II L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN CHAMP FAIBLE..... | 31 |
| C-II-1 Historique..... | 31 |
| C-II-2 Principe..... | 31 |
| C-II-3 Présentation des résultats..... | 31 |
| C-II-4 Les causes de l'anisotropie de susceptibilité magnétique..... | 32 |
| C-II-5 Les données qualitatives d'ASM..... | 33 |
| C-II-6 Les données d'anisotropie..... | 34 |
| C-III L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE (ASA)..... | 40 |
| C-III-1 Historique..... | 40 |
| C-III-2 Principe..... | 41 |
| C-III-3 Les marqueurs d'ASA..... | 41 |
| C-III-4 L'ASA partielle..... | 42 |
| C-III-5 Protocole d'utilisation de l'ASA..... | 43 |
| C-IV L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE EN CHAMP FORT (ACF)..... | 44 |
| C-IV-1 Historique..... | 44 |
| C-IV-2 Protocole expérimental..... | 44 |
| C-IV-3 Les domaines d'application..... | 45 |
| C-V ETUDE DE LA REMANENCE | |
| LE PALEOMAGNETISME..... | 45 |
| D TECHNIQUES D'ANALYSE..... | 47 |
| D-I ECHANTILLONNAGE..... | 47 |
| D-I-1 Le site de prélèvement..... | 47 |
| D-I-2 Correction tectonique..... | 47 |
| D-II TRAITEMENTS STATISTIQUES DES MESURES..... | 48 |

| | |
|---|-----------|
| D-II-1 La statistique de Fischer..... | 48 |
| D-II-2 La moyenne tensorielle..... | 49 |
| D-III L'APPAREILLAGE..... | 51 |
| D-III-1 Kappabridge KLY-2 (ASM+MI-MA)..... | 51 |
| D-III-2 Equipement Molspin (ASA, PAL, MI-MA)..... | 53 |
| D-III-3 Les magnétomètres à Squid..... | 53 |
| D-III-4 Le four de désaimantation thermique (MI-MA, PAL)..... | 53 |
| DEUXIEME PARTIE..... | 55 |
| A- CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE..... | 57 |
| A-I CADRE GENERAL..... | 57 |
| A-II STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE SUBALPINE..... | 60 |
| A-II-1 Stratigraphie générale..... | 60 |
| A-II-2 Stratigraphie des Terres Noires..... | 61 |
| A-III CADRE STRUCTURALE..... | 61 |
| A-III-1 Les massifs subalpins Nord..... | 61 |
| A-III-2 Les massifs subalpins Sud..... | 65 |
| A-IV CONCLUSION..... | 66 |
| B- LES ETUDES MAGNETIQUES ANTERIEURES..... | 67 |
| B-I LA MINERALOGIE MAGNETIQUE..... | 67 |
| B-II LES AXES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE..... | 67 |
| B-III Les paramètres d'ASM..... | 68 |
| B-IV Conclusion..... | 68 |
| C- ETUDE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES SUBALPINES..... | 69 |
| C.1 ECHANTILLONNAGE..... | 69 |
| C.2 MINERALOGIE MAGNETIQUE..... | 73 |
| C.2-I LA MATRICE..... | 74 |
| C.2-I-1 Proportion de la matrice..... | 74 |
| C.2-I-2 Origine de la susceptibilité de la matrice..... | 76 |
| C.2-I-3 Conclusion..... | 77 |
| C.2-II LES FERROMAGNETIQUES..... | 77 |
| C.2-II-1 Spectres de désaimantation thermique d'ARIS..... | 77 |
| C.2-II-2 Test de Lowrie Fuller..... | 79 |
| C.2-II-3 Etude des rapports ARIS/Kf et Ka/Kf..... | 82 |
| C.2-II-4 Spectres de champ coercitif..... | 82 |
| C.2-II-5 Conclusion sur la fraction ferromagnétique..... | 83 |
| C.2-III SYNTHÈSE DE LA MINERALOGIE MAGNETIQUE..... | 83 |
| C.3 LES FABRIQUES MAGNETIQUES DES TERRES NOIRES ET DU CRETACE INFERIEUR..... | 84 |
| C.3-I L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE..... | 84 |
| C.3-III-1 Origine de l'anisotropie..... | 84 |
| C.3-II Les résultats d'ASM..... | 90 |
| C.3-II-1 Les Terres Noires de la région Ardéchoise..... | 90 |
| C.3-II-2 Les Terres Noires des chaînes subalpines sud..... | 91 |
| C.3-II-3 Les Terres Noires des chaînes subalpines nord..... | 99 |
| C.3-II-4 Le Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines Nord..... | 108 |
| C.3-III L'APPORT DE L'ASA DANS L'ETUDE DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES..... | 110 |
| C.3-III-1 L'apport de l'ASA dans le cas de fabriques normales..... | 110 |
| C.3-III-2 Les fabriques anormales..... | 116 |
| C.3-III-3 Synthèse de l'étude anhystérique..... | 123 |
| D ETUDE PALEOMAGNETIQUE DES TERRES NOIRES..... | 124 |
| D-I L'objectif de cette étude..... | 124 |
| D-II Le traitement des échantillons..... | 125 |
| D-III Les directions d'ARN après traitement..... | 128 |
| D-IV Le problème de la déformation..... | 131 |

| | |
|--|------------|
| D-V Le problème des rotations..... | 131 |
| D-VI Conclusion..... | 132 |
| E FABRIQUES EXPERIMENTALES..... | 132 |
| E-I COMPACTION EXPERIMENTALE DES ARGILES DE LA FLACHERE..... | 132 |
| E-I-1 Historique de l'expérience..... | 132 |
| E-I-2 Dispositif expérimental..... | 133 |
| E-I-3 Etude magnétique..... | 133 |
| E-I-4 Discussion..... | 136 |
| E-I-5 Conclusion..... | 138 |
| E-II ORIENTATION D'UNE POUDRE SOUS CHAMP..... | 138 |
| E-II-1 Protocole..... | 138 |
| E-II-2 Résultats..... | 138 |
| E-II-3 Utilisation quantitative des résultats..... | 139 |
| E-II-4 Conclusion..... | 139 |
| TROISIEME PARTIE..... | 141 |
| I INFLUENCE DES PHASES MAGNETIQUES..... | 143 |
| I-1 Les marqueurs magnétiques des Terres Noires..... | 143 |
| I-2 Le problème des petits grains ferromagnétiques..... | 144 |
| II CARTOGRAPHIE DES LINEATIONS MAGNETIQUES..... | 145 |
| II-1 Les linéations d'intersection..... | 145 |
| II-2 Les linéations de transport..... | 147 |
| II-3 Les linéations ambiguës..... | 147 |
| III ACQUISITION DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES..... | 148 |
| III-1 L'état non déformé..... | 148 |
| III-2 La déformation précoce..... | 149 |
| III-3 Acquisition d'une linéation de transport avant le plissement alpin..... | 149 |
| III-4 Les linéations d'intersection tardives..... | 150 |
| IV LA FABRIQUE MAGNETIQUE ET L'INTENSITE DE LA DEFORMATION..... | 150 |
| IV-1 Etude semi-quantitative des paramètres d'ASM..... | 151 |
| IV-2 Etude quantitative..... | 151 |
| IV-3 Conclusion..... | 153 |
| V INTEGRATION DES RESULTATS MAGNETIQUES DANS UN MODELE GEODYNAMIQUE..... | 154 |
| V-1 Allochtonie des massifs subalpins..... | 154 |
| V-2 Divergence des directions de transport..... | 156 |
| VI PROTOCOLE D'UTILISATION DES TECHNIQUES D'ETUDE DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE..... | 159 |
| CONCLUSIONS GENERALES..... | 163 |
| ANNEXE I..... | 167 |
| ANNEXE II..... | 169 |
| BIBLIOGRAPHIE..... | 171 |

INTRODUCTION

Cette thèse s'inscrit dans un programme mené au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (L.G.I.T) depuis 8 ans. Au delà de la classique application paléomagnétique, ce programme vise à asseoir dans les Sciences de la Terre une méthode d'estimation de l'état de déformation des roches par des moyens magnétiques particulièrement performants. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) permet en effet de définir rapidement, précisément et de façon non destructive, l'orientation préférentielle des minéraux magnétiques dans une roche, c'est à dire sa fabrique magnétique.

P. Rochette (1983, 1988a) et G. Lamarche (1987) se sont attachés à résoudre les problèmes d'ordre méthodologique et minéralogique inhérents à l'ASM d'une roche. Ils ont montré notamment la très bonne correspondance qui existait entre l'orientation des axes d'anisotropie magnétique et celle des microstructures géologiques dans le Jurassique dauphinois et le flysch éocène ultra-dauphinois.

Le travail que je présente est centré sur la détermination et la signification des linéations magnétiques dans les Terres Noires subalpines préalablement mises en évidence par Lamarche & Rochette (1987a). Ces linéations magnétiques présentent un intérêt tout particulier puisque d'une part, on peut ainsi les détecter alors qu'on ne retrouve pas leurs homologues microstructuraux directement visibles sur le terrain, et d'autre part, elles permettent de caractériser les déplacements dans les massifs subalpins.

L'objectif de ce travail est d'abord méthodologique en complétant judicieusement les données d'une part par l'appel systématique à la minéralogie magnétique et d'autre part, par l'utilisation de méthodes de mesure d'anisotropie encore méconnues qui sont l'Anisotropie de Susceptibilité Anihystérique (ASA) et l'Anisotropie en Champ Fort (ACF). On soulignera ainsi le rôle important de la matrice argileuse dans les roches déformées et celui des perturbations que peuvent induire les petits grains ferromagnétiques dans les données d'ASM des Terres Noires.

Par ailleurs, une série d'études préliminaires jettent les bases des travaux à venir :

- étude de l'ASM du Crétacé supérieur subalpin pauvre en microstructures directement visibles;
- étude de fabriques expérimentales (compaction d'argiles et orientation d'une poudre de roche sous champ);
- recherche d'aimantations rémanentes primaires des Terres Noires.

La thèse se divise en trois parties.

Partie I : C'est une synthèse surtout bibliographique portant sur les différents outils magnétiques utilisés. Un accent particulier est mis d'une part sur la validité du modèle de Henry (1983) et d'autre part sur une méthode statistique particulièrement bien adaptée aux problèmes de la fabrique magnétique : le calcul de la moyenne tensorielle.

Partie II : Elle regroupe l'ensemble des résultats obtenus. Ces données analytiques intéressent un très large champ d'investigation. On étudie successivement dans les Terres Noires : la minéralogie magnétique et les caractéristiques des marqueurs magnétiques (en utilisant l'ACF), l'ASM, et l'apport de l'ASA dans le cas de fabriques complexes où un intérêt particulier est apporté aux cas des fabriques anormales (inversion des axes d'anisotropie). L'apport des fabriques acquises expérimentalement est ensuite étudié. Enfin, les données paléomagnétiques des Terres Noires indiquent la portée d'une telle étude sur ces faciès.

Partie III: La validité des linéations magnétiques mises en évidence dans les Terres Noires et le Crétacé inférieur est discutée puis les résultats sont intégrés dans les modèles de mise en place des massifs subalpins. On propose enfin une méthodologie d'utilisation des différents outils éprouvée au cours de ce travail.

PREMIERE PARTIE

- A -*PROPRIETES MAGNETIQUES DES MINERAUX*
- B -*LA FABRIQUE MAGNETIQUE*
- C -*LES OUTILS EN MAGNETISME DES ROCHES*
- D -*TECHNIQUES D'ANALYSE*

A PROPRIETES MAGNETIQUES DES MINERAUX

A-I GENERALITES

Dans ce chapitre, nous n'aborderons pas les fondements physiques du magnétisme car nombreux sont les ouvrages qui traitent le sujet. Citons principalement Feynman (1979) pour les bases physiques générales et O'Reilly (1984) qui est plus spécialisé dans le magnétisme des roches.

A-I-1 Grandeurs et unités

Les grandeurs magnétiques fondamentales sont l'induction magnétique **B**, le champ magnétique **H**, le moment magnétique **m** et l'aimantation **M**. Dans le Système International (SI), ces grandeurs sont reliées par l'équation:

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{M}) \quad \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ SI}$$

Tous les minéraux ne vont pas s'aimanter de la même manière sous champ, ils sont caractérisés par la susceptibilité **K** qui dans le cas isotrope, est un scalaire sans dimension et qui relie le champ magnétique à l'aimantation par l'expression simple:

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

Le tableau suivant résume les unités des différentes grandeurs dans le système SI utilisé dans cette thèse, mais aussi dans le système cgs qui est largement répandu dans les ouvrages de référence antérieurs.

| | | SI | | cgs |
|----------|---------------------------|----------------------|---|---|
| B | Induction magnétique | 1 Tesla | ↔ | 10 ⁴ Gauss |
| H | Champ magnétique | 1 A/m | ↔ | 4π 10 ⁻³ Oe |
| M | Aimantation | 1 A/m | ↔ | 10 ⁻³ uem/cm ³ |
| m | Moment magnétique | 1 Am ² | ↔ | 10 ³ uem |
| K | Susceptibilité | 1 SI | ↔ | (1/4π) uem Oe ⁻¹ cm ⁻³ |
| χ | Susceptibilité spécifique | 1 m ³ /kg | ↔ | 10 ³ (1/4π) uem Oe ⁻¹ g ⁻¹ |

-Tableau 1-

A-I-2 Les comportements magnétiques intrinsèques

En fonction du champ et de la température, une substance minérale va développer un moment magnétique qui sera variable en intensité et en direction selon sa teneur en certains éléments (principalement Fe et Mn) et son système cristallographique.

A-I-2-1 Le diamagnétisme et le paramagnétisme

La figure 1,1 illustre les différents comportements magnétiques d'un matériau. La susceptibilité diamagnétique est négative, faible et indépendante du champ et de la température. Parler de minéraux diamagnétiques est un abus de langage car le diamagnétisme est universel. Cette appellation est pourtant

couramment employée car elle revient à exprimer l'absence des autres comportements magnétiques qui donnent une aimantation positive.

La susceptibilité paramagnétique (cas du paramagnétisme de Langevin) est positive, indépendante du champ et inversement proportionnelle à la température : elle suit la loi de Curie;

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

C est la constante de Curie, elle est proportionnelle à la teneur en éléments magnétiques et à leurs moments.

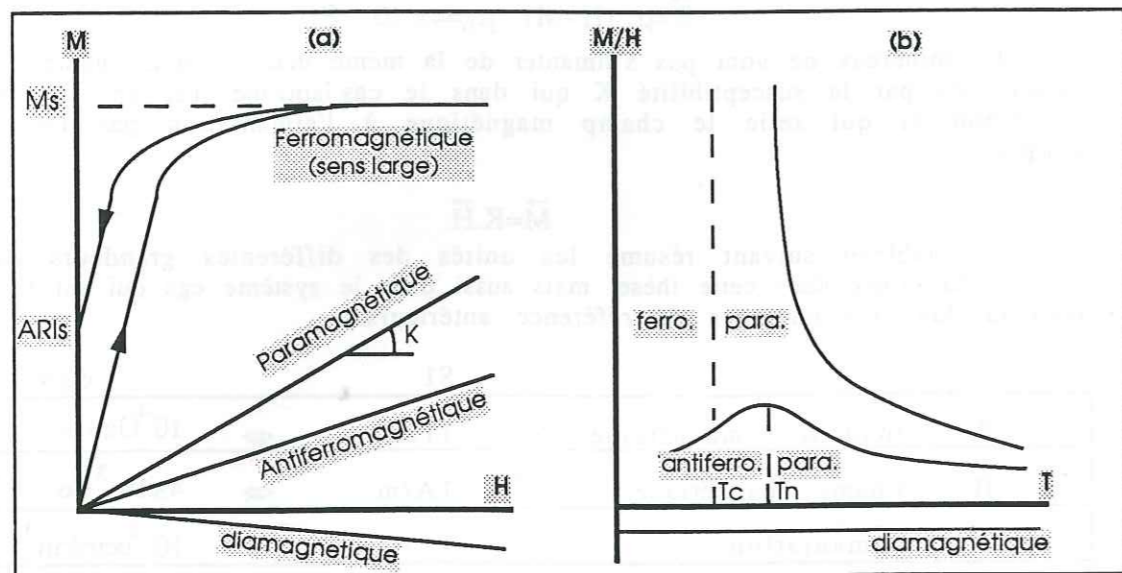


fig.1,1 Courbes caractéristiques des différents types de magnétisme : (a) aimantation en fonction du champ; (b) susceptibilité en fonction de la température (tiré de Rochette, 1983).

A-I-2-3 L'ordre magnétique

a) Les différentes familles

L'interaction forte de nature quantique, conduit à un ordre à grande échelle des spins qui couple les moments magnétiques. La figure 1.2 décrit les types d'ordre possibles de ces moments. Dans les ferromagnétiques (ex : fer), la nature du composé est telle que les moments sont parallèles les uns aux autres et de même sens. L'antiferromagnétisme conduit à deux réseaux de spins différents et opposés. Ces niveaux peuvent ne pas être strictement équivalents ou symétriques, dans ce cas, le moment résultant n'est plus nul et on obtient le ferrimagnétisme et le faible ferromagnétisme.

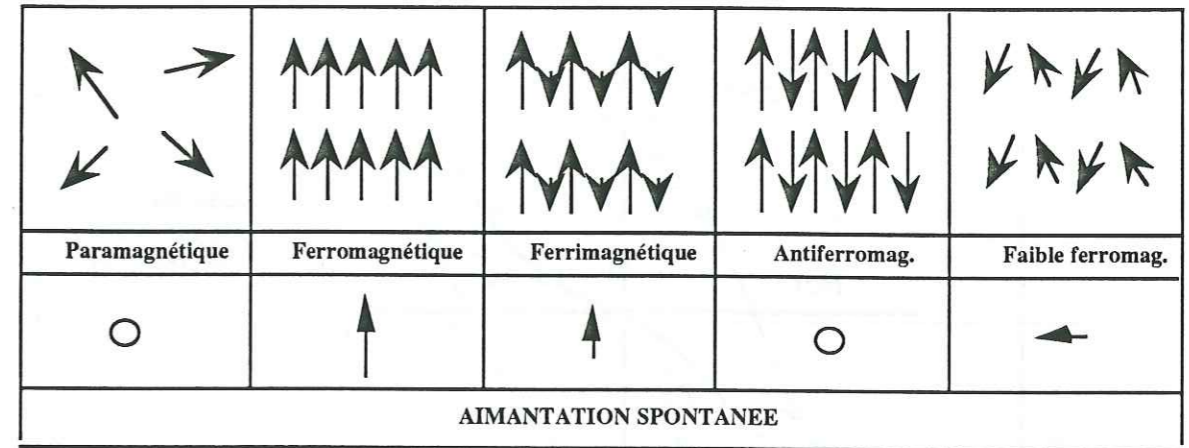


fig.1,2 Disposition des moments élémentaires et aimantation spontanée résultante pour les différents types d'ordre.

b) Température d'ordre

L'ordre magnétique disparaît lorsque l'on chauffe le corps au delà d'une température spécifique que l'on appelle température de Curie (Tc) pour les ferromagnétiques et température de Néel (Tn) pour les antiferromagnétiques. Au dessus de cette température, les corps deviennent paramagnétiques et la susceptibilité suit alors une loi de Curie-Weiss :

$$\chi = \frac{C}{(T-\theta)} \quad \theta: \text{Température de Curie paramagnétique}$$

La température θ est positive pour les ferromagnétiques et négative pour les antiferromagnétiques.

c) Aimantation spontanée

En dessous de la température d'ordre, les ferromagnétiques (s.l) qui regroupent les ferro-, ferri- et faible ferromagnétiques, montrent une aimantation spontanée, ce qui n'est pas le cas des antiferromagnétiques dont les propriétés s'apparentent au paramagnétisme à température ambiante.

d) Cycle d'hystérésis

Dans le cas général, l'aimantation d'un ferromagnétique (s.l) va décrire un cycle d'hystérésis sous champ variable (fig.1,3). La courbe de première aimantation est linéaire et réversible pour des faibles valeurs de champ (l'intensité de ce champ est spécifique du minéral considéré). Puis l'aimantation n'est plus réversible et conduit à une aimantation rémanente en champ nul. Au delà d'une certaine valeur de champ, l'aimantation est stable et maximale : c'est l'aimantation à saturation (Ms)

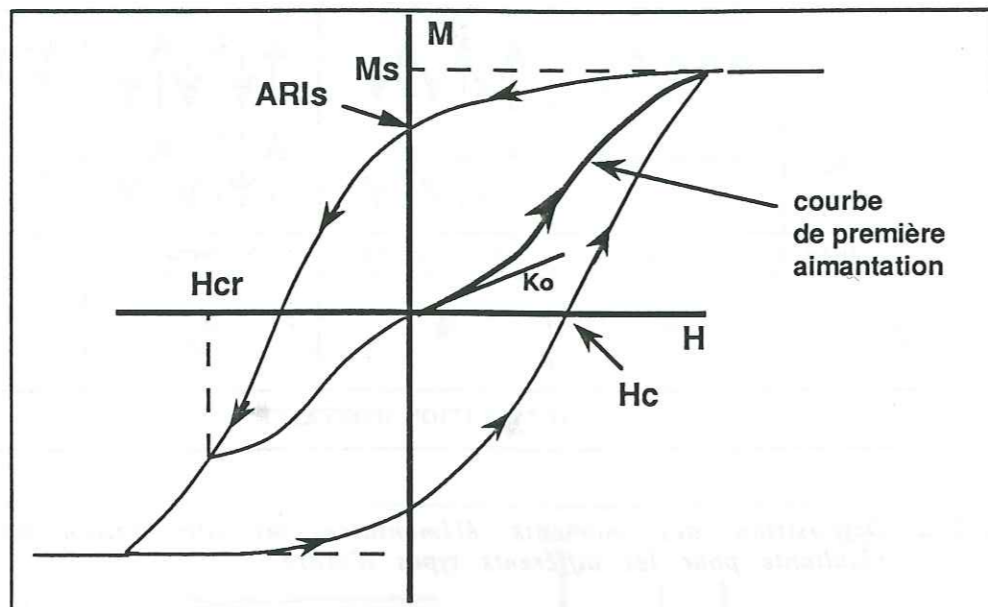


fig.1,3 Cycle d'hystérésis d'un ensemble de grains ferromagnétiques.

L'enveloppe du cycle d'hystérésis après saturation permet de visualiser différentes variables qui seront spécifiques de la nature du minéral mais aussi de sa taille et de sa forme. Elles sont regroupées dans le tableau suivant avec leur appellation et l'unité employée dans le système international :

| Appellation | Symbole | Unité (par volume) |
|------------------------------------|-----------|-------------------------|
| Aimantation à saturation | M_s | A/m |
| Aimantation rémanente à saturation | $ARIs$ | A/m |
| Susceptibilité en champ faible | K_o | sans dimension |
| Champ coercitif | H_c | A/m ($4\pi 10^{-7}$ T) |
| Champ coercitif rémanent | H_{cr} | " " " |
| Champ de demi acquisition | H_{cr}' | " " " |

-Tableau 2-

A-I-2-4 L'anisotropie magnétique

Deux formes d'anisotropie sont à considérer:

- l'anisotropie magnétocristalline;
- l'anisotropie de forme.

a) L'anisotropie magnétocristalline

L'aimantation dans un cristal tend à s'orienter suivant certaines directions de facile aimantation conditionnées par le réseau cristallin : c'est l'anisotropie magnétocristalline. Celle-ci est d'autant plus développée que le système cristallin est anisotrope. Elle devient par contre faible ou nulle pour les systèmes cubiques (magnétite).

b) L'anisotropie de forme

Quand on applique un champ magnétique sur un corps, celui-ci va être polarisé à l'instar des charges dans un champ électrique et un champ magnétique opposé va être créé : c'est le champ démagnétisant.

Le champ démagnétisant h est en première approximation proportionnel au champ appliqué et à un facteur N appelé facteur démagnétisant qui varie de zéro dans la direction d'un corps infiniment allongé à 4π (en cgs) dans la direction perpendiculaire à un disque de rayon infini (fig.1,4).

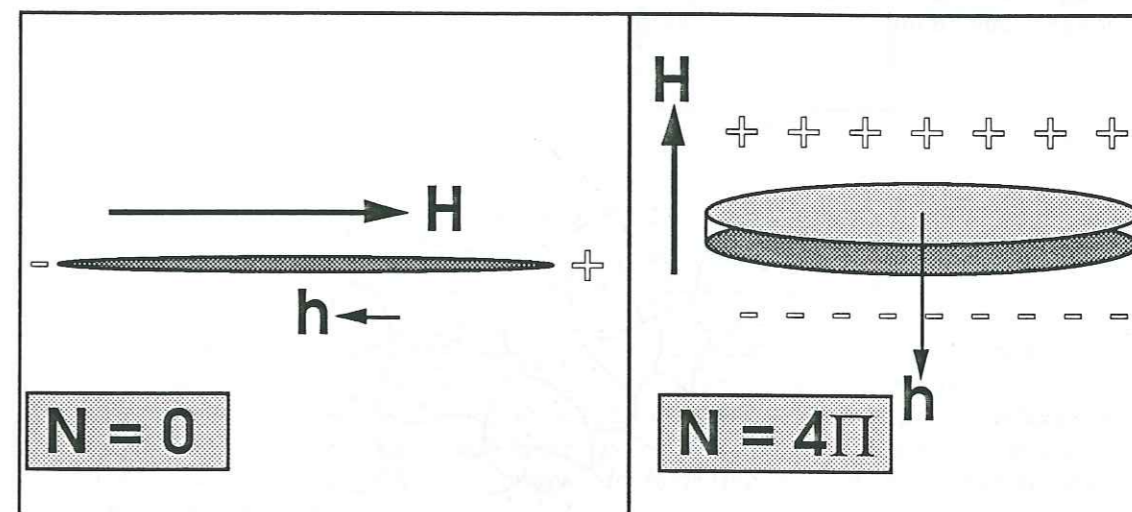


fig. 1,4 Paramètre de forme N dans le cas d'un corps très allongé (cigare) et dans le cas d'un disque. H et h sont respectivement les champs inducteur et démagnétisant.

La susceptibilité apparente, qui est celle que l'on mesure, c'est à dire non corrigée de cet effet démagnétisant peut s'écrire sous la forme :

$$K_{app} = \frac{K}{1+KN}$$

Cette expression montre que si la susceptibilité intrinsèque K est négligeable devant 1, le champ démagnétisant n'intervient pas; c'est le cas du paramagnétisme, du diamagnétisme, de l'antiferromagnétisme et du faible ferromagnétisme. Dans le cas contraire, l'anisotropie de forme n'est pas négligeable et conduit à une susceptibilité maximale dans la direction d'allongement du grain.

A-I-3 CARACTERISTIQUES DES FERROMAGNETIQUES (S.L)

A-I-3-1 Taille et forme des grains

a) Notion de domaines magnétiques

Généralement, le volume d'un grain ferromagnétique (s.l) se décompose en plusieurs domaines montrant diverses directions d'aimantation que l'on appelle domaines de Weiss. Il existe un volume critique (spécifique du minéral considéré) en deçà duquel la décomposition en domaines n'est plus la solution de moindre énergie : on dit alors d'un tel grain qu'il est monodomaine par opposition aux grains plus gros qui sont polydomaines.

Si il n'y a pas eu d'aimantation préalable, les domaines d'un grain tendront à se compenser par minimisation de l'énergie magnétostatique (champ démagnétisant) et l'aimantation résultante sera nulle : c'est la position d'équilibre la moins coûteuse en énergie. La figure (1,5 a) montre un exemple de cette compensation à l'échelle d'un agrégat cristallin comportant monodomaines et polydomaines.

Physiquement, les domaines sont séparés entre eux par une paroi que l'on nomme paroi de Bloch. L'épaisseur de celle-ci dépend de l'intensité de l'anisotropie magnétocristalline et la figure (1,5b) montre comment évolue le moment magnétique d'un domaine à l'autre.

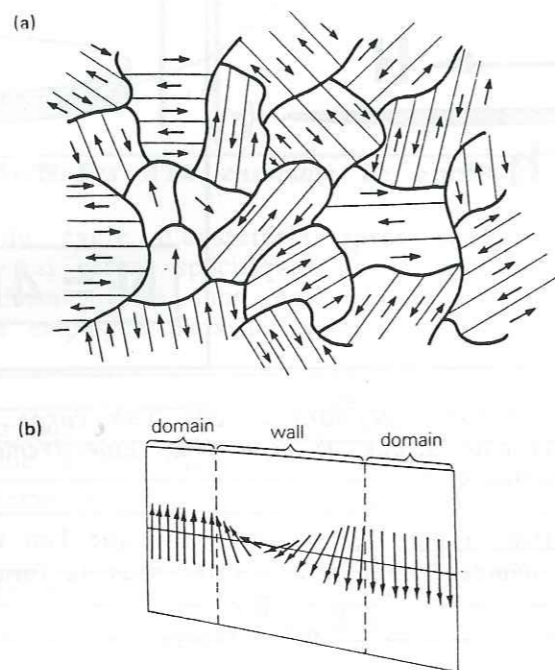


fig.1,5 (a) Agrégat cristallin comportant polydomaines et monodomaines.
(b) Evolution du moment magnétique entre deux domaines.

b) Les grains monodomaines

La théorie du comportement de ces grains a été établie par l'un des pères spirituel du magnétisme des roches en France et dans le monde: L. Néel (1949).

Considérons un grain à anisotropie uniaxiale. Le vecteur aimantation a deux positions d'équilibre de sens opposé. Selon que l'on applique un champ parallèlement ou perpendiculairement à l'axe d'allongement du grain, on obtient un cycle différent (fig. 1,6) : dans le cas (a), l'inversion de l'aimantation est instantanée dès lors qu'on passe le champ coercitif du grain. Pour des champs inférieurs, la susceptibilité est nulle. Les études de Daly (1970) en particulier, et Stephenson *et al.* (1986) ont montré que la susceptibilité était maximale perpendiculairement à l'axe d'allongement du grain (cas b).

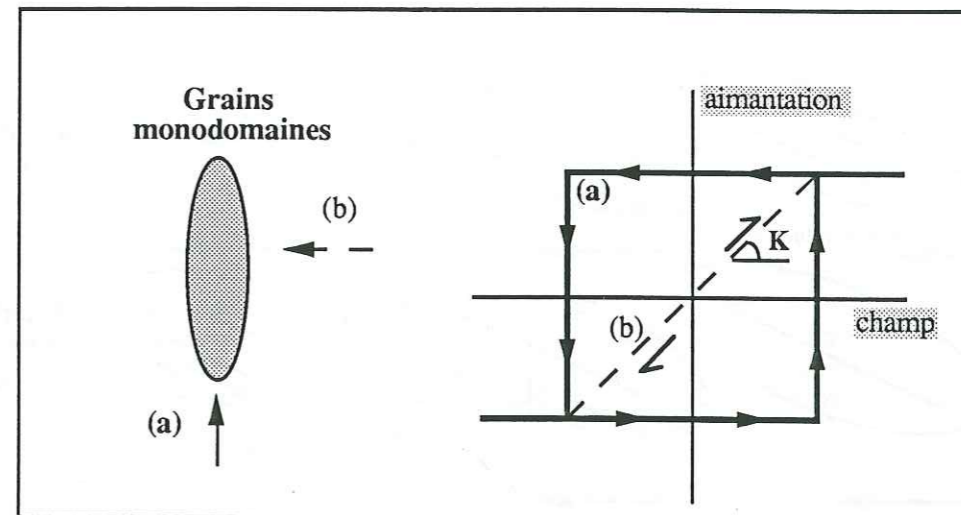


fig. 1,6 Courbes d'aimantation d'un grain monodomaine : (a) parallèlement à l'axe d'allongement du grain; (b) perpendiculairement.

En dessous d'un volume que l'on qualifie de volume critique V_C , le grain perd ses caractéristiques ferromagnétiques pour devenir paramagnétique : c'est le superparamagnétisme. Cette transition se produit lorsque le temps de relaxation de l'aimantation qui croît exponentiellement avec v/T (v : volume du grain, T : température), devient inférieur au temps de mesure. Les autres spécificités des grains monodomaines sont :

- un champ coercitif élevé
- une aimantation rémanente maximale
- une susceptibilité faible (si non superparamagnétique)

c) Les grains polydomaines

Sous champ croissant, on observe un déplacement des parois séparant les domaines au profit de ceux dont la direction et le sens de l'aimantation sont proches du champ inducteur. Les domaines dont l'aimantation est perpendiculaire se réduisent jusqu'à disparaître (fig. 1,7a).

La présence d'impuretés ou de défauts cristallins crée des irrégularités dans le mouvement des parois. Aussi, lorsque le champ inducteur diminue (fig. 1,7b), le mouvement des parois ne sera pas parfaitement réversible donnant lieu à une aimantation rémanente. C'est ce processus irréversible qui conduit au cycle d'hystérésis évoqué p.8.

Notons que la direction de l'aimantation induite n'est pas exactement la même que l'aimantation rémanente qui est conditionnée par l'anisotropie de forme ou magnétocristalline.

Les paramètres d'hystérésis des grains polydomaines sont très différents de ceux des grains monodomaines :

- la susceptibilité en champ faible est plus élevée;
- l'aimantation rémanente est plus faible;
- le champ coercitif est plus faible.

On remarque que si le champ coercitif en première approximation varie en raison inverse de la taille du grain, il est aussi fonction de sa forme : ainsi, à volume équivalent, le champ coercitif sera d'autant plus important que le grain est allongé.

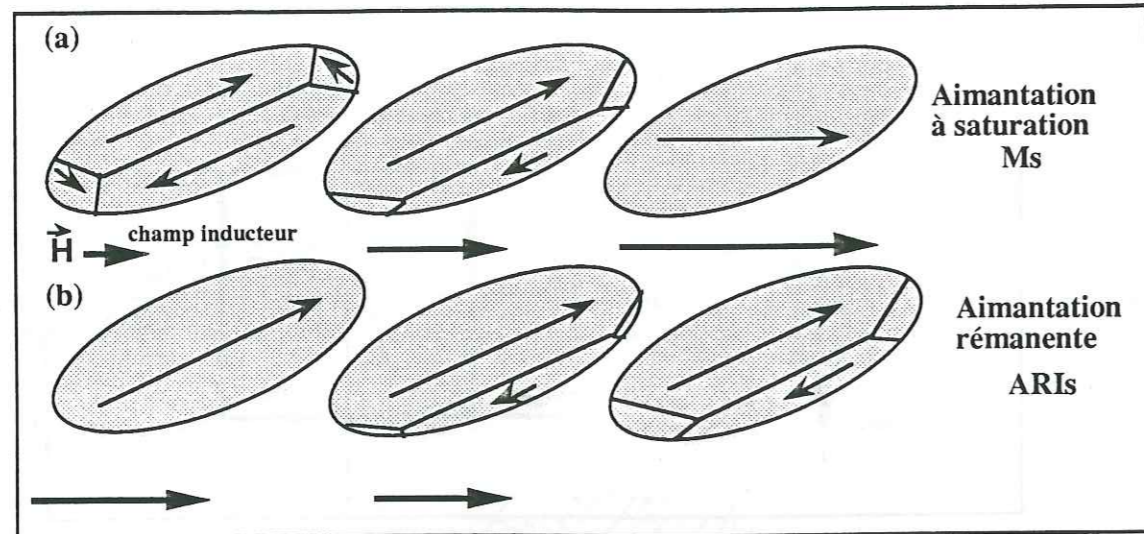


fig. 1,7 Le déplacement des parois séparant les domaines lors de l'application d'un champ inducteur \vec{H} : (a) croissance de \vec{H} ; (b) décroissance de \vec{H} .

d) Les grains pseudo-monodomaines

Bien que faisant partie des polydomaines, ces grains à quelques domaines s'apparentent par leurs caractéristiques aux monodomaines du fait d'un blocage des parois dans leur position d'équilibre. Ainsi, on peut considérer qu'en champ faible et inférieur au champ coercitif du minéral, la susceptibilité est minimale dans l'axe d'allongement du grain (fig.1,8).

Si les deux moments se compensent rigoureusement, il est possible de mesurer une aimantation qui correspond au moment magnétique de la paroi de Bloch dans une direction perpendiculaire à l'axe d'allongement du grain.

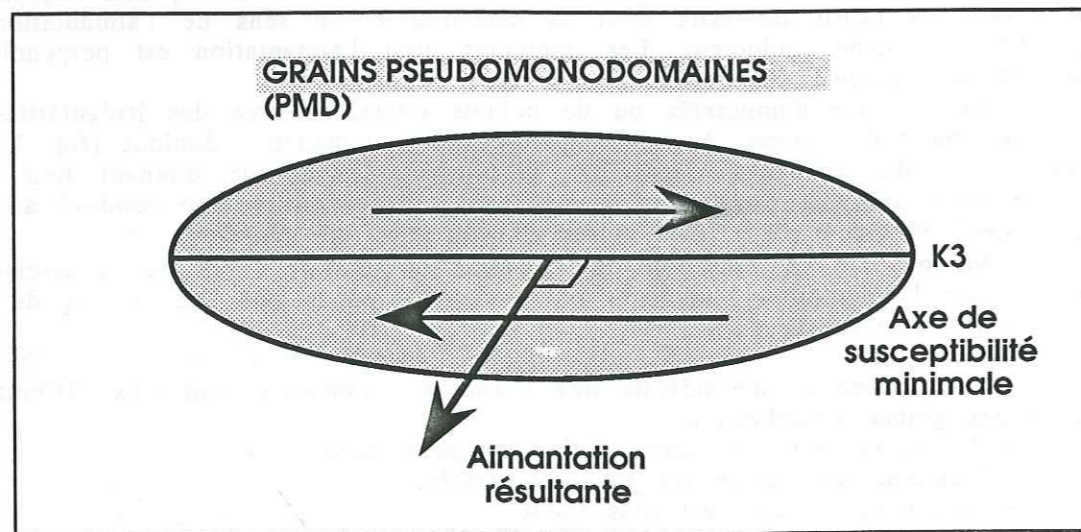


fig. 1,8 Cas du grain pseudomodomaine : la compensation parfaite des deux moments pourrait induire un axe de susceptibilité minimale K3 parallèlement à l'axe d'allongement du grain et une aimantation rémanente maximale perpendiculairement à l'axe d'allongement du grain.

e) Température de blocage et de Curie

Comme le temps de relaxation, qui conditionne la transition ferromagnétique-paramagnétique, est aussi fonction de la température, on peut définir, à volume donné, une température spécifique, que l'on appelle température de blocage T_B , au dessus de laquelle le grain perdra son aimantation et deviendra superparamagnétique. Pour une population de grains de taille variable d'un même minéral, on obtiendra une distribution plus ou moins continue des températures de blocage : la plus basse et la plus haute sont respectivement données par les plus petits et les plus gros grains. La température de blocage maximale est inférieure ou égale à la température de Curie.

f) Les interactions de grains

Les interactions entre grains peuvent apparaître dès que la concentration des minéraux ferromagnétiques avoisine 1% (O'Reilly, 1984). Les effets les plus généraux sont alors :

- la décroissance du champ coercitif avec l'augmentation de la taille des agrégats de grains (David & Evans, 1976);
- une désaimantation plus rapide alors que l'acquisition de l'aimantation devient plus difficile (Cisowski, 1981);
- la diminution de la susceptibilité (principalement s'il y a des grains superparamagnétiques).

Il peut arriver que ces effets ne soient pas négligeables dans le magnétisme des roches, ils sont en tout cas souvent négligés dans les études de poudre synthétiques où pourtant les concentrations de ferromagnétiques sont supérieures à 1% (par exemple: Borradaile & Alford, 1987 et Harstra, 1982a).

A-I-3-2 Les aimantations rémanentes

Le tableau 3 résume quelques caractéristiques des différents types d'aimantations rémanentes naturelles (ARN) ou artificielles.

L'ARA est une aimantation particulièrement intéressante car c'est un bon modèle d'ATR. En effet, l'acquisition d'une ARA est obtenue avec l'action conjointe d'un champ continu faible (de l'ordre du champ terrestre) et d'un champ alternatif fort. De fait, les moments magnétiques d'ARA sont statistiquement dispersés comme dans une ATR, sans transformations minéralogiques nuisibles qui peuvent apparaître lors d'une acquisition d'ATR (chauffe de l'échantillon). Cette aimantation est détruite tout aussi facilement en la soumettant sous champ alternatif. La grande souplesse que l'on a à créer ou enlever l'ARA fait de celle-ci une aimantation de choix pour les mesures d'anisotropie d'aimantation rémanente des roches.

| Aimantation | Abréviation | Stabilité | Particularités | Occurrences |
|-------------------------|-------------|-----------|---|--|
| Thermorémanente | ATR | forte | loi d'additivité répartition statistique des moments magnétiques. | roches volcaniques plutoniques, métamorphique.Labo |
| Chimique ou cristalline | ARC | forte | acquisition lors de la croissance des minéraux | maghématisation oxydation. néogénèse des m ^x |
| Détritique | ARD | variable | acquisition au cours de la sédimentation | sédimentation |
| Post-dépositionnelle | pARD | variable | acquisition pendant la diagénèse. (Kent, 1973) | diagénèse |
| Visqueuse | ARV | faible | son intensité croît comme le logarithme du temps. | champ stable stockage en labo |
| Isotherme | ARI | moyenne | répartition non statistique des moments.champ fort | coup de foudre |
| Anhystérétique | ARA | moyenne | dispersion statistique des moments comme l'ATR possibilité de créer des ARA partielles. | action conjointe d'un champ alternatif et d'un champ continu |
| Piezo-rémanente | APR | forte | effet de contrainte (Pozzi, 1973) | surcharge tectonique, essai en laboratoire |

-Tableau 3-

A-I-3-3 La désaimantation d'une aimantation rémanente

a) La désaimantation en champ alternatif

Lorsque l'on soumet un échantillon de roche à un champ magnétique alternatif \tilde{H} décroissant d'une valeur \tilde{H}_1 à 0, les minéraux qui ont un champ coercitif inférieur ou égal à \tilde{H} verront leurs moments magnétiques se répartir aléatoirement. Pour que la désaimantation soit efficace et isotrope, il est indispensable d'annuler le champ terrestre avec des écrans en mu-métal par exemple et de s'assurer que les crêtes du champ oscillant sont rigoureusement égales faute de quoi on obtiendra une aimantation anhystérétique parasite.

Il est possible d'optimiser la désaimantation en utilisant un système rotatif qui permet à tous les plans de l'échantillon d'être désaimantés. Cela est obtenu avec un système rotatif (tumbler) où la disposition des axes et leurs fréquences de rotation sont soigneusement choisies de façon à éviter l'acquisition d'une aimantation gyrorémanente parasite (Potter & Stephenson, 1988).

La théorie de comportement des grains magnétiques sous champ alternatif reste toutefois obscure (Tarling, 1983) car il est pratiquement impossible de désaimanter complètement une roche par cette méthode. La désaimantation par champ alternatif est cependant bien adaptée pour détruire les ARI et les ARA mais elle l'est moins pour les ATR et les ARV.

b) La désaimantation thermique

Un échantillon chauffé à une température T1, puis refroidi en champ nul, sera partiellement désaimanté car tous les grains possédant une température de blocage inférieure ou égale à T1 vont perdre leur aimantation rémanente (loi d'additivité de l'ATR).

L'inconvénient majeur de la désaimantation thermique réside dans les transformations minéralogiques inhérentes à la cuisson (Holm & Verosub, 1988). Pour cette raison, le champ résiduel ne doit pas dépasser 100 nT de façon à éviter l'acquisition d'ARC ou d'ATR dans le four. La désaimantation thermique est très efficace pour les ATR, notamment les ATR partielles, et les ARV.

A-II LES MINÉRAUX MAGNÉTIQUES NATURELS

A-II-1 Origine du magnétisme des minéraux

Le fer, qui est le quatrième élément le plus abondant dans la croûte terrestre, est le porteur principal du magnétisme (sous forme d'ions Fe²⁺ ou Fe³⁺) dans les minéraux. D'autres atomes peuvent être porteurs de moment magnétique comme le manganèse, le cobalt, le cuivre, etc... mais ils n'interviennent que dans des conditions géologiques particulières qui n'ont jamais été abordées dans cette thèse.

A-II-2 Les minéraux diamagnétiques

Le tableau 4 résume les caractéristiques de trois minéraux diamagnétiques très courants. Les données proviennent de la thèse de Rochette (1983) et de l'article de revue de Borradaile (1988). Outre la susceptibilité en champ faible, on donne le degré d'anisotropie de susceptibilité magnétique $P = K_1/K_3$, K₁ étant l'axe de susceptibilité maximale et K₃ l'axe de susceptibilité minimale.

| MINERAL | FORMULE | DENSITE | SUSCEPTIBILITE | ANISOTROPIE |
|---------|-----------------------------------|---------|-----------------------|-----------------------------------|
| | | | (10 ⁻⁶ SI) | (K ₁ /K ₃) |
| Calcite | CaCO ₃ | 2.7 | -13.8 | 1.13 |
| Quartz | SiO ₂ | 2.7 | -14.5 | 1.01 |
| Orthose | KAlSi ₃ O ₈ | 2.6 | -12.4 | 1.34 |

-Tableau 4-

A-II-3 Les minéraux paramagnétiques

Les minéraux paramagnétiques principaux sont les silicates dont les propriétés générales sont revues dans l'article de Coey *et al.* (1982). Une description approfondie des propriétés magnétiques des phyllosilicates a été réalisée par Ballet (1979).

Le tableau 5 donne les paramètres magnétiques de minéraux courants à température ambiante.

L'anisotropie magnétique des paramagnétiques est en général faible, sauf le cas exceptionnel de la sidérite qui présente une susceptibilité maximale parallèle à l'axe c.

| MINERAL | SUSCEPTIBILITE (10 ⁻⁶ SI) | ANISOTROPIE K ₁ /K ₃ | REFERENCES |
|-----------------|---|---|----------------------------|
| Biotite | 165-3000 | 1.35 | Ballet (1979) |
| Chlorite | 70-1500 | 1.37 | Borradaile (1988a) |
| Muscovite | 165 | 1.41 | " " |
| Illite | 430 | ? | Thompson & Oldfield (1986) |
| Montmorillonite | 120 | ? | " " |
| Sidérite | 3800 | 1.7-4.2 | Jacobs (1963) |

-Tableau 5-

A-II-4 Les minéraux ferromagnétiques (s.l)

Le fer métallique abondant dans les météorites n'existe presque pas à l'état naturel sur terre. Aussi va t-on décrire les différents  tats du fer dans lesquels s'inscriront les minéraux ferromagnétiques courants.

A-II-4-1 Les oxydes de fer

a) Le diagramme FeO-Fe₂O₃-TiO₂

Ce diagramme ternaire visualise les différentes solutions solides que nous allons passer en revue (Fig. 1,9).

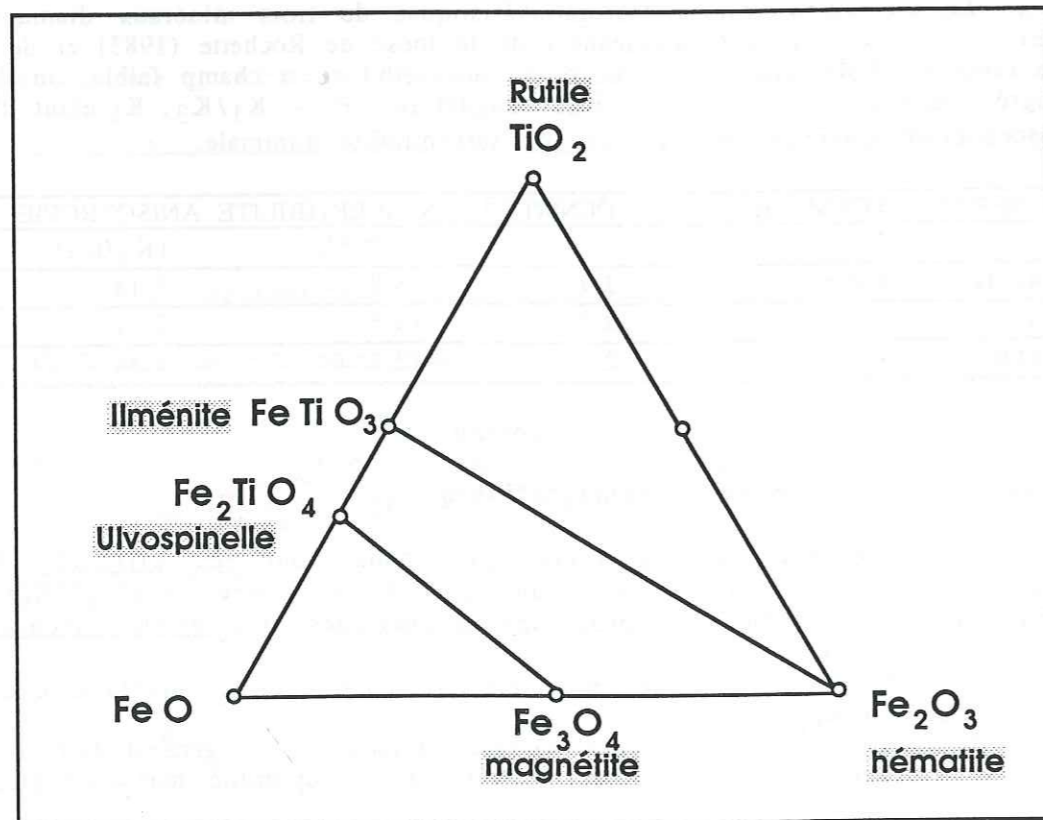


fig.1,9 Diagramme ternaire des différentes solutions solides dans le magnétisme des roches

b) La solution solide magnétite-Ulvospinelle

Les minéraux de cette solution solide ont une structure cristalline de type spinelle, c'est à dire cubique à faces centrées. Le couplage magnétique rend cette séquence ferrimagnétique avec des caractéristiques magnétiques évoluant étroitement avec la teneur en titane.

La magnétite se trouve dans la nature sous forme de grains avec une anisotropie de forme dominant très largement: le rapport d'anisotropie de susceptibilité (P=K₁/K₃) va pouvoir atteindre 5 (Uyeda et al., 1963; Hrouda, 1982).

c) La solution solide Ilménite-hématite

Le réseau cristallin est de type rhombo drique. Le couplage magnétique entre les ions Fe³⁺ est négatif et légèrement asymétrique. Le comportement est donc essentiellement antiferromagnétique avec un faible ferromagnétisme superposé. L'aimantation spontanée peut être amplifiée par des défauts cristallins. Dans l'hématite, l'anisotropie magnétocristalline prédomine largement et un rapport d'anisotropie supérieur ou égal à 100 est invoqué (Uyeda et al. 1963). Ce minéral se retrouve couramment dans les roches ignées oxydées et les sédiments formés dans des conditions oxydantes.

A-II-4-3 Les sulfures de Fer

Les sulfures magnétiques se retrouvent fréquemment dans les sédiments à facies réducteur.

a) La pyrrhotite

La pyrrhotite naturelle peut être soit monoclinique (Fe₇S₈) de comportement ferrimagnétique, soit hexagonale (Fe₉S₁₀) de comportement antiferromagnétique. Des travaux récents ont mis en évidence l'importance de ce minéral dans le magnétisme des roches (Clark, 1984, Dekkers, 1988; Rochette, 1988; Mattéi, 1990). Ses caractéristiques sont résumées dans les tableaux 6 et 7. Malgré une susceptibilité élevée (Clark, 1984), c'est l'anisotropie magnétocristalline qui domine avec P>100 (Uyeda et al., 1963; Rochette, 1988a). Dans le plan basal, Rochette (1988b) a mesuré une anisotropie de susceptibilité linéaire L=K₁/K₂ qui peut dépasser 2.

b) La greigite Fe₃S₄

C'est un minéral authigène assez fréquent qui présente un ferrimagnétisme assez marqué. Il se déstabilise chimiquement facilement pour donner de la pyrrhotite et de la pyrite (Tarling, 1983).

c) La pyrite FeS₂

C'est le sulfure le plus commun, mais avec une susceptibilité paramagnétique faible du même ordre que la susceptibilité diamagnétique.

A-II-4-3 Les hydroxydes de Fer

Le principal minéral de cette famille est la goethite, minéral authigène ou d'altération très commun dans les roches sédimentaires, qui est antiferromagnétique avec un faible ferromagnétisme parasite parallèle à l'axe c, qui peut être de même ordre que l'hématite (Hedley, 1971). Les caractéristiques de la goethite sont discutées dans l'article de Rochette & Fillion (1989).

| Minéral | Formule | Minéraux ferromagnétiques (s.l) | | | | Particularités |
|------------|---------------------------------|---------------------------------|-------|---------------------|------------------------------------|--------------------------|
| | | Système | Tc °C | Ms A/m | K SI | |
| Magnétite | Fe ₃ O ₄ | cubique | 580 | 480 10 ³ | 0,1-2,8 | Ferrimagnétisme |
| Hématite | αFe ₂ O ₃ | Rhomb. | 680 | 2,5 10 ³ | 10 ⁻³ -10 ⁻² | Faible ferromagnétisme |
| Pyrrhotite | Fe ₇ S ₈ | monoclin. | 320 | 83.10 ³ | < 0,3 | Autre forme antiferro. |
| Greigite | Fe ₃ S ₄ | Cubique | 310 | 30.10 ³ | ? | Se déstabilise vers 280° |

-Tableau 6-

| Minéral | Formule | Minéraux antiferromagnétiques | | | Particularités |
|------------|---------------------------------|-------------------------------|--------|--------------------|-------------------------|
| | | Système | Tn °C | K SI | |
| Hématite | αFe ₂ O ₃ | Rhomb. | 680 | 10 ⁻³ | faible ferro. superposé |
| Goethite | αFeOOH | Orthomb. | 80-120 | 2.10 ⁻³ | ->hématite à 350° |
| Pyrrhotite | Fe ₉ S ₁₀ | Hexagonal | 290 | | -> ferrimag. pdt recuit |

-Tableau 7-

B LA FABRIQUE MAGNETIQUE

B-I GENERALITES

B-I-1 Définition

La fabrique est un terme général qui intègre à la fois des aspects directionnels tels que l'orientation des axes cristallographiques et les directions d'allongements des minéraux, et des aspects non directionnels comme la taille et la forme des cristaux (Fernandez, 1984). Définissons les termes qui caractérisent une fabrique:

B-I-1-1 Les marqueurs et la matrice

Le marqueur est un élément constitutif d'une roche capable de donner une information de nature quantitative sur la déformation subie par la roche. Les méthodes d'anisotropie qui permettent de décrire une fabrique sont en général discriminantes quant à la nature et la taille du marqueur. Il n'existe pour ainsi dire pas de méthodes universelles et il convient donc de cerner les limitations de chaque méthode.

Si l'environnement minéral que l'on ne mesure pas représente une fraction importante de la roche, on l'appelle la matrice.

B-I-1-2 Orientations préférentielles de forme et de réseau (OPF & OPR)

L'OPF et l'OPR sont déterminées respectivement par l'orientation des éléments morphologiques et cristallographiques. Le développement d'une orientation préférentielle, qu'elle soit de forme ou de réseau, va être fonction de très nombreux paramètres. Citons principalement les caractéristiques rhéologiques intrinsèques -aussi bien celles des marqueurs que celles de la matrice- et l'histoire de la déformation.

B-I-2 La détection d'une fabrique

Le géologue structuraliste dispose de nombreux outils pour détecter une fabrique avec des spécificités différentes. Ainsi, l'étude optique de lames minces à la platine universelle (par ex. Bouchez, 1977) ne s'applique que sur des roches à grains fins ou moyens, la goniométrie de texture à diffraction X (Gapais, 1988) ne détecte que les minéraux où une relation simple existe entre les plans réticulaires et les axes cristallographiques, la photométrie en lumière polarisée (Le Corre, 1978) est efficace surtout sur les roches monominérales. Ces méthodes, en outre, caractérisent la fabrique sur une surface réduite (quelque mm²) et pour obtenir la fabrique tridimensionnelle, il est nécessaire de multiplier les orientations, ce qui pénalise le temps de traitement d'un échantillon.

Sur ces derniers points, les méthodes d'anisotropie magnétique sont supérieures. En effet la mesure est volumique (10 cm³) et la rapidité des mesures permet de donner une statistique de la fabrique à l'échelle d'un site. Taira & Lienert (1979) et McCabe (1985) trouvent une bonne concordance entre l'anisotropie de susceptibilité magnétique et des méthodes optiques et microscopiques dans des roches sédimentaires.

B-II L' ACQUISITION D'UNE FABRIQUE

B-II-1 Considération générale sur la fabrique sédimentaire

L'acquisition d'une fabrique sédimentaire va pouvoir être subdivisée en deux phases:

- le dépôt des particules
- la compaction

Une particule dia ou paramagnétique, en raison de son faible moment résultant, ne sera soumise qu'à la pesanteur (corrigée de la poussée d'Archimède) et seule la forme peut intervenir sur son orientation. Des grains de forme planaire comme les phyllosilicates par exemple vont donc se déposer parallèlement au plan de stratification, donnant ainsi au sédiment une fabrique planaire.

Une particule ferromagnétique, elle, va tendre à s'orienter suivant le champ magnétique terrestre si elle est préalablement aimantée. Cette orientation sera optimale pour des tailles de grain allant de 1 à 10 µm (Dunlop, 1981). Pour les grains plus fins, le mouvement brownien rendra les orientations aléatoires alors que pour les grains plus gros, les couples hydrodynamiques et gravitationnels prédomineront. L'aimantation rémanente déritique (ARD) résulte de l'agencement spatial des grains mono à pseudomonodomaines.

Au moment du dépôt proprement dit, les interactions mécaniques entre les grains sont alors plus nombreuses. Bien que le blocage des particules soit effectif peu de temps après le dépôt (Irving & Majeur, 1964), un courant tangentiel à un fond marin va avoir un effet important sur l'orientation des particules linéaires en créant des linéations de courant (Hamilton & Rees, 1970) qui peuvent perturber l'ARD.

Avec le temps et la profondeur, on aura conjointement :

- (1) la compaction du sédiment -qui s'apparente à une déformation coaxiale orthorhombique- avec la rotation des grains vers le plan horizontal, elle s'accompagne d'une perte d'eau, d'une augmentation de la densité, et d'une multiplication des points de contacts entre les grains ;
- (2) l'augmentation de la température favorisant les réactions chimiques (aggradation des argiles, illitisation) et la dissolution possible des grains à leurs points de contact.

Une roche sédimentaire, au cours de la diagenèse, va acquérir une fabrique planaire, que l'on appellera fabrique sédimentaire, doublée dans certains cas d'une anisotropie linéaire lorsque un courant parallèle à la surface de sédimentation intervient (courant marin ou fluvial).

B-II-2 Les modèles d'acquisition de fabrique

B-II-2-1 La rhéologie des marqueurs

Au cours d'une déformation, la réponse d'un grain est variable (par exemple; Nicolas & Vialon, 1980) et dépend étroitement : du contraste de viscosité matrice/marqueur; de ses caractéristiques intrinsèques; et des conditions de pression (P) et de température (T).

a) Marqueurs actifs.

Si le contraste de viscosité entre la matrice et les marqueurs est infini, le marqueur présentera un comportement rigide lors de la déformation du système et sera par définition actif (Fernandez, 1984). Une relation biunivoque entre les

valeurs X,Y,Z de la déformation finie et l'orientation préférentielle des marqueurs existe.

Exemple: Grains de magnétite dans une matrice argileuse.

b) Marqueurs passifs.

Si le contraste de viscosité matrice/marqueurs est égal à 1, le marqueur subit une déformation interne de concert avec la matrice, et sera par définition passif. Plusieurs cas de déformation peuvent être alors considérés :

- 1) la déformation cataclastique d'un agrégat cristallin (Gratier, 1982) (fig. 1,10a);
- 2) l'activation de plans de glissement cristallographiques d'un minéral qui conduit à une orientation préférentielle de réseau (déformation plastique, fig. 1,10b);
- 3) le cas de la recristallisation est particulier : le processus va être étroitement lié aux conditions de pression et de température. Si P et T sont faibles, on obtient le phénomène de dissolution cristallisation qui produit une orientation préférentielle de forme tandis que l'orientation initiale des axes cristallographiques est conservée. Pour des conditions de P et T plus fortes, la recristallisation des grains est complète, et la fabrique perd alors toute mémoire des conditions initiales, il n'est plus possible d'établir une relation univoque entre la fabrique et la déformation (fig. 1,10c).

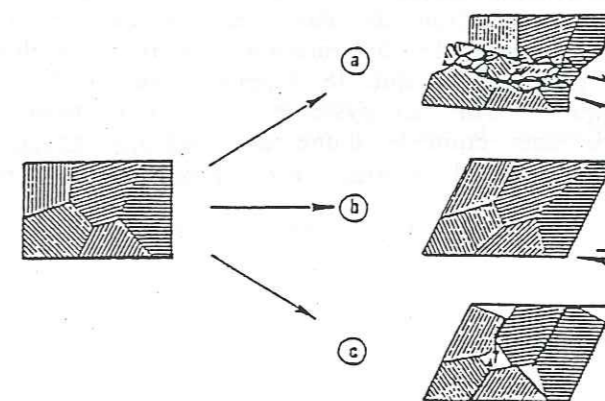


fig.1,10 Trois types de déformation d'un agrégat.

(a) déformation cataclastique

(b) déformation plastique

(c) déformation avec transfert de matière (tiré de Gratier, 1984)

B-II-2-2 Historique des modèles

Le plus connu des modèles d'acquisition d'une fabrique sous déformation est sans doute le modèle de March (1932) qui satisfait aux hypothèses suivantes :

- les marqueurs ont un comportement passif;
- les marqueurs doivent être parfaitement linéaires ou planaires;
- la distribution des marqueurs doit être aléatoire et homogène;
- la déformation doit être coaxiale et homogène.

Une démarche différente, introduite par Jeffery (1922), détaillée par Willis (1977) et généralisée par Fernandez (1984) conduit à considérer des marqueurs actifs dans une matrice visqueuse. Les principales modalités sont :

- le contraste de viscosité matrice/marqueurs est infini;
- les marqueurs rigides ont une symétrie de révolution décrite par un paramètre de forme;
- la distribution initiale des marqueurs est uniforme et aléatoire, sans aucune interaction entre eux;
- la déformation est isoaire et homogène.

B-II-2-3 Quelques résultats

Owens (1974) en prenant des marqueurs idéaux de type "March", a montré l'importance d'une distribution initiale non aléatoire de ces marqueurs idéalement planaires ou linéaires sur le développement de la fabrique pour des systèmes rhéologiques différents (voir par ex. Jover, 1986).

Fernandez (1984) a obtenu des résultats théoriques intéressants confirmés par l'expérimentation. En déformation orthotrope de révolution, il montre que les ellipses de sous-fabriques de marqueurs actifs sont coaxiales entre elles. Si ces marqueurs ne sont pas parfaitement linéaires, alors le rapport axial de l'ellipse de déformation est toujours plus important que le rapport axial de la fabrique. En déformation type cisaillement simple, la forme des marqueurs est alors cruciale : dans un cas général, l'orientation de l'axe majeur de l'ellipse de fabrique est différente de celle de l'ellipse de déformation. La rotation des ellipses des sous fabriques est d'autant plus rapide que le rapport axial n des marqueurs est petit (fig. 1.11). Par conséquent, dans un système à plusieurs marqueurs, toute fabrique hétéroaxiale témoignera sans conteste d'une déformation rotationnelle. Si la forme des marqueurs est connue, il devrait être possible de trouver le sens du cisaillement.

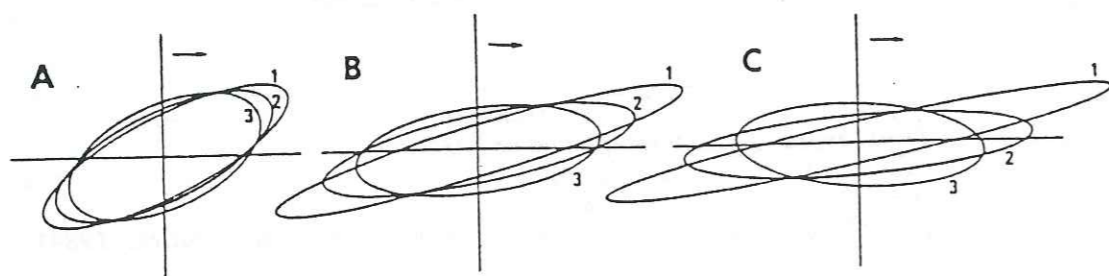


fig.1,11 Evolution théorique des ellipses de sous fabriques pour trois populations de marqueurs : A: $\gamma=1,5$; B: $\gamma=3$; C: $\gamma=4$ (1: $n=5$; 2: $n=2,5$, 3: $n=1,75$; n est le rapport des longueurs du cristal selon le grand axe de révolution et perpendiculairement)

B-II-3 La modélisation d'une fabrique magnétique

La modélisation d'une fabrique magnétique comporte un paramètre supplémentaire : c'est l'anisotropie intrinsèque des minéraux magnétiques. Le modèle utilisé est le modèle de March-Fernandez (Fernandez, 1984) revu et discuté par Vergne et al. (1989 a et b). Nous développons uniquement les expressions propres à une déformation coaxiale orthorhombique.

B-II-3-1 La fonction de densité

Une fabrique peut être décrite par une fonction de densité qui sera spécifique du modèle rhéologique utilisé. Ainsi, Lamarche et Rochette (1987) ont montré la différence importante de l'évolution du taux d'anisotropie en fonction de la densité maximale D_{max} entre la fonction empirique de Fischer (fonction de densité des axes polaires) et la fonction de March-Fernandez issue du modèle de March généralisé par Fernandez (1984). Ces deux modèles ne sont pas très différents lorsque l'anisotropie des grains est très planaire ou linéaire, se rapprochant alors de la forme des marqueurs idéaux de type March (Henry & Hrouda, 1989).

La fonction de densité du modèle de March-Fernandez dans le cas d'une déformation coaxiale orthotrope (aplatissement pur ou étirement pur) satisfait à l'équation: (Fernandez, 1984)

$$D = D_{max} (D_{max} \sin^2 a + \cos^2 a)^{-3/2}$$

Cette formule n'est valable que pour l'aplatissement pur avec des marqueurs planaires ou pour un étirement pur avec des marqueurs linéaires. "a" est l'angle entre l'axe de révolutions des marqueurs et l'axe de symétrie de la déformation.

$$D_{max} = 1_1^{3k/2} : \text{marqueurs linéaires} \quad D_{max} = 1_3^{3k/2} : \text{marqueurs planaires}$$

$$K = \frac{(n^2 - 1)}{(n^2 + 1)} : \text{paramètre de forme}$$

D_{max} varie de 1 pour une fabrique isotrope à l'infini pour une orientation préférentielle maximale. Les λ_i sont les extensions quadratiques principales et leurs racines donnent les modules de la déformation finie. k le paramètre de forme vaut plus +1 pour des marqueurs idéalement planaires et -1 pour des marqueurs idéalement linéaires (n est le rapport entre le grand axe de révolution du cristal et un axe perpendiculaire).

B-II-3-2 Application de cette fonction de densité à la fabrique magnétique

Dans le cas d'une fabrique magnétique, Owens (1974) a donné une relation générale entre le tenseur d'anisotropie magnétique d'une roche et les tenseurs d'anisotropie intrinsèque des constituants :

$$\bar{M} = \iint D(\phi, \psi) \bar{m}(\phi, \psi) \sin \psi \, d\psi \, d\phi$$

\bar{M} : tenseur magnétique de la roche; \bar{m} : tenseur magnétique intrinsèque

Cette relation n'est valable que s'il n'y a pas d'interactions entre les grains. $D(\phi, \psi)$ est par définition la fonction de densité en coordonnées polaires. En substituant la fonction de densité décrite précédemment à cette équation, on obtient:

$$\frac{H_r}{H_m} = \frac{1}{2} \int_0^{\pi/2} D_{max} (D_{max} \sin^2 a + \cos^2 a)^{-3/2} (3 \cos^2 a - 1) \sin a da$$

$H_r = 100(M_1 - M_3) / M_{moy}$ $H_m = 100(m_1 - m_3) / m_{moy}$

M_i et m_i sont les valeurs propres des tenseurs et H_r et H_m sont les degrés d'anisotropie. La représentation graphique de cette fonction est obtenue après intégration numérique (fig. 1.12). Le calcul de la pente initiale est possible en posant $D_{max} = 1 + e$. On obtient alors l'expression suivante :

$$H_r / H_m = 0.2 D_{max} - 0.2$$

Cette approximation n'est valable que pour des valeurs de $H_r / H_m < 0,06$.

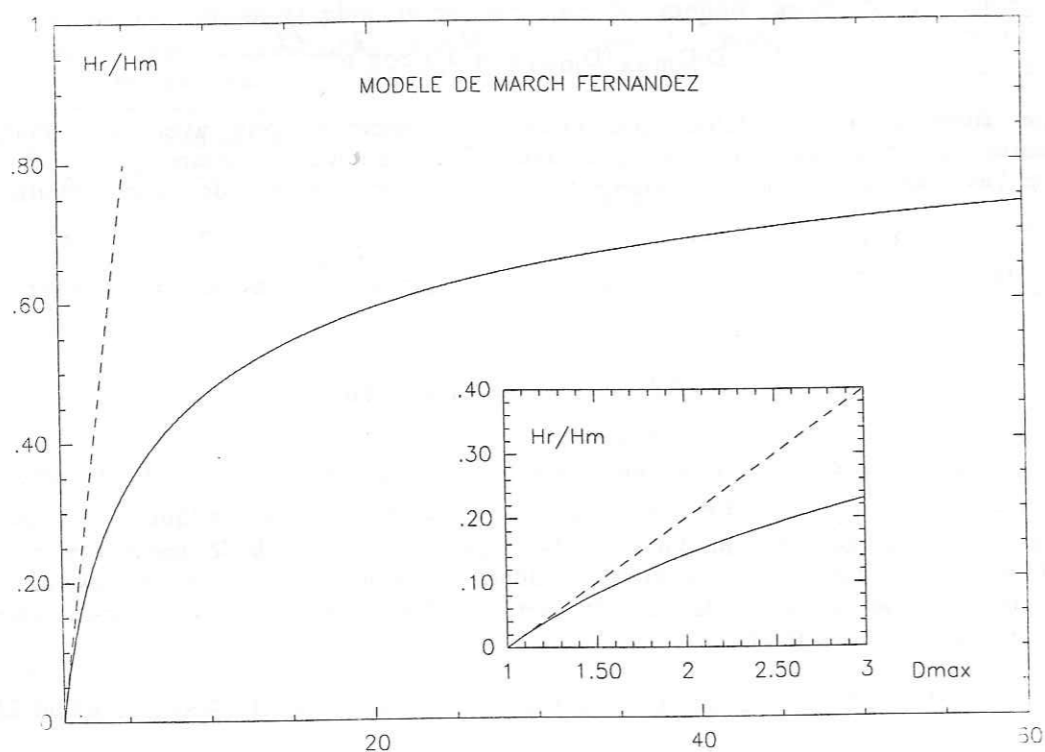


fig.1,12 Rapport des degrés d'anisotropie en fonction de la densité maximale issue du modèle de March-Fernandez dans le cadre d'une déformation orthotrope coaxiale. H_r et H_m sont respectivement les paramètres d'anisotropie de la roche et des marqueurs.

B-II-3-3 La validité de ce modèle

Il importe avant toute modélisation de connaître précisément le type de marqueurs que l'on mesure et la rhéologie qui en découle, faute de quoi le modèle ne donnera qu'une approximation. De même, il est indispensable que les marqueurs n'interagissent pas. Mc Connachie (1974) par exemple, montre qu'au delà d'une certaine contrainte de consolidation, l'orientation préférentielle d'argiles (kaolin) reste stable. Des résultats similaires sont décrit par Means *et al.* (1984) : ils montrent expérimentalement la saturation rapide d'une fabrique de phyllosilicates. Ces minéraux argileux représentent fréquemment jusqu'à 80% de la roche sédimentaire, et ne constituent pas les marqueurs ad-hoc imposés par le modèle du fait des problèmes d'interactions de grains (effet de tuilage).

Les grains rigides de magnétite et d'hématite qui généralement ont des concentrations de l'ordre de la centaine de ppm (10^{-4}) dans les roches sédimentaires peuvent être considérés comme des marqueurs valables dans le modèle de March-Fernandez.

Dans la modélisation d'une fabrique sédimentaire, la détermination de l'anisotropie intrinsèque H_m des marqueurs magnétiques représente sans doute la plus grande difficulté du modèle. En effet, il s'agit dans tous les cas d'une approximation de l'anisotropie moyenne, plus ou moins précise selon la nature et la forme des marqueurs magnétiques mesurés. Comme il n'existe pas a priori un standard pour chaque type de roche, la détermination de H_m peut se faire indirectement par l'étude de minéralogie magnétique ou directement, en mesurant l'anisotropie magnétique d'une poudre de la roche étudiée contenant uniquement les marqueurs magnétiques, tous orientés selon une même direction. Cette dernière méthode sera discutée dans la deuxième partie de cette thèse.

B-II-3-4 Conclusion

Qu'il s'agisse du modèle de March, ou de la généralisation proposée par Fernandez, la modélisation d'une fabrique s'avère être applicable à une grande variété de roches faiblement déformées (Oertel, 1983). Le passage de la fabrique magnétique à la quantification de la déformation finie n'est réalisable que si la déformation est suffisamment forte pour réorienter la fabrique initiale (Owens, 1974) sans toutefois être trop intense pour éviter les phénomènes de recristallisation qui, on l'a vu, empêcheraient toute quantification de la déformation finie.

C LES OUTILS EN MAGNETISME DES ROCHES

C-I LA MINERALOGIE MAGNETIQUE

Quelque soit la technique d'étude magnétique que l'on utilise (paléomagnétisme, anisotropie, magnétostratigraphie, etc...), il convient d'identifier les marqueurs magnétiques que l'on mesure, et de les caractériser le plus finement possible. Ainsi, lorsqu'on étudie l'anisotropie magnétique d'une roche, on s'attachera en particulier à caractériser les phases diamagnétiques et paramagnétiques, lesquelles étaient jusqu'alors bien souvent négligées dans les études de minéralogie magnétique proposées.

C-I-1 Séparation des phases magnétiques

C-I-1-1 Séparation matrice-ferromagnétique

D'un point de vue minéralogique, on regroupe sous le terme matrice, les minéraux diamagnétiques, paramagnétiques et antiferromagnétiques qui dans une roche sédimentaire, constituent une fraction importante (80 à 95 %). Bien que la matrice ne soit pas porteuse d'aimantation rémanente et que sa susceptibilité intrinsèque soit faible, elle peut avoir un effet prépondérant sur la susceptibilité totale et sur l'anisotropie d'une roche (Rochette, 1987b; Henry, 1989). Borradaile (1987) montre par exemple que dans des échantillons de roche, la matrice (chlorite, muscovite, biotite, hornblende) devient non négligeable pour des teneurs en magnétite inférieures à 10^{-3} (fig. 1.13). Ce résultat cependant n'est pas très représentatif car l'anisotropie des grains de magnétite est faible dans cette expérience (L=1,06; F=1,04).

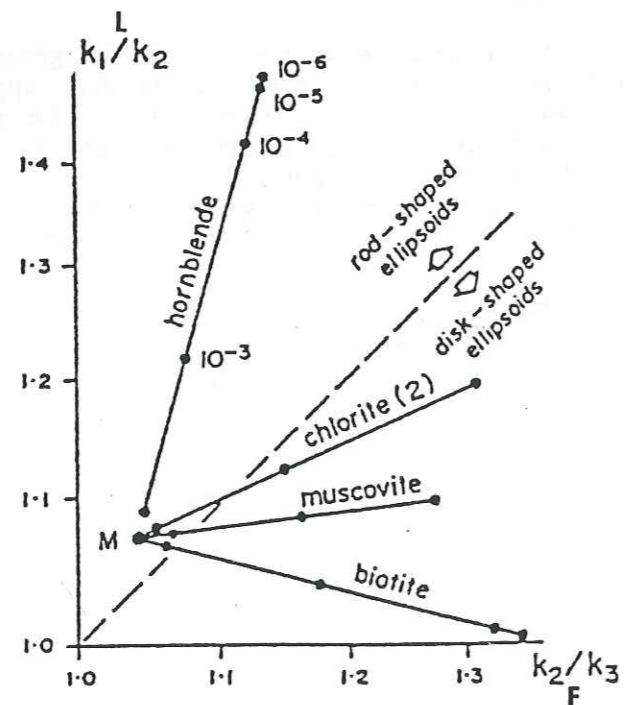


fig.1,13 Diagramme indiquant l'évolution des paramètres d'anisotropie avec la teneur en magnétite M (d'après Borradaile, 1987)

La susceptibilité totale en champ faible K d'une roche peut être décomposée simplement en deux termes K_1 et K_f qui sont respectivement les susceptibilités de matrice et ferromagnétique (s.l) :

$$K = K_1 + K_f$$

Pour accéder au K_1 qui est la susceptibilité de matrice, plusieurs possibilités sont offertes.

- On mesure la susceptibilité en champ suffisamment fort pour saturer les ferromagnétiques. Ce type de mesure, séduisant car rapide et non destructif, nécessite l'emploi d'un magnétomètre sensible à champ variable (Rochette et al. 1983).
- On étudie les variations thermiques de la susceptibilité paramagnétique depuis la température de l'azote liquide jusqu'à l'ambiante (Schultz Krutish & Heller, 1985). Cette méthode non destructive, n'est qu'approximative puisque d'une part la susceptibilité ferromagnétique peut varier de façon non négligeable avec la température et que d'autre part, la susceptibilité diamagnétique n'est pas prise en compte puisqu'elle est indépendante de la température.
- On peut effectuer une séparation mécanique en broyant la roche et en récupérant la fraction ferromagnétique en passant la poudre dans un séparateur magnétique. Il est nécessaire alors de contrôler la contamination ferromagnétique de la matrice -inclusion dans des silicates par exemple- par des études de rémanence. Cette méthode destructive ne donne pas toujours des valeurs très fiables, notamment pour le K_f , car les grains ferromagnétiques broyés n'ont plus la même réponse que dans les conditions initiales (la susceptibilité dépend alors de la taille des grains).

C-I-1-2 Détermination de la composante diamagnétique

En raison des faibles anisotropies observées dans les diamagnétiques, on considère cette composante comme isotrope dans la plupart des roches, même si une contribution diamagnétique anisotrope a pu être observée dans des calcaires massifs (Owens & Rutter, 1974).

La Loi de Curie-Weiss peut aussi s'écrire comme suit:

$$\frac{1}{K_f - D} = \frac{1}{C} T - \frac{\theta}{C}$$

Il suffit donc d'obtenir des valeurs de K_1 pour différentes températures et ajuster D , qui est la composante diamagnétique, de façon à optimiser la linéarité entre $1/(K_1 - D) = f(T)$ (Rochette, 1983, 1988).

C-I-2 Caractérisation des grains ferromagnétiques

C-I-2-1 Détermination de la température de Curie

La meilleure méthode pour déterminer la température de Curie consiste à utiliser la Balance de Curie qui permet d'étudier l'évolution de l'aimantation induite en fonction de la température. Pour un problème de sensibilité et de matrice dominante dans les roches sédimentaires, on étudie le spectre de désaimantation thermique d'une ATR ou d'une ARN qui permet d'obtenir non pas la

température de Curie, mais la température de blocage maximale T_{Bmax} , inférieure ou égale à T_c .

Cette méthode, utilisée couramment en paléomagnétisme, peut se coupler avec des mesures systématiques de susceptibilité en champ faible pour contrôler les éventuelles transformations minéralogiques.

C-I-2-2 Rapports de l'aimantation rémanente à saturation et de la susceptibilité anhystérétique sur la susceptibilité ferromagnétique.

Les rapports $ARIs/Kf$ et Ka/Kf ($ARIs$: aimantation à saturation, Ka : rapport entre l'ARA et le champ inducteur, Kf : susceptibilité ferromagnétique) permettent d'estimer rapidement la taille relative des grains ferromagnétiques. Pour caractériser des grains à faible champ coercitif comme la magnétite (fig. 1,14 a et b), il est préférable d'utiliser Ka/Kf car ce rapport n'est pas perturbé par la présence de minéraux à fort champ coercitif comme peut l'être le rapport $ARIs/Kf$. En effet, l'aimantation rémanente à saturation $ARIs$ prend en compte les minéraux à très haut champ coercitif (de l'ordre du Tesla) alors que l'aimantation rémanente anhystérétique, qui permet de calculer Ka n'intègre que des minéraux dont le champ coercitif ne dépasse pas 0,1 Tesla (pour un champ inducteur de 0,1 Tesla).

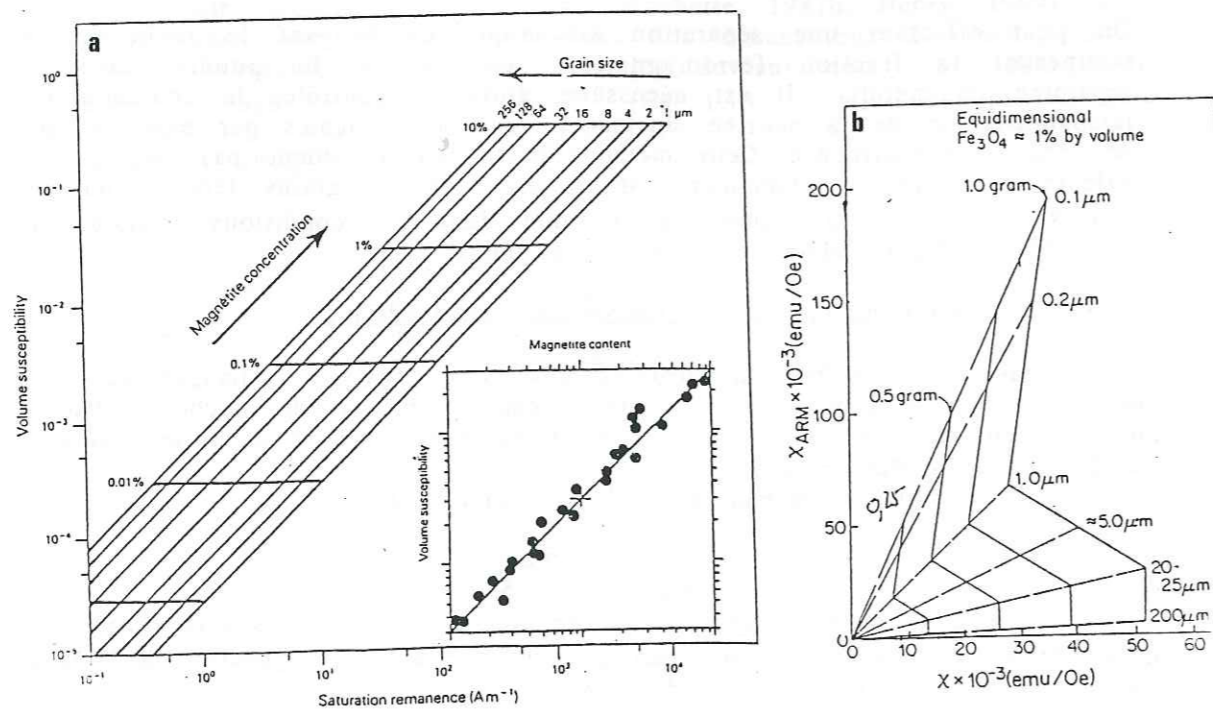


fig.1,14 (a) Diagramme $ARIs$ (A/m) en fonction de la susceptibilité ferromagnétique (SI) (d'après Thompson & Oldfield, 1986)
(b) Diagramme de la susceptibilité ferromagnétique (en cgs) en fonction de la susceptibilité anhystérétique (χ_{ARM} en cgs) (d'après King et al., 1982)

C-I-2-3 Stabilités des rémanences : le test de Lowrie-Fuller

Le test de Lowrie-Fuller (1971) permet de savoir si les grains sont monodomaines ou polydomaines. Ce test, initialement, était basé sur les stabilités relatives de l'ARA en champ faible et de l'ARI à saturation pendant une désaimantation en champ alternatif. Mais la chauffe nécessaire à la création de l'ATR conduit dans la plupart des cas à des transformations minéralogiques gênantes. C'est pour s'affranchir de cet effet que Dunlop et al. (1973) ont proposé de modifier ce test en étudiant les stabilités de l'ARA et de l'ARIs, puisque qu'il avait été démontré que l'ARA et l'ATR avaient la même stabilité (Rimbert, 1959).

La figure 1,15 montre les stabilités relatives de l'ARA et de l'ARI pour des grains monodomaines à pseudo-monodomaines (cas a) : l'ARI décroît plus rapidement que l'ARA, et pour des grains polydomaines à pseudo-monodomaines (cas b) : c'est l'ARI qui est maintenant plus stable.

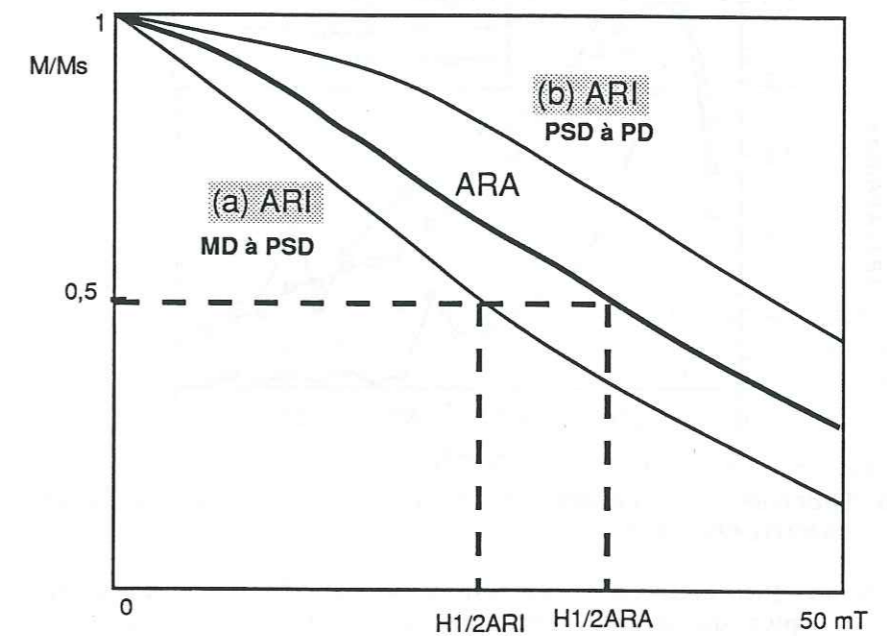


fig.1,15 Test de Lowrie Fuller modifié. Stabilités des aimantations rémanentes à saturation (ARI) et des aimantations anhystérétiques.

Hartstra (1982a) et Bailly & Dunlop (1983) ont montré expérimentalement que l'on pouvait différencier par le test de Lowrie-Fuller des grains de titanomagnétite et de magnétite inférieurs ou supérieurs à 10 μm.

Ce genre de test permet de déterminer des paramètres instructifs quant à la taille des grains : ce sont les champs coercitifs de demi-désaimantations $H_{1/2ARA}$ et $H_{1/2ARI}$. Hartstra (1982a) montre en particulier que le rapport entre $H_{1/2ARA}/H_{1/2ARI}$ est compris entre 0,90 pour des grains de (titano)magnétites de 250 à 150 μm et 1,30 quand les grains sont inférieurs à 5 μm. Ce même auteur, observe une bonne relation linéaire entre les $H_{1/2ARI}$ et H_{cr} pour les (titano)magnétites, la relation est :

$$H_{1/2 ARI} / H_{cr} = -0,46 (\pm 0,07)$$

C-I-2-4 Spectre du champ coercitif

Jackson et al. (1988) ont montré qu'un spectre de champ coercitif de 0 à 100 mT pouvait être établi en éliminant notablement le bruit habituel dans ce genre d'étude. La méthode décrite consiste à créer une série d'aimantations rémanentes dite partielles -ARAp- dans une fenêtre de champ alternatif glissante. En effet, pour chaque fenêtre, seuls seront aimantés les grains qui possèdent un champ coercitif inclus dans la gamme choisie.

La figure 1,16 montre l'intérêt d'une telle méthode comparée au spectre de dARA/dHaf -qui consiste à calculer la dérivée de l'acquisition d'ARA-. Ce dernier induit un bruit de mesure plus importante. De même, la désaimantation ne doit pas être isotrope (ARAp avec le tumbler), car celle ci est trop efficace, et on perd le caractère statistique propre à une ARA (cf. p13).

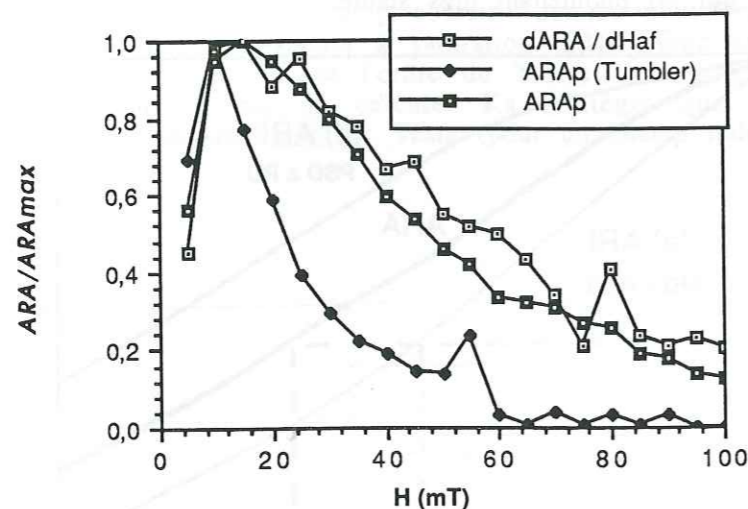


fig.1,16 Spectres de champ coercitif obtenus par différentes méthodes anhystérétiques.

Lorsque que cette méthode est appliquée à une population de grains de magnétite, les pics du spectre permettent de décrire la taille des grains (fig. 1.17) de 25 à 0.1µm (Jackson et al., 1988).

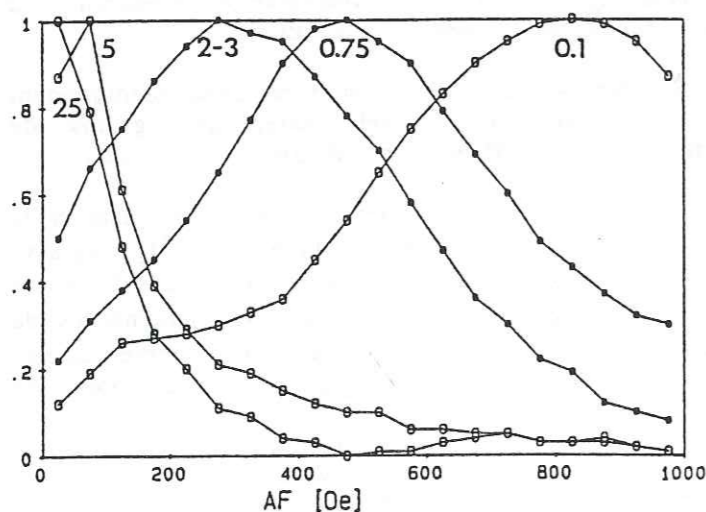


fig.1,17 Spectres de champ coercitif obtenus pour différentes tailles de grains (AF : champ alternatif en Oe, en ordonnée : ARA normalisée)

C-II L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN CHAMP FAIBLE

C-II-1 Historique

Le premier à utiliser cette technique d'étude, appelée ASM, est sans doute Ising en 1942 en l'appliquant sur une roche sédimentaire argileuse. Depuis, elle a été largement utilisée et les articles de revues sont nombreux : citons Uyeda et al. (1963), Bhatal (1971), Hrouda (1982), Mac Donald & Ellwood (1987) et enfin Borradaile (1988).

C-II-2 Principe

En champ faible, l'aimantation induite suit une loi linéaire et parfaitement réversible. La susceptibilité dans ce cas est un tenseur symétrique du second ordre satisfaisant à l'équation :

$$M_i = K_{ij} H_j$$

La détermination du tenseur de susceptibilité peut être faite en faisant tourner l'échantillon (méthode rotative) ou en mesurant la susceptibilité soit selon 9 positions (protocole de Girdlers, 1961) soit selon 15 positions (protocole de Jelinek, 1977). La diagonalisation de K_{ij} permet d'accéder aux valeurs principales K_1 , K_2 et K_3 et aux directions principales. Une des caractéristiques du tenseur de susceptibilité est de pondérer toutes les phases magnétiques :

$$K_{ij} = mF_{ij} + nP_{ij} + tD_{ij} \quad (m+n+t=1)$$

où F_{ij} , P_{ij} et D_{ij} représentent respectivement les fractions ferromagnétiques, paramagnétiques et diamagnétiques. Notons que la fraction ferromagnétique sera dominée par les polydomaines qui ont une susceptibilité intrinsèque plus forte que les monodomaines.

Cette globalisation de l'anisotropie peut présenter un avantage, car dans certains cas que nous étudierons au cours de cette étude, elle permet d'approcher au mieux la pétrofabrique mais si les sous-fabriques sont hétéroaxiales, alors l'interprétation de l'ASM deviendra ambiguë car elle privilégiera une famille qui ne sera peut être pas représentative de la roche.

C-II-3 Présentation des résultats

Nous adoptons dans cette thèse la standardisation proposée par Ellwood et al. (1988). Les axes principaux seront projetés avec les symboles suivant :

| Axe | Symboles | Appellation |
|-------|----------|-------------------------------------|
| K_1 | □ ■ | Axe de susceptibilité maximale |
| K_2 | △ ▲ | Axe de susceptibilité intermédiaire |
| K_3 | ○ ● | Axe de susceptibilité minimale |

-Tableau 8-

La plupart des auteurs projettent les trois axes. Cela est souvent inutile, car l'axe K_2 n'apporte aucune information dans la majorité des cas (K_1 , K_2 et K_3 forment un trièdre direct). Nous avons donc choisi délibérément de ne porter que K_1 et K_3 pour gagner en clarté dans les stéréogrammes (projection de Schmidt, canevas inférieur).

Dans le cas d'une fabrique magnétique normale, on a coutume d'appeler l'axe K_1 la linéation magnétique et l'axe K_3 , le pôle de foliation magnétique.

Comme nous le verrons dans cette étude, on observe parfois des inversions d'axes qui contredisent cette appellation.

Plusieurs paramètres permettent de caractériser l'intensité de la susceptibilité et la forme de l'ellipsoïde. Nous donnons dans le tableau 9 les plus usuels (voir par exemple Hrouda, 1982):

| Nom | symbole | formule |
|------------------------|----------------|---|
| Susceptibilité moyenne | K _m | (K ₁ +K ₂ +K ₃)/3 |
| degré d'anisotropie | P | K ₁ /K ₃ |
| Linéation | L | K ₁ /K ₂ |
| Foliation | F | K ₂ /K ₃ |
| Paramètre de forme | T | 2logF/logP -1 |

-Tableau 9-

C-II-4 Les causes de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

Hrouda (1982) dans sa revue de l'ASM énumère les causes d'anisotropie:

- (1) orientation préférentielle de forme de grains ferromagnétiques;
- (2) orientation préférentielle du réseau cristallin;
- (3) forte rémanence (anisotropie de domaines);
- (4) chaînage des grains magnétiques (interactions magnétiques);
- (5) effet de contrainte;
- (6) interactions entre composés ordonnés (anisotropie d'échange).

Cet auteur conclut que les causes (1) et (2) sont les plus fréquentes dans les roches naturelles qui n'ont pas été exposées à un champ fort. Cela est particulièrement vrai pour les roches sédimentaires où la teneur en ferromagnétiques dépasse rarement 1%. Dès que cette teneur devient supérieure, il faut considérer les autres causes. Kapicka (1988) montre par exemple que dans des basaltes à magnétite (tp > 10%), le paramètre d'anisotropie double pour des contraintes appliquées de 40 MPa.

L'anisotropie de domaines induite par une forte rémanence peut aussi avoir un rôle déterminant. Park et al. (1988) décrivent les effets des désaimantations en champ alternatif et thermique à la fois sur les axes et sur les paramètres d'ASM de dykes volcaniques. Ces effets avaient déjà été décrits par Stacey (1960) et Violat et Daly (1971). La figure 1.18 montre les effets qualitatifs d'une désaimantation en champ alternatif sur les directions d'ASM d'un dyke d'Oman (Rochette, comm. pers). Un simple traitement en champ alternatif permet donc *a priori* de contrôler rapidement la perturbation induite par une aimantation rémanente importante.

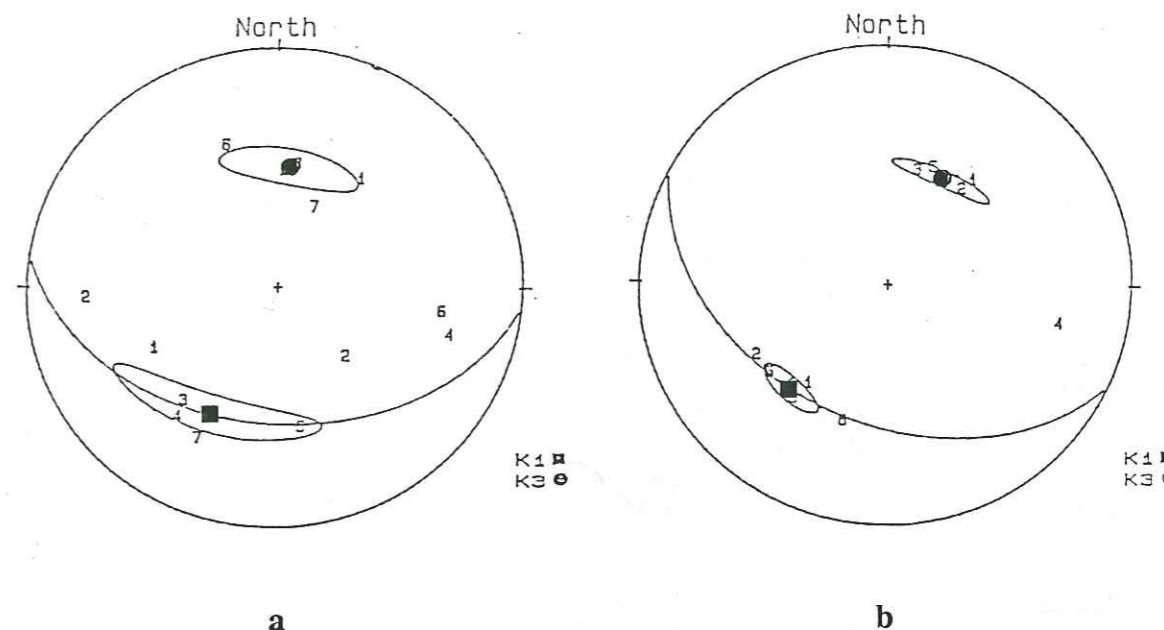


fig.1,18 Effet d'une désaimantation en champ alternatif sur des échantillons prélevés dans un dyke d'Oman : les K1 d'ASM se regroupent très nettement après le traitement (cas b).

C-II-5 Les données qualitatives d'ASM

C-II-5-1 Données naturelles

L'utilisation qualitative des données d'ASM est largement appliquée pour tout type de roches (métamorphiques, plutoniques, sédimentaires) et à des degrés de déformation très divers. Il ressort de ces études que la relation fabrique magnétique \Leftrightarrow pétrofabrique est très souvent justifiée :

- (1) les axes K3 sont souvent perpendiculaires au plan de foliation qu'il soit sédimentaire, tectonique ou magmatique;
- (2) les axes K1 sont fréquemment parallèles à une linéation structurale soit d'intersection, de transport, de courant ou d'écoulement.

Les axes d'ASM sont par conséquent employés comme marqueurs structuraux (Lamarche et Rochette, 1987a; Jover et al. 1989; Borradaile, 1989).

La technique d'étude de l'ASM est donc tout à fait appropriée à la caractérisation d'une pétrofabrique dans des roches sédimentaires. Elle permet de retrouver entre autres :

- les directions de courant dans un sédiment (Hamilton & Rees, 1970)
- les directions structurales d'un sédiment frais très peu déformé (Kissel et al., 1986)
- les directions structurales d'une roche sédimentaire déformée. (Borradaile & Tarling, 1981 ; Lamarche, 1987; Hrouda, 1988 ; Rochette, 1983 et 1988 ; cette étude)

Actuellement, les améliorations méthodologiques sont centrées sur les effets de la matrice (Rochette, 1987; Henry, 1988; Hrouda, 1988) ou sur les fabriques anormales -inversion des axes d'anisotropie- (Potter & Stephenson, 1988 ; Rochette, 1988b).

C-II-5-2 Données expérimentales

Borradaile (1988b, 1989a) et Owens (1974) ont étudié la fabrique magnétique d'échantillons synthétiques. Reprenons ici quelques résultats de l'étude de Borradaile (1989a) :

- Aplatissement simple : une matrice (plasticine) comportant uniquement des magnétites polydomaines montre des K3 qui se parallélisent rapidement à σ_1 qui est la contrainte normale au plan d'aplatissement, alors que pour les échantillons riches en maghémites monodomaines, ce sont les K1 qui deviennent parallèles à l'axe d'aplatissement. Ces résultats sont une confirmation expérimentale des théories de Stephenson et al. (1986) et des observations de Rochette (1988) et Potter & Stephenson, (1988) sur des échantillons naturels. Notons que dans les deux cas, la fabrique magnétique tourne très rapidement, et se stabilise dès 25% d'aplatissement (conformément aux modèles de March).
- Cisaillement simple : la fabrique tourne rapidement vers une fabrique structurale de type Cisaillement-Schistosité (C-S) (fig.1,19) qui confirme l'évolution rotationnelle de la fabrique magnétique (par exemple Fernandez, 1984).

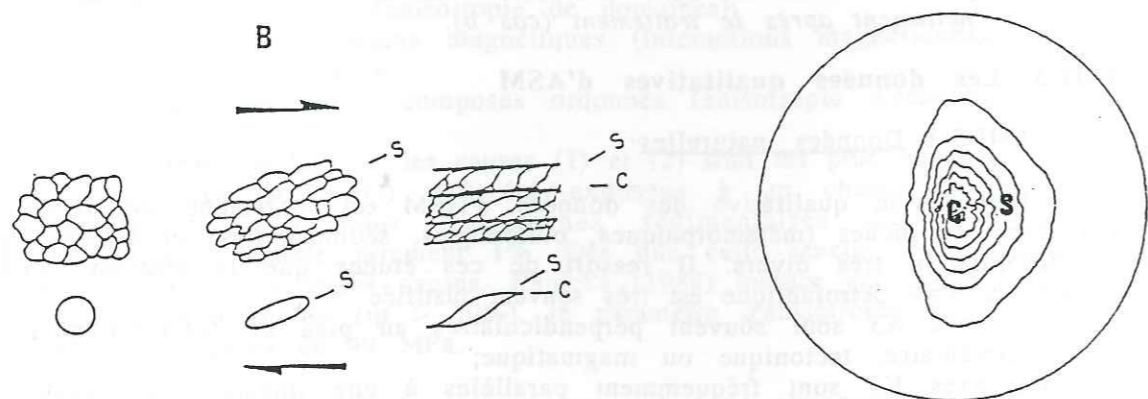


fig.1,19 Evolution d'une pétrofabrique dans le cadre d'une déformation rotationnelle. La fabrique macroscopique de cisaillement (C) est différente de la fabrique microscopique (S) qui peut être mesurée par la méthode magnétique.

Ces expériences simples ne sauraient être généralisables à tout type de roches, mais elles ont le mérite de décrire la réponse effective d'une fabrique magnétique à une sollicitation tectonique.

C-II-6 Les données d'anisotropie

C-II-6-1 Utilisation semi-quantitative

Le diagramme le plus courant est $F = K_2/K_3$ en fonction de $L = K_1/K_2$ qui permet de visualiser rapidement la tendance planaire ou linéaire de la fabrique magnétique. Il ne doit pas être toutefois assimilé au diagramme de Flinn (1962) utilisé en géologie structurale pour indiquer cependant la même chose, même si une corrélation entre les deux peut exister.

Nous choisirons dans cette thèse de suivre l'évolution des paramètres d'anisotropie par rapport au contexte géographique (L et F en fonction des sites de prélèvement).

C-II-6-2 L'évolution des paramètres d'anisotropie avec la déformation

Wood et al. (1976) ont décrit une excellente corrélation entre les taux d'anisotropie de susceptibilité et ceux de déformation finie mesurés à partir des marqueurs microstructuraux (fig. 1,20a) mais il ne faut pas faire l'erreur comme ont pu le faire entre autres Rathore (1979) et Kliegfield et al. (1981) de "créer" une corrélation entre trois nuages de points non indépendants (fig. 1,21b) (Lowrie et al., 1986).

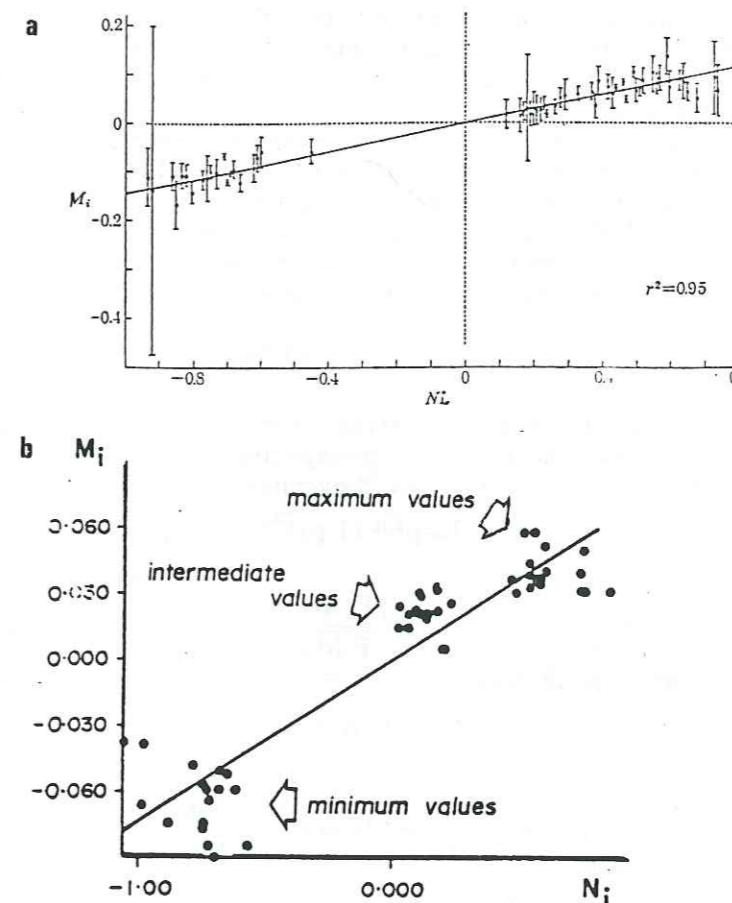


fig.1,20 (a) Exemple d'une bonne corrélation entre les rapports des taux de déformation finie (N_i) et ceux de la fabrique magnétique (M_i) (Wood et al., 1976).
(b) Cas d'une corrélation "artificielle" calée sur les trois nuages de points. (Rathore, 1979).

A partir de ces corrélations, des relations empiriques ont pu être établies du type:

$$\frac{K_i}{K_j} = \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_j} \right)^a$$

où les λ_i sont les valeurs de déformations principales mesurées sur le terrain et "a", un coefficient dont les valeurs sont comprises entre 0,05 et 0,07 (Hroudá, 1982). Vergne et al. (1988) ont montré que cette relation ne pouvait être justifiée théoriquement.

De cette corrélation entre les taux de déformation finie mesurés sur le terrain et ceux donnés par les mesures d'anisotropie magnétique, nous devons retenir:

- (1) qu'elle n'est pas universelle, puisque la minéralogie magnétique n'est pas prise en compte, celle-ci est pourtant éminemment variable et son influence sur l'ASM est largement démontrée (Rochette, 1988; cette étude);
- (2) qu'elle n'est valable que sur un domaine de déformation restreint, puisque l'anisotropie de la roche K_i/K_j doit de toute façon tendre vers une valeur finie (orientation préférentielle parfaite).

C-II-6-3 Séparation des phases magnétiques avec les données d'ASM

A la recherche d'une exploitation plus fine des données d'ASM et dans l'espoir de séparer la phase paramagnétique de la phase ferromagnétique, Henry (1983) propose un modèle séduisant dans sa simplicité, mais malheureusement limité à certains types de roches.

Le modèle que nous allons étudier est une généralisation proposée par Henry & Daly (1983). Il repose sur une hypothèse préliminaire : on suppose que les fluctuations parfois importantes de la susceptibilité moyenne dans un affleurement sont induites par la seule variation de la teneur en grains ferromagnétiques. Si cette hypothèse est effectivement vérifiée (par des études de minéralogie magnétique, de séparation mécanique des phases magnétiques), il est possible d'écrire :

$$K_{ij} = p F_{ij} + (1-p) M_{ij} \quad (1)$$

F_{ij} et M_{ij} représentent respectivement les fractions ferromagnétiques et paramagnétiques et p la teneur en ferromagnétique. Une expression analogue à (1) peut s'écrire avec les susceptibilités moyennes (invariants des tenseurs) :

$$\bar{K} = p\bar{F} + (1-p)\bar{M} \quad (2)$$

Ce qui permet d'écrire :

$$p = \frac{\bar{K} - \bar{M}}{\bar{F} - \bar{M}} \quad (3)$$

(1) peut alors s'écrire sous la forme:

$$K_{ij} = A_{ij}\bar{K} + B_{ij} \quad (4)$$

où:

$$A_{ij} = \frac{F_{ij} - M_{ij}}{\bar{F} - \bar{M}} \quad \text{et} \quad B_{ij} = \frac{\bar{F}M_{ij} - \bar{M}F_{ij}}{\bar{F} - \bar{M}} \quad (5)$$

A_{ij} et B_{ij} sont obtenus après régression linéaire des K_{ij} en fonction de $\bar{K} = K_m$. Une fois ces deux termes calculés, on déduit facilement le terme ferromagnétique et de matrice :

$$F_{ij} = (\bar{F} - \bar{M})A_{ij} + B_{ij} \quad (6)$$

$$M_{ij} = \bar{M}A_{ij} + B_{ij} \quad (7)$$

En première approximation, l'expression de F_{ij} peut se simplifier puisque la susceptibilité ferromagnétique \bar{F} ($\approx 10^{-1}SI$) est bien plus grande que la susceptibilité moyenne de la matrice \bar{M} ($\approx 10^{-4}SI$), cela implique donc :

$$F_{ij} = \bar{F}A_{ij} + B_{ij} \quad (8)$$

Puisque $\bar{F}A_{ij} \gg B_{ij}$, la composante ferromagnétique peut finalement se simplifier:

$$F_{ij} = \bar{F}A_{ij} \quad (9)$$

Si une bonne connaissance de \bar{M} est déterminante pour le terme de matrice, la simple résolution de A_{ij} doit permettre de caractériser le terme ferromagnétique. Il me semble nécessaire à ce stade de remarquer 4 points importants :

- (1) Les auteurs soulignent l'exactitude du modèle en arguant de la bonne corrélation observée entre K_m et K_{ii} . Un test très simple réfute cet argument. En effet, même s'il n'existe pas *a priori* une relation simple entre ces deux termes, ils ne sont pas strictement indépendants (dans la mesure où les taux d'anisotropie ne fluctuent pas dans des proportions importantes). Pour confirmer cette remarque, je propose la figure 1,21 qui résulte d'un tirage aléatoire des L et F d'échantillons à fabrication coaxiale, en imposant $1.004 < L < 1.020$ et $1.020 < F < 1.050$. Les bornes choisies des paramètres de linéation et de foliation magnétiques sont typiques d'une roche sédimentaire. La corrélation entre les K_{ii} et K_m est excellente (cas a, b, c) en dépit d'une distribution aléatoire des paramètres P d'anisotropie (cas d).

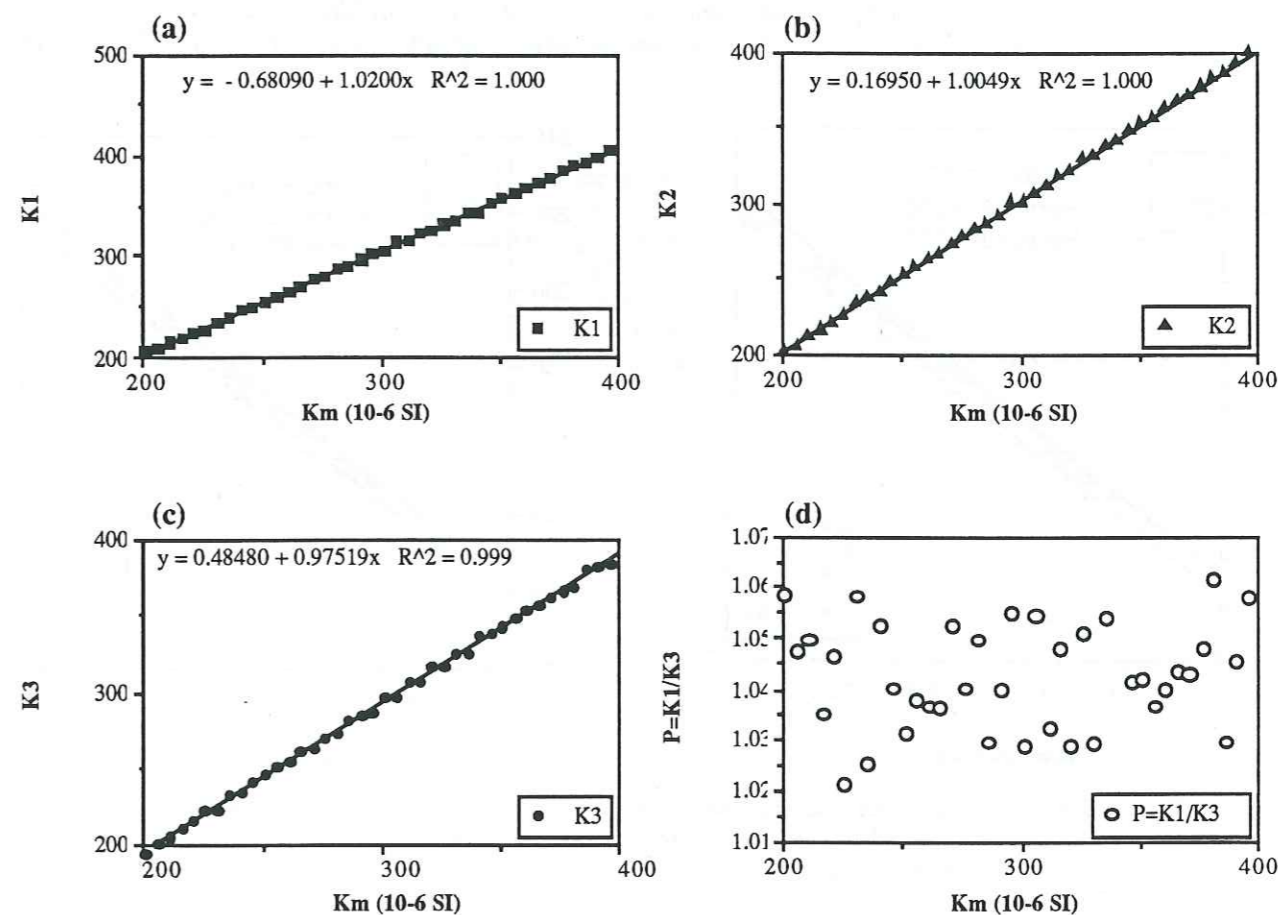


fig.1,21 Corrélations entre les K_i et les K_m lors d'un tirage aléatoire des paramètres L et F d'anisotropie magnétique.

- (2) L'utilisation quantitative des pentes pour en faire des rapports d'anisotropie n'est pas fiable. En effet, comme le montre la figure 1,22, le domaine pour déterminer la pente est très étroit en regard de la plage que peut couvrir K_m selon le modèle.

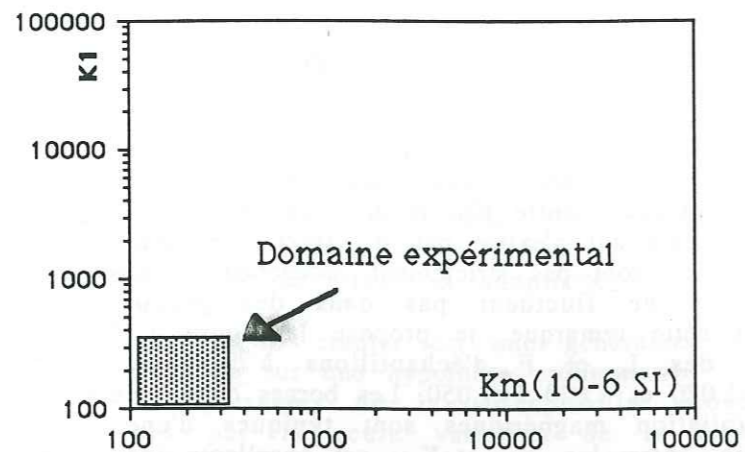


fig.1,22 Comparaison entre le domaine expérimental (fluctuation de la teneur en ferromagnétique dans un site) et les variations possibles de Km (pour une teneur en ferromagnétique variant entre 0 et 100%). Noter l'échelle log-log.

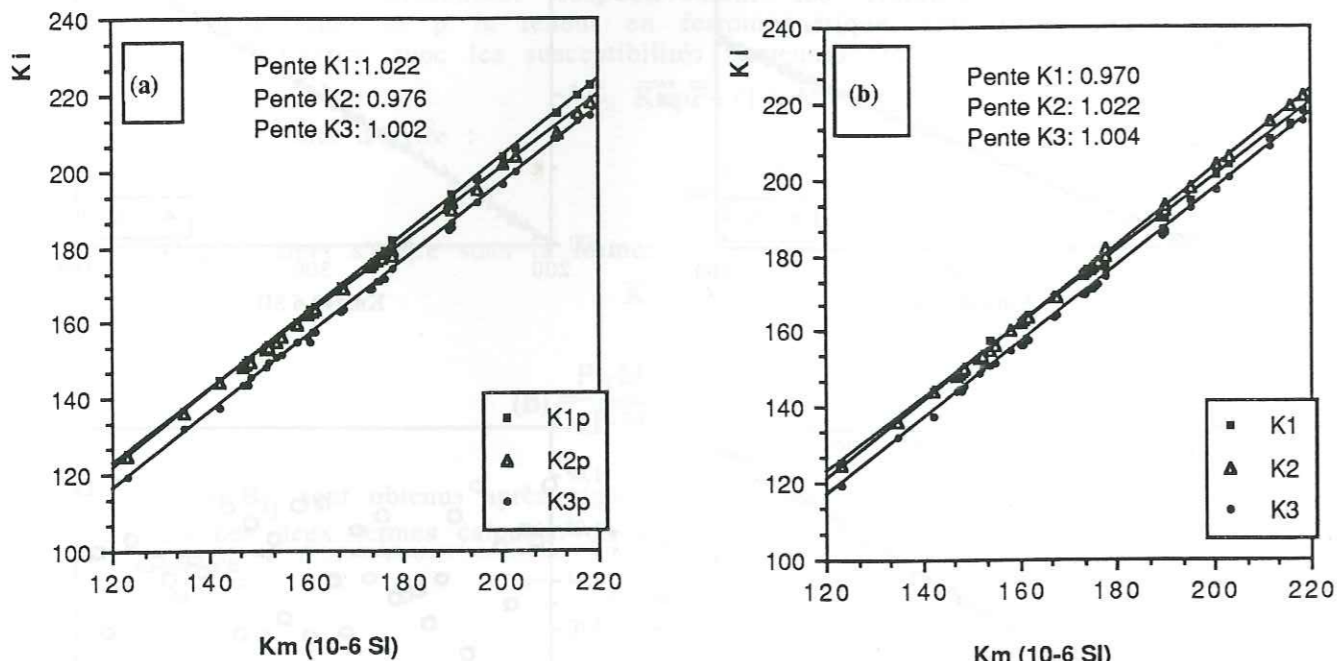


fig.1.23 Application de la méthode de Henry à un site naturel N10. (a): susceptibilités K_i dans le repère principal, (b): susceptibilités K_{ii} dans le repère géographique.

(3) Si la corrélation avec les termes diagonaux de la matrice K_{ii} est évidente, celle avec les termes symétriques K_{ij} (i différent de j) est difficile puisque ceux-ci sont très petits devant K_m . Henry (comm. pers) conseille alors d'effectuer artificiellement un changement de base avec une rotation de 45° .

(4) Il faut éviter de porter les valeurs principales (K_i) en fonction de K_m si l'on n'est pas certain d'une stricte coaxialité entre les sous-fabriques. L'exemple de notre site N10 (Terres Noires de Chartreuse) (fig.1,23) est révélateur; le cas a)

montre la relation des pentes pour $K_i = f(K_m)$, suggérant une inversion d'axe K_2-K_3 alors que le cas b) où est porté $K_{ii} = f(K_m)$ indique une inversion entre tous les axes avec notamment une inversion K_1-K_2 qui est justement mise en évidence par d'autres méthodes. Le premier cas est inexploitable, tout juste peut on dire qu'il doit y avoir une inversion, mais la préciser comme a pu le faire Henry (1983) dans une application du même type n'est pas correct puisque l'on porte indifféremment en fonction de K_m des K_{ii} qui n'ont pas le même repère principal.

Il ne faut pas oublier que le modèle de Henry & Daly repose uniquement sur la seule fluctuation de la teneur en grains ferromagnétiques. Or dans les roches sédimentaires, la variation de la fraction argileuse est importante dans des faciès marno-calcaires (Lamarche & Rochette, 1987) et il est nécessaire de pouvoir contrôler la validité du modèle autrement que par l'étude du coefficient de régression linéaire.

Un bon test, proposé par Rochette (1987), consiste à vérifier préalablement si une corrélation existe entre le degré d'anisotropie magnétique P (K_1/K_3) et la susceptibilité moyenne K_m . L'exemple de la fabrique aléatoire souligne l'intérêt d'un tel test : les corrélations linéaires sont excellentes alors que P ne montre aucune relation avec K_m (fig. 1,21). Dans ce cas, le modèle de Henry n'est pas applicable car si une seule contribution magnétique varie, P devrait tendre vers l'anisotropie de cette contribution.

Si l'on prend maintenant l'exemple de notre site N10 (fig.1,24), on observe une corrélation marginale entre P et K_m et une évolution du paramètre de linéation magnétique L qui montre que l'on tend vers une fabrique plus linéaire. Ces résultats suggèrent qu'une phase magnétique plus linéaire devient prépondérante mais globalement moins anisotrope lorsque la susceptibilité augmente. Dans le cas du site N10, qui sera étudié dans la deuxième partie de cette thèse, on verra qu'il s'agit d'une fluctuation de la teneur en (titano)magnétite au dépend de la teneur en phyllosilicates, le tout contrôlé par la lithologie (les faciès calcaires ont un K_m plus élevé).

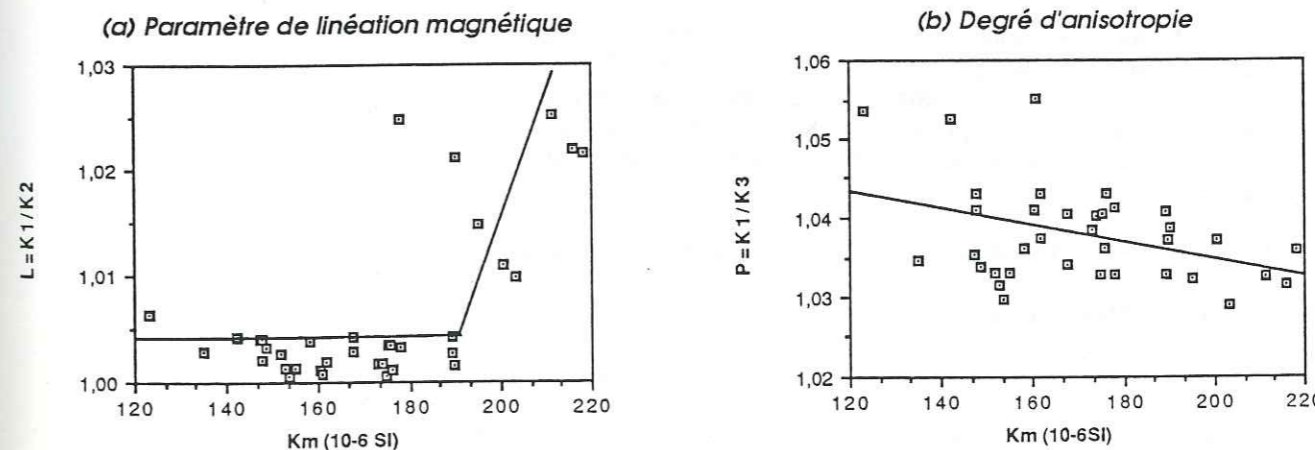


fig.1.24 Diagrammes des paramètres d'anisotropie magnétique en fonction de la susceptibilité moyenne K_m dans le cas d'un site des Terres Noires de Chartreuse (N10). Les droites soulignent les tendances.

L'étude du site N10 révèle encore un point intéressant car l'étude des pentes Kij en fonction de Km (fig. 1,23) qui montre une inversion d'axe K1-K2 peut être mise en relation avec l'évolution non continue du paramètre de linéation magnétique. En effet, on peut imaginer qu'entre 140.10⁻⁶ et 180.10⁻⁶ SI, il existe une compétition d'axes K1 perpendiculaires entre les deux phases magnétiques (magnétite et phyllosilicate) qui impliquerait une anisotropie linéaire globale plus faible.

Pour conclure, on retiendra de la méthode de Henry que :

- (i) elle n'est applicable que pour un domaine restreint de roches où les variations de susceptibilité sont contrôlées par la variation de la teneur en ferromagnétiques;
- (ii) elle doit être précédée d'une étude des degrés d'anisotropie magnétique en fonction de Km;
- (iii) qu'il faut porter systématiquement les Kij en fonction de Km;
- (iv) que le calcul du tenseur paramagnétique se heurte aux limitations du modèle, en particulier devant l'étroitesse de la plage expérimentale comparée à la plage théorique que peut couvrir le modèle;
- (v) la description de la phase ferromagnétique ne peut être que qualitative sauf circonstances exceptionnelles (Henry, 1987).

C-II-6-4 Utilisation quantitative

Les bases mathématiques d'une modélisation "March-Fernandez" ont été données p. 23-24. Elles peuvent être appliquées à partir des données de l'ASM. Une des difficultés majeures tient dans la détermination de l'anisotropie intrinsèque (Hr) des marqueurs. Comme la mesure de l'ASM intègre toutes les phases magnétiques, il est nécessaire de caractériser les contributions relatives de ces dernières.

Une fabrique paramagnétique dominée par les phyllosilicates peut être modélisée avec succès (Lamarche & Rochette, 1987) car l'anisotropie intrinsèque des argiles est bien connue et indépendante de la taille du minéral. Cependant, une incertitude réside dans les phénomènes d'interactions de grains (effet de tuilage, rotation perturbée,...) puisque la teneur des phyllosilicates est parfois importante.

Dans le cas d'une fabrique ferromagnétique, la détermination de l'anisotropie intrinsèque peut être appréhendée de plusieurs façons qui seront discutées par la suite, mais il s'agit dans tous les cas d'une approximation plus ou moins représentative puisque l'anisotropie intrinsèque va varier avec la taille et la forme des grains. Ce problème sera discuté dans la deuxième partie de cette thèse.

C-III L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE ANHYSTERETIQUE (ASA)

C-III-1 Historique

L'anisotropie d'aimantation rémanente artificielle est connue et utilisée depuis longtemps (par ex. Daly & Zinsser, 1973), mais ce n'est qu'en 1985 que des auteurs américains Mc Cabe & Jackson (1985) proposent l'utilisation de l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique pour détecter les fabriques magnétiques. Son application au magnétisme des roches est donc très récente même si son principe est connu depuis plus longtemps.

Plus lourde d'emploi que l'ASM, moins précise et plus longue, l'ASA possède en revanche un avantage déterminant, c'est sa sélectivité (on ne mesure que les contributions ferromagnétiques) qui de plus peut s'adapter selon la taille et/ou la forme des grains que l'on désire mesurer.

C-III-2 Principe

La susceptibilité anhystérétique est le rapport entre l'aimantation rémanente anhystérétique et le champ inducteur (ARA/H). Pour mesurer une anisotropie d'aimantation anhystérétique (ASA), nous avons choisi le même protocole que celui utilisé en ASM (Kappabridge). On mesure donc l'ARA induite selon 15 positions, ce qui permet une redondance suffisante pour la détermination de l'anisotropie (6 mesures suffisent pour calculer un tenseur). Cependant, plusieurs complications apparaissent.

- (i) La désaimantation de l'ARA. Celle-ci se réalise sans aucun problème avec une valeur de champ alternatif supérieure de quelque mT au champ alternatif d'acquisition et en utilisant le tumbler.
- (ii) La reproductibilité des mesures. Celle-ci est liée à la fois à la viscosité de l'échantillon (décroissance logarithmique de l'ARA avec le temps), à la précision de son positionnement pendant l'acquisition d'ARA et à l'homogénéité du champ inducteur.
- (iii) Le comportement linéaire de l'acquisition d'ARA. C'est une condition nécessaire pour que l'ASA ait un comportement tensoriel. Les auteurs utilisent pour cela des champs faibles comparables au champ terrestre (50 µT) (Jackson et al., 1988). Actuellement, au LGIT, nous utilisons un champ beaucoup plus important (1 mT) car le magnétomètre que nous utilisons n'est pas assez sensible pour des champs plus faibles. Nous supposons un comportement tensoriel de l'ASA puisqu'il ne nous est pas possible de contrôler le comportement linéaire de l'acquisition d'ARA, le champ inducteur étant invariant.
- (iv) Les problèmes de la rémanence naturelle. Le moment de l'ARN résiduelle après désaimantation sous champ alternatif (100 mT) doit être mesuré, s'il reste important, une correction sur la mesure d'ASA s'impose.

C-III-3 Les marqueurs d'ASA

Puisque l'on mesure une anisotropie de rémanence, les marqueurs sont naturellement des grains ferromagnétiques (s.l). Les minéraux qui vont être aimantés sont ceux qui auront un champ coercitif inférieur ou égal à l'intensité maximum de champ alternatif. Puisqu'avec notre appareillage, ce champ ne dépasse pas 100 mT, la contribution des minéraux à fort champ coercitif comme les hématites et les goethites va être négligeable. Les marqueurs d'ASA seront donc principalement les (titano)magnétites et les pyrrhotites.

Les résultats de Banerjee et al. (1981) et King et al. (1982) indiquent une variation continue du rapport de la susceptibilité anhystérétique sur la susceptibilité ferromagnétique (Ka/Kf) en fonction de la taille des grains, ce dernier varie entre 5 pour les magnétites monodomains et 0,1 pour les polydomains. La contribution relative des deux tailles de grains diffère d'un facteur 50, aussi les marqueurs de l'ASA sont ils donc essentiellement les petits grains. Pour cette raison, l'ASA ne peut pas se substituer à l'ASM mais doit la compléter. Cette remarque en appelle une autre : le tenseur d'ASA n'est jamais égal au tenseur de la fraction ferromagnétique mesurée par l'ASM. Tout juste peut on faire une comparaison qualitative bien que celle-ci devienne ambiguë dans le cas d'une déformation rotationnelle car les sous fabriques entre petits grains et gros grains peuvent être différentes (Fernandez, 1984 ; Ildefonse, 1987).

C-III-4 L'ASA partielle

Jackson et al. (1988) ont proposé de mesurer l'ASA dans une fenêtre de champ alternatif, donc de champ coercitif : c'est l'ASA partielle (ASAp).

Le choix de la fenêtre va donc permettre de mettre en évidence soit des grains fins et/ou anisomorphes, si celle-ci tend vers les champs alternatifs forts, soit au contraire des grains plus gros et/ou plus isomorphes si elle est centrée sur des champ faibles. L'utilisation conjointe du spectre de champ coercitif doit permettre d'optimiser le choix des fenêtres et ainsi de caractériser les sous fabriques.

Les mêmes auteurs, en appliquant cette méthode à des sédiments fluviaux, mettent en évidence une linéation (susceptibilité anhystérétique max.) parallèle au champ magnétique terrestre (ARD) pour une fenêtre de champ alternatif de $5 < \tilde{H} < 15$ mT et une linéation parallèle à la linéation de courant local pour $45 < \tilde{H} < 55$ mT (fig.1,25). Ce résultat surprenant de prime abord, s'explique par le fait qu'entre 45 et 55 mT, l'ASA n'est pas sensible aux petits grains (les plus à même d'être orientés par le champ magnétique terrestre), mais aux grains les plus anisomorphes. Ces grains étant les plus susceptibles d'être orientés par les forces hydrodynamiques.

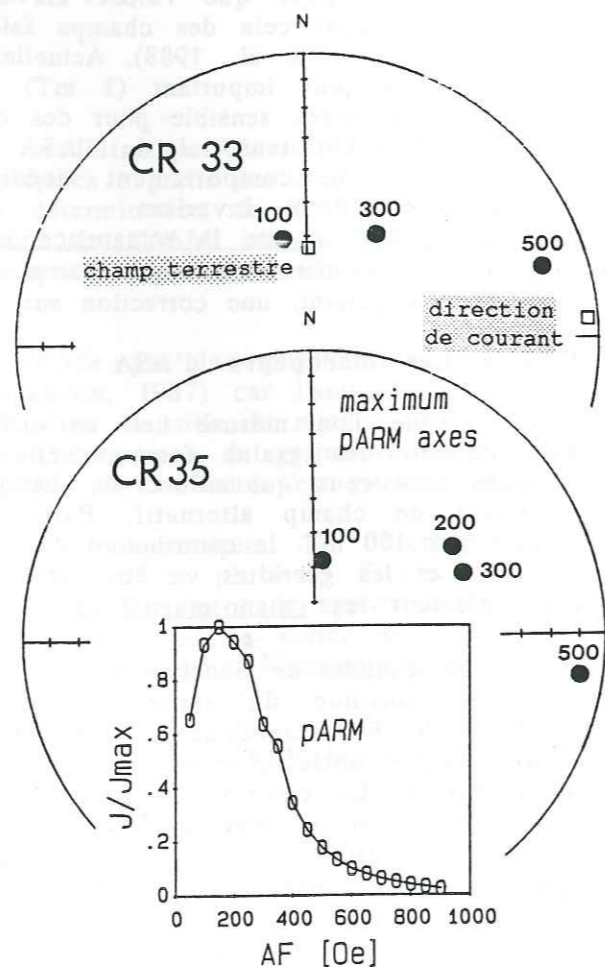


Fig. 3. a: (Inset) partial ARM for a Cumberland floodplain sample, showing a single peak at about 200 Oe. b: maximum principal axes of pARM for two floodplain samples. The maximum axes at 100 Oe reflect the orientation of the magnetic field during deposition and consolidation of the sediments, while that at 500 Oe parallels the direction of flow.

fig.1.25 Utilisation de l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique partielle dans des sédiments fluviaux (Jackson et al., 1988). Cette technique permet de mesurer deux linéations magnétiques : l'une parallèle au champ magnétique terrestre (grains anisomorphes), l'autre parallèle à une linéation de courant (grains isomorphes).

C-III-5 Protocole d'utilisation de l'ASA

C-III-5-1 forme des échantillons

Le volume de la bobine créant le champ inducteur impose le choix d'échantillons cubiques de 1.9 cm de côté que l'on taille à partir des carottes standards qui ont un diamètre de 25 mm pour une hauteur de 22 mm (10,8 cm³) en prenant soin de garder le repère géographique.

C-III-5-2 Le problème de la viscosité de l'ARA

Une partie plus ou moins grande de l'ARA décroît comme le logarithme du temps en accord avec la théorie de la viscosité d'une aimantation. Dans les échantillons étudiés, la variation de l'ARA est importante pendant les 5 premières minutes (0.5 % pour un délai de 30 secondes) et pour s'affranchir de cette source d'erreur, nous avons adopté une séquence de mesures avec plusieurs échantillons de façon à obtenir plus de cinq minutes entre la création de l'ARA et sa mesure.

C-III-5-3 Contrôle de la rémanence naturelle

Tous les échantillons sont désaimantés en champ alternatif à 100 mT avec rotation de l'échantillon (tumbler). L'ARN résiduelle dans les roches calcaires que nous avons étudiées est négligeable (< 0,1 mA/m) et il n'en a pas été tenu compte dans le calcul de l'ASA.

C-III-5-4 Séquence des mesures

La séquence adoptée demande une très grande constance dans les différentes étapes de façon à minimiser les problèmes de viscosité de l'ARA. Le protocole est décrit ici pour trois échantillons:

- (1) Acquisition d'une ARA sur n°1 à \tilde{H}_1
- (2) --> mesure de n°2
- (3) désaimantation de n°2 à $\tilde{H}_1 + \Delta\tilde{H}$
- (4) ARA sur n°2
- (5) --> mesure de n°3
- (6) désaimantation de n°3
- (7) ARA de n°3
- (6) --> mesure de n°1
- (8) désaimantation de n°1
- etc...

Il se passe plus de cinq minutes entre la création d'une ARA et sa mesure. Pendant ce laps de temps, l'échantillon est placé en champ nul (écrans en métal). La susceptibilité anhystérétique est calculée simplement en faisant le rapport ARA/Hi, Hi étant le champ inducteur. Cette séquence est répétée 15 fois, selon le protocole de Jelinek (1977), et les ASAi obtenues permettent de calculer un tenseur d'ASA. Il faut compter environ 2 heures pour le traitement des trois échantillons (contre 15 minutes pour l'ASM).

C-III-5-5 Répétitivité des mesures

Des mesures d'ARA répétées dans la même direction sur plusieurs échantillons montrent que l'erreur moyenne est de 0.5 %. Ce résultat médiocre est à imputer sans doute à l'hétérogénéité du champ inducteur, à la position variable de l'échantillon, à la sensibilité moyenne du magnétomètre, etc... Quoiqu'il en soit, la mesure de l'anisotropie ne doit guère être plus précise que 1% alors qu'en ASM, celle-ci peut atteindre 0,1%.

C-III-5-6 Conclusion

En termes de précision et rapidité de mesure, la technique d'étude de l'ASA est nettement moins performante que celle de l'ASM, mais par sa sélectivité et sa capacité à discriminer les phases ferromagnétiques, cette méthode sera sans doute de plus en plus utilisée dans le magnétisme des roches, en particulier pour détecter les différentes sous fabriques existantes dans une roche.

C-IV L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE EN CHAMP FORT (ACF)

C-IV-1 Historique

Puisque les minéraux de la matrice ont par définition une susceptibilité indépendante du champ, il est possible de mesurer l'anisotropie de la matrice en champ suffisamment fort de façon à saturer les ferromagnétiques. Le tenseur d'ACF résultant M_{ij} est relié au tenseur d'ASM K_{ij} par la relation :

$$K_{ij} = M_{ij} + F_{ij} \text{ (} F_{ij} \text{ : contribution ferromagnétique)}$$

Plusieurs méthodes sont actuellement utilisées pour mesurer l'anisotropie en champ fort.

- Avec un pendule de torsion (Banerjee & Stacey, 1967). La sensibilité de cette méthode a été améliorée récemment en utilisant de la fibre de rubis (Parma, 1987, Hrouda & Jelinek, 1988). La sensibilité est de 10^{-6} SI sur les dK.
- En faisant tourner un échantillon dans un magnétomètre cryogénique à champ variable de 0 à 4 Tesla (Rochette & Fillion, 1985 et 1988). Actuellement, cette méthode ne permet pas d'accéder au tenseur d'ACF, elle donne uniquement les paramètres d'anisotropie.

C-IV-2 Protocole expérimental

Nous utiliserons dans cette thèse la méthode de rotation de l'échantillon en champ fort détaillée par Rochette & Fillion (1988). La mesure est faite dans le SQUID cryogénique du laboratoire L. Néel qui permet de travailler à la fois en champ variable et en température variable. L'échantillon est un cube de 10 mm de coté. Puisque il n'est pas encore possible de calculer un tenseur, on taille les cubes à partir des carottes standards selon les axes d'ASM en supposant une coaxialité entre les axes (mais pas forcément de même nom) d'ASM et d'ACF. En faisant tourner l'échantillon (1 Hz) selon l'axe K2, parfois K3, d'ASM, on obtient un signal qui est en fait la composition de plusieurs sinusoïdes; on a principalement :

- un signal en 1 θ : il correspond à l'aimantation rémanente;
- un signal en 2 θ : il correspond à l'anisotropie d'aimantation induite;
- un signal en 4 θ : c'est le bruit du porte échantillon et des harmoniques du signal d'anisotropie.

Seul le signal en 2 θ nous intéresse. Le signal en 1 θ est efficacement éliminé en désaimantant préalablement l'échantillon en champ alternatif à 100 mT, tandis que le signal 4 θ est faible et ne gêne pas la mesure. L'analyse de Fourier de ce signal permet de calculer les différences d'aimantation dM entre les axes K1 et K3 (parfois entre K1 et K2), et par suite des différences de susceptibilité dK entre les mêmes axes.

C-IV-3 Les domaines d'application

L'application de l'ACF au magnétisme des roches est très récente. Hrouda & Jelinek (1988) ont montré par exemple l'importance de la matrice à la fois dans la susceptibilité mais aussi dans l'anisotropie des roches sédimentaires et plutoniques. Il est certain que le développement d'un instrument fiable, précis et rapide devrait permettre de très bonnes applications quantitatives notamment dans les roches sédimentaires.

Le tableau 10 résume les différentes caractéristiques des méthodes d'anisotropie décrites ci-dessus :

| nom phases mesurées | Sensibilité | précision | particularités |
|---------------------------|----------------|-----------|------------------------|
| ASM matrice+ferro | 5.10^{-8} SI | 0,1% | Rapide (5mn/ech) |
| ASA ferro. (petit grains) | 10^{-8} SI | 1% | lente (40 mn/éch) |
| ACF matrice. | 10^{-8} SI | / | Pas de tenseur calculé |

-Tableau 10-

Nous ne parlons pas ici des autres méthodes de mesure d'anisotropie magnétique comme l'anisotropie d'ARI ou d'ATR qui sont plus longues et moins souples d'emploi que l'ASA. Des descriptions de celles-ci sont faites dans les thèses de Daly (1970) et de Cogné (1987a) et dans l'article de Stephenson et al. (1986).

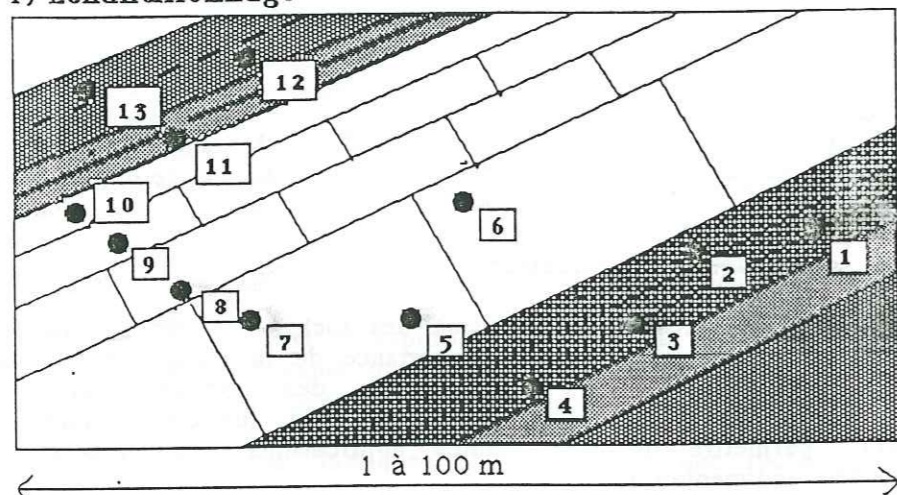
C-V ETUDE DE LA REMANENCE: LE PALEOMAGNETISME

Nous n'aborderons pas les principes fondamentaux du paléomagnétisme. Ces derniers sont largement décrits dans les ouvrages de Tarling (1983) et Westphal (1987).

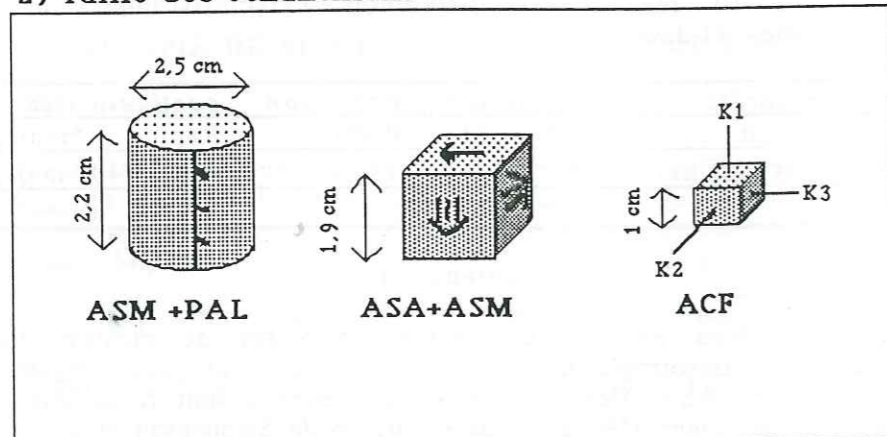
Une fois le nettoyage magnétique effectué (désaimantation thermique ou en champ alternatif), on peut mettre en évidence, grâce au diagramme de Zijdeveld (1967), les composantes caractéristiques de l'aimantation naturelle si elles existent. Dès lors, s'il s'agit de roches sédimentaires peu ou pas métamorphosées, on est généralement confronté à deux types de problèmes :

- (1) l'ARN est-elle déviée par l'orientation préférentielle des grains dans une pétrofabrique (induite par la compaction et les phases tectoniques ultérieures);
- (2) quelle est la nature de l'ARN : primaire ou secondaire, détritique (ARD), post détritique (pARD), visqueuse (ARV), cristalline (ARC),... ?

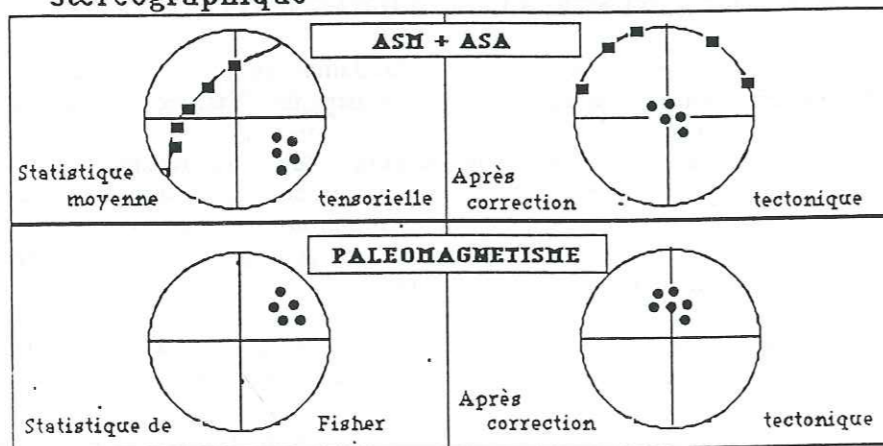
1) Echantillonnage



2) Taille des échantillons



3) Représentation des données sur canevas stéréographique



Dans les roches sédimentaires relativement peu déformées que l'on va étudier, on peut s'attendre à une déviation de l'inclinaison de l'aimantation rémanente -vers le plan de stratification- suite à la compaction diagénétique (Daly, 1970; Rochette, 1983; Cogné, 1987b) mais aussi liée à la nature des grains formant la matrice. Ainsi Collombat et al. (13 ième RST, Grenoble, 1990) ont montré que l'on pouvait mesurer dans un sédiment fluviatile non compacté une erreur d'inclinaison de 30° liée à la présence de nombreux micas qui accentuent l'anisotropie planaire. Il convient donc d'être prudent quant à l'utilisation des données d'inclinaison en vue d'une application géodynamique. (Blow & Hamilton, 1978, Tarling, 1983 ; p 59).

La correction tectonique, que l'on appelle en paléomagnétisme le "test du pli" est un excellent moyen pour savoir si l'ARN est anté ou post-tectonique. En effet si après avoir rabattu la stratification (autour de l'axe de pli) à l'horizontale, les points se regroupent, on peut dire que l'ARN est anté-tectonique et probablement primaire. Si au contraire, les points se dispersent encore plus, on peut en conclure qu'elle est post-tectonique, sans pour autant trancher sur son origine : celle-ci va être conditionnée par l'histoire tectonique de la roche.

Ce test simple n'est pas toujours significatif, il l'est d'autant moins si la structure est monoclinale. En revanche, il trouve sa pleine application quand l'échantillonnage a lieu dans les deux flancs d'un pli.

D TECHNIQUES D'ANALYSE

D-I ECHANTILLONNAGE

D-I-1 Le site de prélèvement

Que l'on étudie la rémanence, ou que l'on cherche à détecter une fabrique magnétique, la technique d'échantillonnage diffère peu puisque l'on désire la meilleure description statistique possible. Dans une série sédimentaire, l'échantillonnage consiste à prélever 8 à 16 carottes (de diamètre standard 2,5 cm, de hauteur maximum 10 cm) au moyen d'une carotteuse portable, sur la plus grande hauteur stratigraphique disponible. Une grande partie des sites de cette thèse ont été prélevés à partir d'une route, d'une part pour le transport de l'eau nécessaire au refroidissement, d'autre part pour bénéficier d'un affleurement peu altéré (problème de la goethitisation) (Rochette, 1988).

Les carottes sont systématiquement repérées dans le repère géographique (avec une précision oscillant entre 1° et 2°), indexées, et leurs emplacements dessinés sur un schéma récapitulatif (fig. 1,26). Une description structurale de l'affleurement est faite le plus précisément possible en s'attachant particulièrement à vérifier la cohérence des structures avec le contexte environnant. Les zones fauchées ou compliquées par une tectonique tardive sont à proscrire impérativement.

D-I-2 Correction tectonique

Une fois les carottes débitées en échantillons standards (fig. 1,25), nettoyées dans la cuve à ultrasons et mesurées, il est d'usage d'effectuer une correction tectonique sur les données d'anisotropie. Cela consiste à rabattre un plan

fig.1,26 Schéma récapitulatif du prélèvement et du traitement des échantillons.

structural qu'il soit sédimentaire (S0) ou tectonique (S1) à l'horizontale. Dans le contexte des Chaînes subalpines où s'est cantonnée notre étude, il est raisonnable de choisir un axe de rotation horizontal puisque les pendages d'axes de plis qui sont à l'origine du basculement dépassent rarement plus de 20°, et qu'un tel pendage induit une erreur négligeable (par exemple Henry, 1973).

La correction peut en fait se faire à partir de 3 valeurs :

- (1) Les mesures de terrain "in situ";
- (2) Les mesures sur la carotte avec un goniomètre adapté (Lamarche, 1987);
- (3) Avec les axes d'ASM ou d'ASA.

Les mesures "in situ" ne tiennent pas compte des fluctuations locales (ondulations de S0 ou S1, réfraction de la schistosité, ...) et la précision des mesures est souvent médiocre. Elles présentent cependant l'avantage de donner une direction moyenne objective. Les mesures en laboratoire sont beaucoup plus précises, mais la mesure n'est pas toujours possible et la confusion avec d'autres plans (fracture, dissolution ...) peut être une source d'erreur importante. Enfin, l'utilisation des axes d'anisotropie, qui peuvent être des marqueurs très précis comme nous le montrerons, est à déconseiller en ASM ou en ASA, car la statistique après correction n'aurait plus aucun sens.

D-II TRAITEMENTS STATISTIQUES DES MESURES

D-II-1 La statistique de Fischer

Cette statistique, établie par Fischer (1953) est une adaptation de la Loi Normale sur une sphère. La direction moyenne de n vecteurs est caractérisée par les angles de déclinaison Dm et d'inclinaison Im tels que:

$$\operatorname{tg} D_m = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{\sum_{i=1}^n x_i}, \quad \sin I_m = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^n z_i$$

Les x_i , y_i , et z_i sont les coordonnées cartésiennes des vecteurs, et r^2 est égale à:

$$r^2 = \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n z_i \right)^2$$

La précision de ce vecteur moyen est quantifiée par deux paramètres :

$$k = \frac{(n-1)}{(n-r)}, \quad \alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{k \cdot n}}$$

Ces expressions sont valables pour α_{95} petit et $k > 3$. Pour $k < 10$, on considère la direction moyenne comme non significative. Plus k est grand, meilleur est le groupement des points. " α_{95} " est le demi-angle de confiance (à 95% de probabilité) du cône centré sur la direction moyenne.

Simple et rapide, cette méthode a acquis un succès mérité auprès des paléomagnéticiens. En revanche, elle se révèle mal adaptée pour traiter les axes d'anisotropie:

- (i) les directions moyennes ne sont plus forcément orthogonales deux à deux;
- (ii) ce traitement suppose une symétrie axiale, ce qui est rarement le cas pour une fabrique magnétique.

D-II-2 La moyenne tensorielle

Plutôt que de travailler sur des vecteurs, Jelinek (1978) propose une méthode tensorielle reposant sur la moyenne arithmétique des tenseurs d'anisotropie. Appliquée à la fabrique magnétique, l'avantage est immédiat : on obtient directement un tenseur moyen décrivant au mieux une fabrique à l'échelle d'un site. Nous reprenons les formules essentielles qui permettent d'utiliser cette statistique. On trouvera la théorie détaillée dans l'article de Jelinek (1978).

D-II-2-1 Les formules de base

A l'échelle d'un site, voir de l'échantillon, la susceptibilité moyenne, qu'elle soit de champ faible, anhystérique ou de champ fort, peut varier de façon significative. Pour ne pas privilégier dans la moyenne tensorielle les plus fortes susceptibilités, il est conseillé de normaliser chaque tenseur par la susceptibilité moyenne :

$$K_{ij}^n = \frac{3 K_{ij}}{\bar{K}_1 + \bar{K}_2 + \bar{K}_3} \quad (1)$$

La normalisation implique :

$$\bar{K}_1 + \bar{K}_2 + \bar{K}_3 = 3 \quad \text{avec} \quad \bar{K}_{ij} = E(K_{ij}) \quad (2)$$

Les \bar{K}_i sont les susceptibilités principales moyennes normées. Leurs déviations sont caractérisées par les $d\bar{K}_i$:

$$d\bar{K}_i = \sqrt{n^{-1} V_{ii}^p t_{n-1}(100-\alpha/2)} \quad (3)$$

"t" est un coefficient statistique de Student. Ce dernier vaut 2,15 pour un nombre d'échantillon compris entre 8 et 20. Les V_{ij}^p sont les valeurs diagonales de la matrice de covariance définie dans le repère principal :

$$V_{ij} = \sum_{l=1}^n \frac{K_l K_j}{n} - \bar{K}_i \bar{K}_j \quad (4)$$

$$V^p = T V T^t \quad (5)$$

La matrice de transformation T est définie comme suit:

$$=T \begin{bmatrix} p_{11}^2 & p_{21}^2 & p_{31}^2 & 2p_{11}p_{21} & 2p_{21}p_{31} & 2p_{31}p_{11} \\ p_{12}^2 & p_{22}^2 & p_{32}^2 & 2p_{12}p_{22} & 2p_{22}p_{32} & 2p_{32}p_{12} \\ p_{13}^2 & p_{23}^2 & p_{33}^2 & 2p_{13}p_{23} & 2p_{23}p_{33} & 2p_{33}p_{13} \\ p_{11}p_{12} & p_{21}p_{22} & p_{31}p_{32} & p_{11}p_{22}+p_{21}p_{12} & p_{21}p_{32}+p_{31}p_{22} & p_{31}p_{12}+p_{11}p_{32} \\ p_{12}p_{13} & p_{22}p_{23} & p_{32}p_{33} & p_{12}p_{23}+p_{22}p_{13} & p_{22}p_{33}+p_{32}p_{23} & p_{32}p_{13}+p_{12}p_{33} \\ p_{13}p_{11} & p_{23}p_{21} & p_{33}p_{31} & p_{13}p_{21}+p_{23}p_{11} & p_{23}p_{31}+p_{33}p_{21} & p_{33}p_{11}+p_{13}p_{31} \end{bmatrix}$$

Les p_{ij} sont les éléments de la matrice des directions principales.

Les axes principaux du tenseur moyen sont précisés par deux demi-angles de confiance calculés à partir de la matrice de covariance définie dans le repère principal:

$$W_i = \begin{bmatrix} \frac{V_{3+i,3+i}^p}{(x_i-x_j)^2} & \frac{V_{3+i,3+k}^p}{(x_i-x_j)(x_i-x_k)} \\ \frac{V_{3+i,3+k}^p}{(x_i-x_j)(x_i-x_k)} & \frac{V_{3+k,3+k}^p}{(x_i-x_k)^2} \end{bmatrix} \quad (6)$$

Les x_i sont égaux aux k_{ij} de la matrice moyenne. Si les l_{mi} ($m=1,2,3$) sont les valeurs propres de cette matrice, alors les demi-angles de confiance sont :

$$E_{mi} = \arctg \left(\sqrt{\frac{2(n-1)}{n(n-2)} F_{n-2, \lambda_{mi}}} \right) \quad (7)$$

E_{mi} est l'angle de confiance sur K_m dans le plan K_m-K_i . F est le coefficient statistique de Fischer-Snedecor dont la valeur dépend du nombre d'échantillons. Si la distribution des directions moyennes est normale, on doit avoir:

$$E_{ij} = E_{ji} \quad (8)$$

Le cas contraire indiquerait la présence de sous fabriques d'orientations différentes. E_{12} précise la direction de l'axe K_1 dans le plan K_1-K_2 . C'est donc un angle particulièrement utile car il permettra de mesurer la précision angulaire sur la linéation magnétique. E_{23} et E_{13} permettent quant à eux d'apprécier l'homogénéité de la foliation magnétique. Ils sont particulièrement utiles après une correction tectonique pour vérifier si l'axe minimum (3) est bien statistiquement perpendiculaire au plan de stratification ou de schistosité.

D-II-2-2 Les limitations de cette méthode statistique

a) Nombre d'échantillons (n)

En première approximation, on voit que les E_{ij} (eq.7) sont inversement proportionnels à la racine de n . Quand le nombre d'échantillons est faible ($n < 8$), seule les valeurs relatives des angles de confiances doivent être prises en compte.

b) L'hétérogénéité de l'anisotropie au sein d'un site

Les échantillons les plus anisotropes ont plus de poids dans la moyenne tensorielle que les échantillons plus faiblement anisotropes. L'exemple du site N10 (fig.1,27) illustre concrètement ce problème.

Dans le cas a), on voit que l'axe maximum de la moyenne tensorielle d'azimut E-O est éloigné du centre de gravité du nuage de points. Il se trouve que les quatre échantillons E-O sont en moyenne plus anisotropes que leurs homologues d'azimuts différents. Quand on les enlève, (cas b), la moyenne se déplace de façon cohérente par rapport au nuage en restant toutefois plus vers le Nord que le barycentre visuel des points. Notons pour appuyer notre remarque précédente à propos du nombre d'échantillons n , que la taille de l'ellipse de confiance est plus importante dans le second cas alors que la dispersion est moindre.

L'analyse fréquentielle (diagramme d'iso-densités) peut être une alternative intéressante pour donner une direction moyenne. En revanche, cette technique requiert un nombre plus important d'échantillons. Un échantillonnage complémentaire de 24 carottes a donc été réalisé sur ce même site. Les trois familles de linéation apparaissent ainsi distinctement : l'une N-S, l'autre NO et la dernière E-O. La concentration significative de K_1 selon la direction NO est cohérente comme nous le verrons avec une direction structurale que l'on attend dans cette région (cf deuxième partie). Seulement l'utilisation abusive de cette technique peut être fallacieuse, car comme nous le montrerons, la dispersion des axes de susceptibilité peut être le résultat d'une compétition entre des sous fabriques magnétiques.

D-II-2-3 Les avantages de la moyenne tensorielle

Le plus immédiat est l'utilisation qualitative des angles de confiance car les ellipses de confiance obtenue à partir des demi-angles de confiance sont bien représentatives de la dispersion des directions moyennes d'anisotropie. D'autre part, les taux d'anisotropie \bar{L}, \bar{F} calculés à partir du tenseur moyen semblent beaucoup plus représentatifs que leurs homologues L^*, F^* issus de la moyenne arithmétique.

Cette méthode est donc parfaitement adaptée à l'étude d'une fabrique magnétique, avec cependant quelques réserves lorsque qu'il y a superposition de plusieurs composantes et que la distribution des paramètres d'anisotropie est étendue. Ces problèmes peuvent être résolus partiellement soit en faisant un diagramme d'iso-densité si le nombre d'échantillons est suffisant, soit en normalisant les paramètres d'anisotropie dans la moyenne tensorielle.

D-III L'APPAREILLAGE

Nous utiliserons les abréviations suivantes pour désigner les différentes possibilités que permettent les instruments:

- MI-MA : minéralogie magnétique
- ASM, ACF, ASA : anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible, fort et anhystérique
- PAL: paléomagnétisme

D-III-1 Kappabridge KLY-2 (ASM+MI-MA)

Le principe de cet appareil tchécoslovaque est de mesurer une susceptibilité en utilisant un champ alternatif (920 Hz) de $400 \mu T$ (champ terrestre: $\approx 45 \mu T$) ce qui permet de pondérer les problèmes de non linéarité de la courbe d'aimantation (Vergne et al., 1988b). La mesure proprement dite est réalisée en comparant la différence d'induction de deux bobines : c'est le principe du pont d'impédance. On pourra trouver une description plus détaillée du Kappabridge dans la thèse de Rochette (1988).

Sous conditions optimales de stabilité (température, vibration, tension), la sensibilité peut atteindre 5.10^{-8} SI. Avec 4 digits significatifs, la précision relative sur l'anisotropie atteint souvent le pour mille (0,1%).

Ces caractéristiques, alliées à la souplesse d'utilisation puisque l'on peut mesurer sans aucune distorsion un échantillon de forme quelconque, font de cet appareil le plus performant du marché.

Les comparaisons faites avec les "spinners" et les balances de torsion (Lamarche, 1987; Rochette, 1988) sont toutes à l'avantage du Kappabridge.

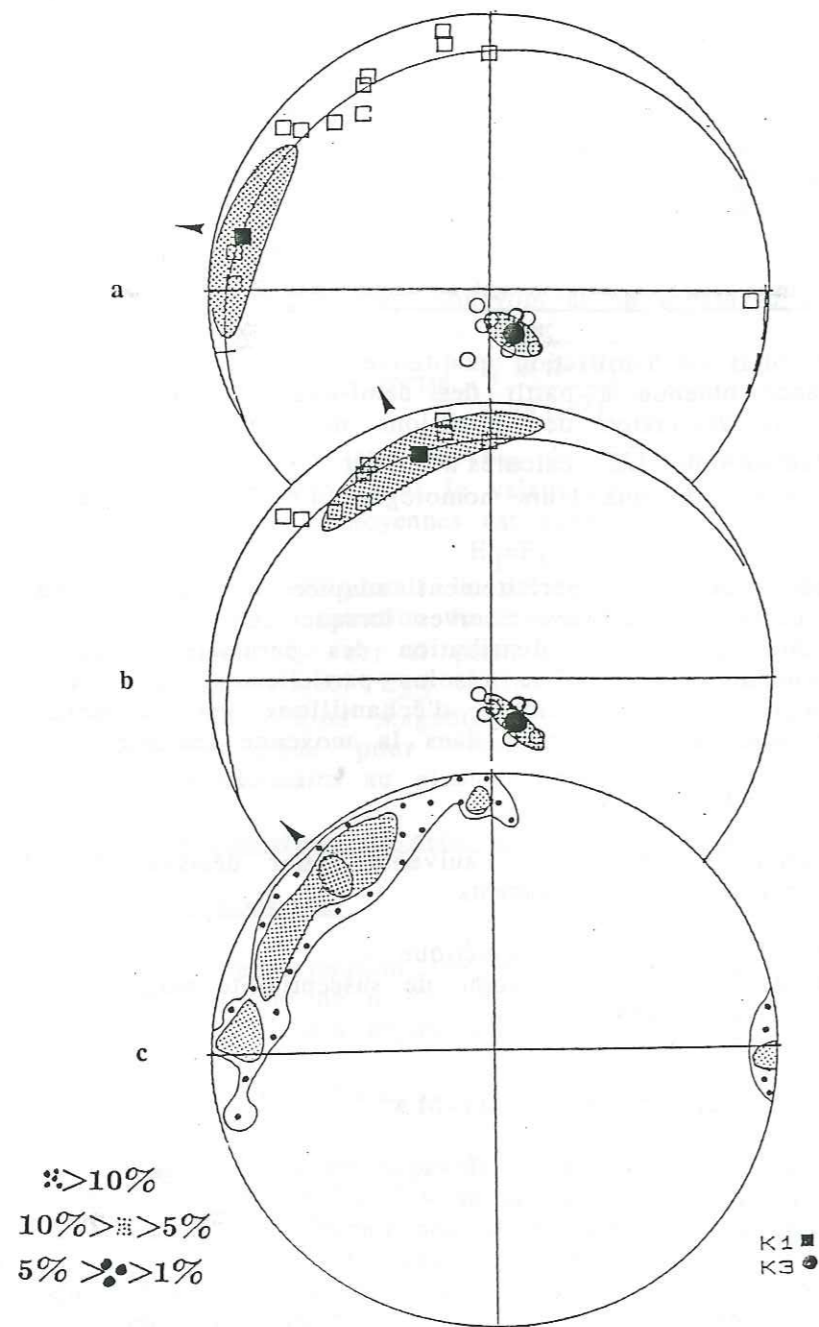


fig.1,27 Traitement statistique du site N10.
 (a) Moyenne tensorielle avec tous les échantillons : la linéation magnétique moyenne tend vers les échantillons anisotropes E-O.
 (b) Moyenne tensorielle sans les échantillons E-O
 (c) Diagramme d'iso-densités des K1 après un échantillonnage complémentaire de 24 carottes.

D-III-2 Equipement Molspin (ASA, PAL, MI-MA).

D-III-2-1 Le magnétomètre Molspin

C'est un rémanomètre de type rotatif (spinner). La mesure d'une aimantation rémanente est réalisée en faisant tourner l'échantillon (carotte standard ou cube) à une fréquence de 6 Hz avec une sensibilité approchant en l'état 10^{-5} Am^{-1} (10^{-8} SI pour la susceptibilité anhystérétique).

Selon l'intensité de l'aimantation que l'on mesure et la précision que l'on recherche, la séquence de mesures pour déterminer un moment magnétique rémanent compte 3 ou 6 mesures avec un temps d'intégration de 6 ou 24 secondes par mesure. Pour des sédiments faiblement aimantés, il faut compter environ 5 minutes de traitement par échantillon.

D-III-2-2 Le désaimanteur en champ alternatif

La valeur maximale du champ alternatif (fréquence 200 Hz) couvre une plage allant de 2,5 à 102 mT. Le système de désaimantation isotrope est un culbuteur (tumbler) à deux axes spécialement conçu pour éviter les aimantations parasites. L'adjonction d'une bobine produisant un champ continu stable de 1 mT (contrôlé électroniquement) sous champ alternatif permet de créer une ARA.

D-III-3 Les magnétomètres à Squid

Deux types de magnétomètres ont été utilisés :

- (1) Le magnétomètre SHE (ACF, MI-MA)
- (2) Le magnétomètre ScT (PAL)

D-III-3-1 Le magnétomètre SHE (Grenoble, Labo Louis Néel)

On trouvera une description détaillée de ce Squid SHE dans Rochette (1983) pour les mesures axiales et Rochette & Fillion (1988) pour les mesures d'anisotropie. Ce magnétomètre qui n'est pas conçu pour les mesures de paléomagnétisme n'accepte que des échantillons de petites tailles (diamètre utile : 20mm). La sensibilité affichée est faible comparée aux magnétomètres à Squid utilisés en paléomagnétisme : 1 digit représente $2.10^{-4} \text{ Am}^{-1}$. En revanche, il constitue un puissant outil d'investigation puisque les mesures peuvent être faites sous champ et température variable, respectivement de 0 à 4 Tesla et de 2 (par pompage de l'hélium liquide) à 400 K.

D-III-3-2 Le squid ScT (LDGO, New-York)

Les principes généraux des magnétomètres à Squid de paléomagnétisme sont décrits dans l'article de revue de Goree & Fuller (1976). Le ScT permet la mesure d'aimantation rémanente d'échantillons standards à température ambiante. La sensibilité est de $2.10^{-6} \text{ Am}^{-1}$ et une séquence de mesure complète prend habituellement 1 minute pour un traitement paléomagnétique complet, ce qui est appréciable par rapport au rémanomètre Molspin .

D-III-4 Le four de désaimantation thermique (MI-MA, PAL)

Le four utilisé a été monté par le labo L.Néel. La plage de température va de l'ambiante à 700°C. L'interfaçage avec un micro-processeur Cerbere (mis au point au CNRS, et commercialisé par Barras Provence) permet la programmation de

cycles de température avec des dépassements maximaux de 5° par rapport à la température de consigne et une stabilité meilleure que le degré. Le tube d'introduction d'échantillon a un diamètre de 2,8 cm et la largeur utile de chauffe est de 10 cm ce qui permet de traiter 4 carottes standards par cycle de chauffe.

L'utilisation d'un thermocouple placé à l'intérieur d'un échantillon témoin montre que la différence de température entre la température de consigne et celle de l'échantillon est de l'ordre de 1 à 2 degrés jusqu'à 400° et de 5° au-delà. Pour éviter les phénomènes d'oxydation, un gaz neutre, de l'argon, est injecté dans le cylindre pendant un cycle complet. Le refroidissement est assuré efficacement en déplaçant les échantillons dans une zone refroidie par un circuit d'eau secondaire.

III-4-1 Protocole d'utilisation pour carottes standards sous argon

- (1) - Emballage des échantillons (de 1 à 4) dans du papier d'aluminium.
- (2) - Mise en place dans le four encadrés par deux bouchons de céramique.
- (3) - Durée de la chauffe de 20 mn à 40 mn, inclus le palier de température de consigne (15 mn).
- (4) - Refroidissement dans la partie la moins brulée du four, le temps de la chauffe de la journée suivante.

DEUXIEME PARTIE

- A - **CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE**
- B - **LES ETUDES MAGNETIQUES ANTERIEURES**
- C - **ETUDES MAGNETIQUES DES TERRES NOIRES**
- D - **PALEOMAGNETISME DANS LES TERRES NOIRES**
- E - **FABRIQUES EXPERIMENTALES**

A- CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

Ce chapitre va présenter rapidement les grandes structures de la zone externe des Alpes occidentales où l'échantillonnage des Terres Noires, qui servent de support principal à notre étude magnétique, a été effectué dans le but d'établir d'éventuelles relations entre évolutions structurales et propriétés magnétiques des roches déformées.

A-I CADRE GENERAL

L'histoire tectonique de la zone externe ou Dauphinoise des Alpes occidentales est commandée par la lente convergence des plaques Africaine et Eurasienne depuis le Jurassique jusqu'à maintenant où la déformation demeure active (Tapponnier, 1977 ; Coward & Dietrich, 1989). Parmi les formations géologiques très différentes que l'on est amené à rencontrer dans la zone Dauphinoise, on distingue deux unités bien distinctes (fig. 2,1) :

- (1) une unité cristalline constituée d'un socle hercynien : ce sont les Massifs Cristallins Externes (MCE), qui dans cette étude se limitent aux massifs de Belledonne (interne et externe) et du Pelvoux;
- (2) une unité sédimentaire mésozoïque et cénozoïque qui constitue la couverture plus ou moins déplacée des MCE : ce sont les chaînes subalpines Sud et Nord qui enveloppent la bordure occidentale des MCE.

Les plis de la couverture sédimentaire dessinent globalement un arc qui épouse la forme en "L" des MCE (fig. 2,1). On distingue toutefois une différence très nette entre le Sud du Pelvoux où deux générations de plis superposés E-O et N-S interfèrent et le bord occidental de Belledonne où les plis sont cette fois coaxiaux N-NE - S-SO. Ces différences structurales conduisent à différencier (Debelmas & Kerchkove, 1980) :

- les chaînes subalpines Nord, qui regroupent des massifs bien individualisés avec les Bauges, la Chartreuse et le Vercors;
- des chaînes subalpines Sud où les limites entre les différents massifs sont très diffuses : limités à la zone étudiée, on a successivement le massif du Diois, le massif du Dévoluy et la région de la demi-fenêtre d'Embrun à proximité des Nappes de l'Embrunnais.

La structure arquée des plis de la couverture suggère une histoire complexe des chaînes subalpines. L'hypothèse de l'expulsion centrifuge du matériel a été abandonnée au profit d'un mécanisme impliquant le chevauchement crustal des MCE (Goguel, 1963). En se basant sur de nombreuses données géophysiques et sur l'allure en "L" des MCE, G. Ménard (1979) propose en première approximation de modéliser les MCE en un bloc rectangulaire chevauchant sur sa couverture (fig. 2,2). Cette approche permet d'expliquer la surépaisseur définie dans les MCE.

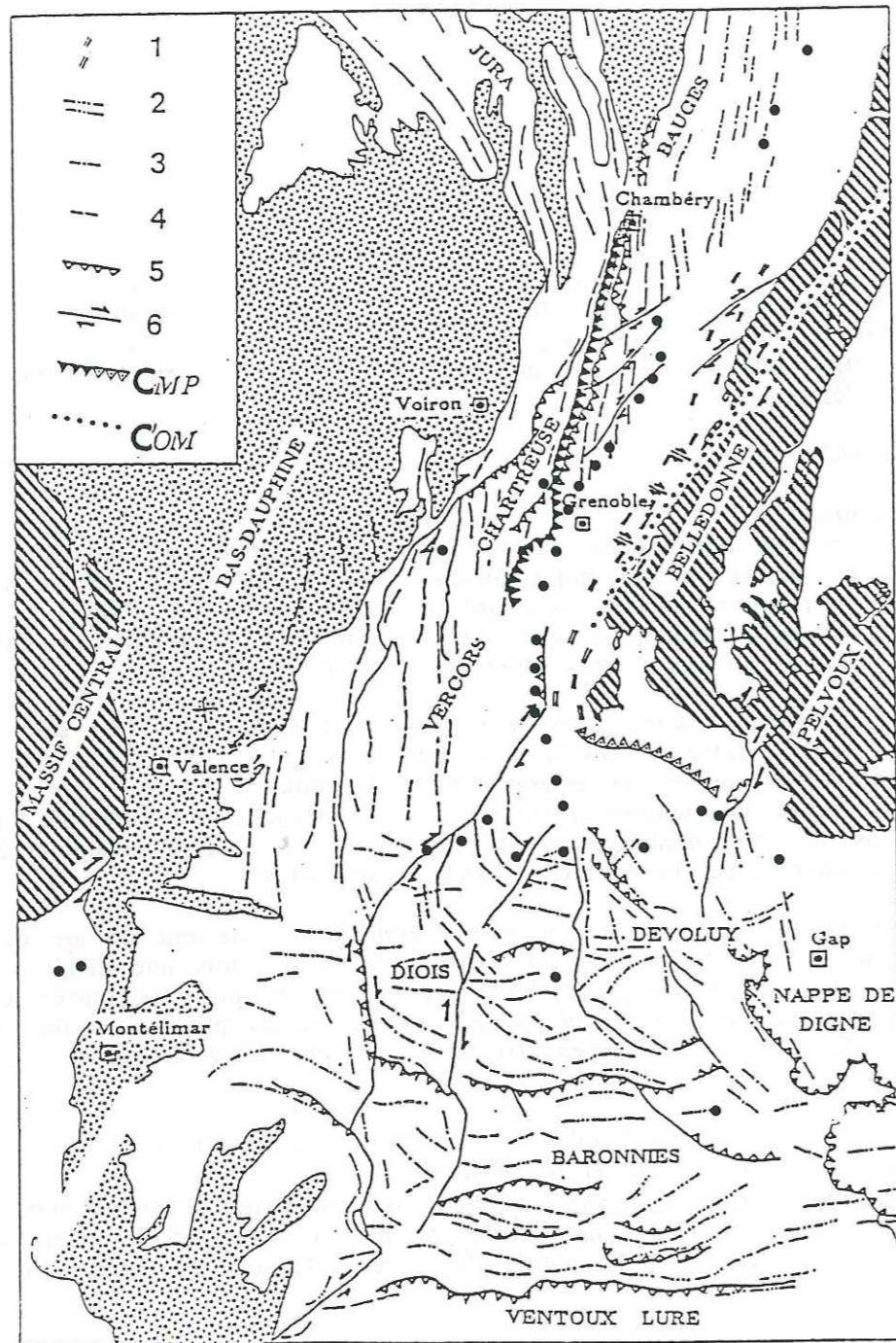


fig.2.1 Carte structurale des massifs subalpins présentant les principales structures (tiré de Gratier et al., 1989). Les • indiquent les sites échantillonnés.
 1- schistosité des niveaux jurassiques de la couverture de Belledonne
 2- axes des plis "provençaux"
 3- axes des plis alpins (Oligocène-Miocène)
 4- axes des plis alpins (Miocène-actuel)
 5- principaux chevauchements
 6- principales failles (COM, CMP : chevauchements de Belledonne Pelvoux (Oligocène-Miocène et Miocène-actuel))

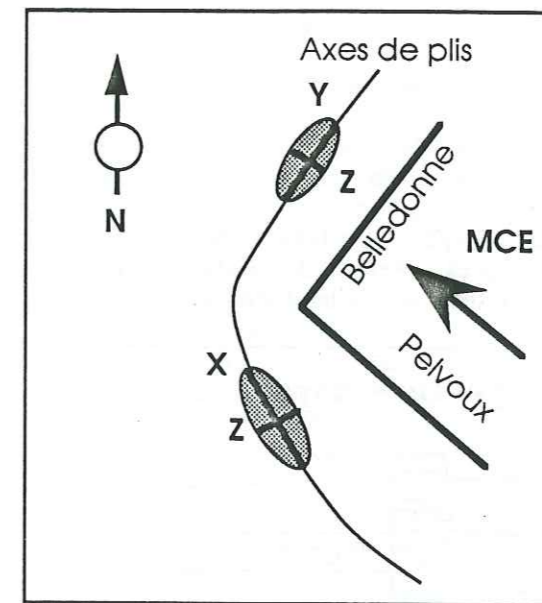


fig. 2,2 Les massifs subalpins dans un contexte de "poinçonnement" des MCE. $X > Y > Z$ sont les axes de déformation finie. Si l'axe Z est toujours plus ou moins radial, X peut être soit horizontal dans le domaine latéral au poinçon, soit dans le plan vertical contenant Z dans le domaine frontal.

Un tel modèle impose deux styles de déformation : l'un de type frontal, l'autre latéral. Dans le cas frontal, la direction d'étirement X est perpendiculaire aux axes de plis induits par le déplacement du poinçon cristallin. Tandis que dans le cas latéral, les plis tendent alors à se paralléliser à la bordure du bloc chevauchant, et l'étirement se fait parallèlement aux axes de plis (Vialon et al., 1989).

La simple translation du poinçon cristallin invoquée dans le modèle de la figure 2,2 est néanmoins insuffisante car d'une part elle n'explique pas l'ensemble des structures observées dans les chaînes subalpines (cisaillements dextres et augmentation de la flèche de chevauchement) et d'autre part, elle ne tient pas compte de la divergence des directions de contraction à l'échelle des Alpes qui est suggérée par différents auteurs comme Gidon (1974) ; Choukroune et al. (1986) ; Lacassin (1989).

Cette notion de rotation des directions de contraction à l'échelle de la zone externe n'a été prise en compte dans les modèles que très récemment par G. Ménard (1988), Gratier et al. (1989) et Vialon et al. (1989). Une discussion approfondie de ces derniers modèles sera donnée dans la dernière partie de cette thèse.

De cette rapide description de la zone externe Dauphinoise, nous devons retenir essentiellement :

- (i) le caractère chevauchant du socle cristallin sur sa couverture sédimentaire
- (ii) le caractère rotationnel du mouvement du socle chevauchant.

A-II STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE SUBALPINE

A-II-1 Stratigraphie générale

L'épaisseur totale de la couverture subalpine varie entre 2000 et 7000 mètres. Sans rentrer dans l'histoire paléogéographique de cette couverture de prime abord complexe et largement décrite par Debelmas & Kerckove (1980), Arnaud (1981), Artru (1972), Barféty (1985), une simple analyse des séries stratigraphiques synthétiques révèle de notables différences entre la couverture des chaînes subalpines Sud et son homologue du Nord (fig. 2,3).

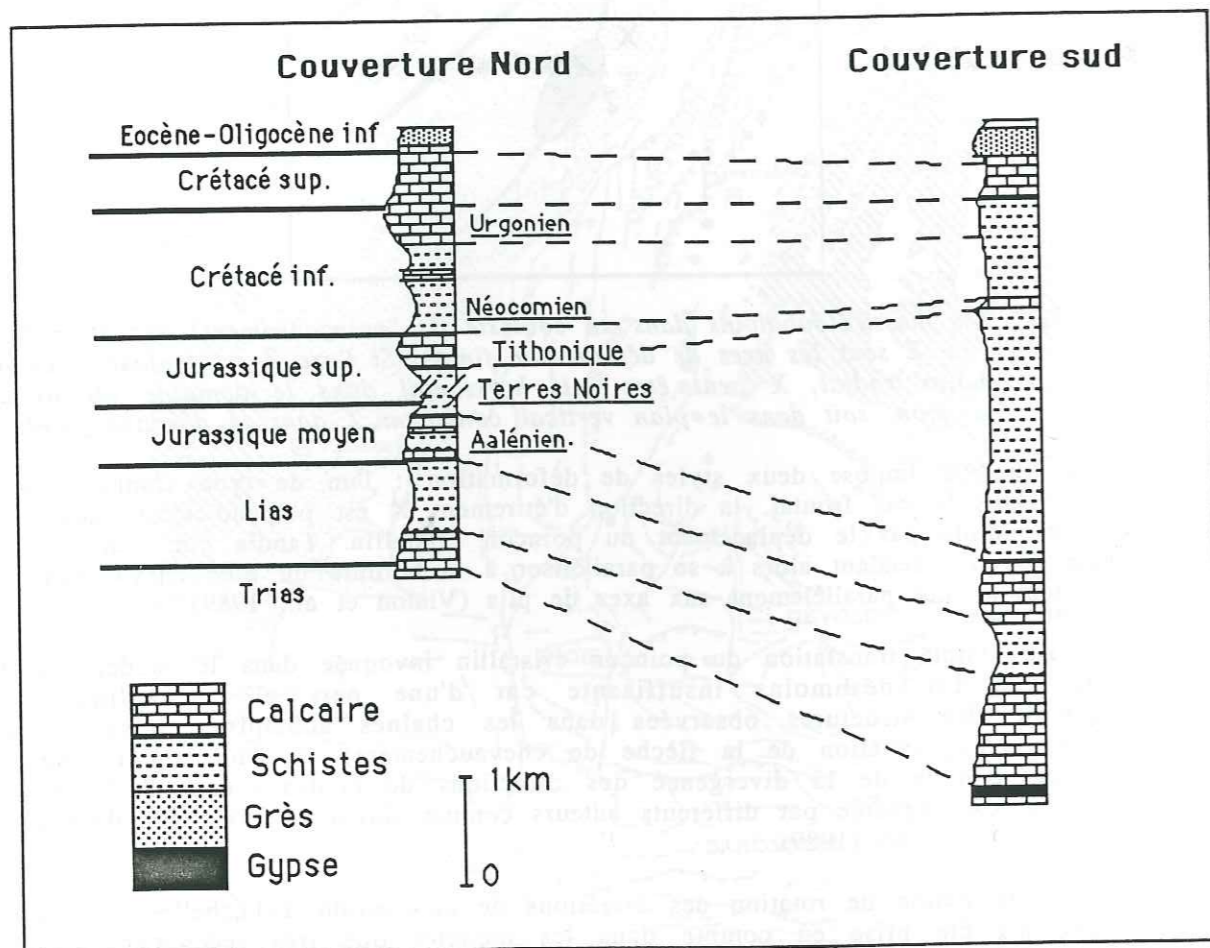


fig.2.3 Logs stratigraphiques synthétiques des couvertures des chaînes subalpines Nord et Sud (Artru, 1972). Le figuré // dans les Terres Noires indique une épaisseur variable de ces niveaux.

Les deux couvertures Nord et Sud ont un style tectonique bien distinct, commandé dans les chaînes subalpines Nord par une alternance de bancs rigides (Urgonien et Tithonique) et ductiles (Néocomien, Terres Noires, Lias), et dans les chaînes subalpines Sud, par une prédominance des faciès argileux (Terres Noires, Crétacé inférieur). Les niveaux des Terres Noires apparaissent dans ce contexte comme l'un des dénominateurs ductiles communs des deux couvertures.

A-II-2 Stratigraphie des Terres Noires

Les Terres Noires (Dogger sup. à Oxfordien sup.) débutent immédiatement après les niveaux calcaires du Bathonien (180 Ma) pour s'interrompre de façon plus ou moins diffuse dans les bancs plus calcaires de l'Argovien couvrant ainsi une période de sédimentation de 30 Ma pour une épaisseur stratigraphique supérieure à 1000 m.

Cette série montre dans sa partie basale des faciès très argileux (Callovien), puis une alternance pluri-décimétrique à métrique de marnes sombres et de calcaire argileux, avec un enrichissement très net en faciès carbonatés vers le sommet de la série (Oxfordien supérieur). La teneur en carbonate oscille entre 20 et 40 % dans les marno-calcaires mais peut dépasser 70 % dans les faciès calcaires (Artru, 1972). Les minéraux argileux largement présents, sont par ordre d'importance : l'illite (50%), la chlorite (35 %), la kaolinite (13 %) et quelques traces de montmorillonite (quelques %) (Tribovillard, 1988).

Artru (1972) a étudié l'évolution diagénétique du membre supérieur (Oxfordien sup.) des Terres Noires, il ressort de cette étude qu'une diagénèse normale est observée de la région Ardéchoise jusqu'au Sud de la Chartreuse et qu'un léger métamorphisme apparaît au Sud du Pelvoux (fig. 2,4). Ce léger métamorphisme est aussi invoqué par Siddans (1976) et Apprahamian (1988) qui annoncent des températures voisines de 200-300° en étudiant la cristallinité de l'illite. Dans le Nord de la zone qui nous intéresse, un réchauffement par enfouissement des Terres Noires est très probable, provoqué par les nappes préalpines (klippes de Sulens et des Annes). Il est mis en évidence de façon indirecte par Deconinck & Brabant (1985) qui ont étudié l'évolution de la diagénèse du Crétacé supérieur dans les Bauges.

A-III CADRE STRUCTURALE

A-III-1 Les massifs subalpins Nord

Les Terres Noires, dans lesquelles s'est creusé le sillon subalpin, séparent en fait deux sous-ensembles de la couverture dauphinoise aux caractéristiques structurales bien distinctes.

A-III-1-1 L'ensemble inférieur (Lias-Dogger).

Le Jurassique inférieur est para-autochtone (Barféty et al., 1972) et se moule directement sur les massifs cristallins externes. La tectogénèse alpine se traduit ici par une schistosité de plan axial particulièrement développée et pentée vers le S-E (Vialon, 1974). Les plis relativement discrets dans le Sud de Belledonne deviennent de plus en plus marqués et déversés vers le N-O au point de montrer une flèche minimale de recouvrement de l'ordre de 5 Km au niveau des Aravis (Pijolat, 1978 ; Gratier, Lejeune et Vergne, 1973). L'intensification et le déversement progressif des plis en se dirigeant vers le N-E est à mettre en relation avec un gradient de déformation, qui, lorsqu'il est comparé au gradient classique radial des zones externes vers les zones internes, peut être qualifié de gradient longitudinal.

Ce gradient longitudinal s'étend en fait à tout l'arc alpin et s'accompagne d'un métamorphisme qui affecte progressivement toute la couverture dauphinoise. Cependant dans la région où s'est limitée notre étude, les études de cristallinité d'illite réalisées par J. Apprahamian (1988) montre que le métamorphisme reste globalement anchizonal (fig.2,4) à quelques exceptions près, la plus notable étant le métamorphisme épizonal du Dôme de la Mure.

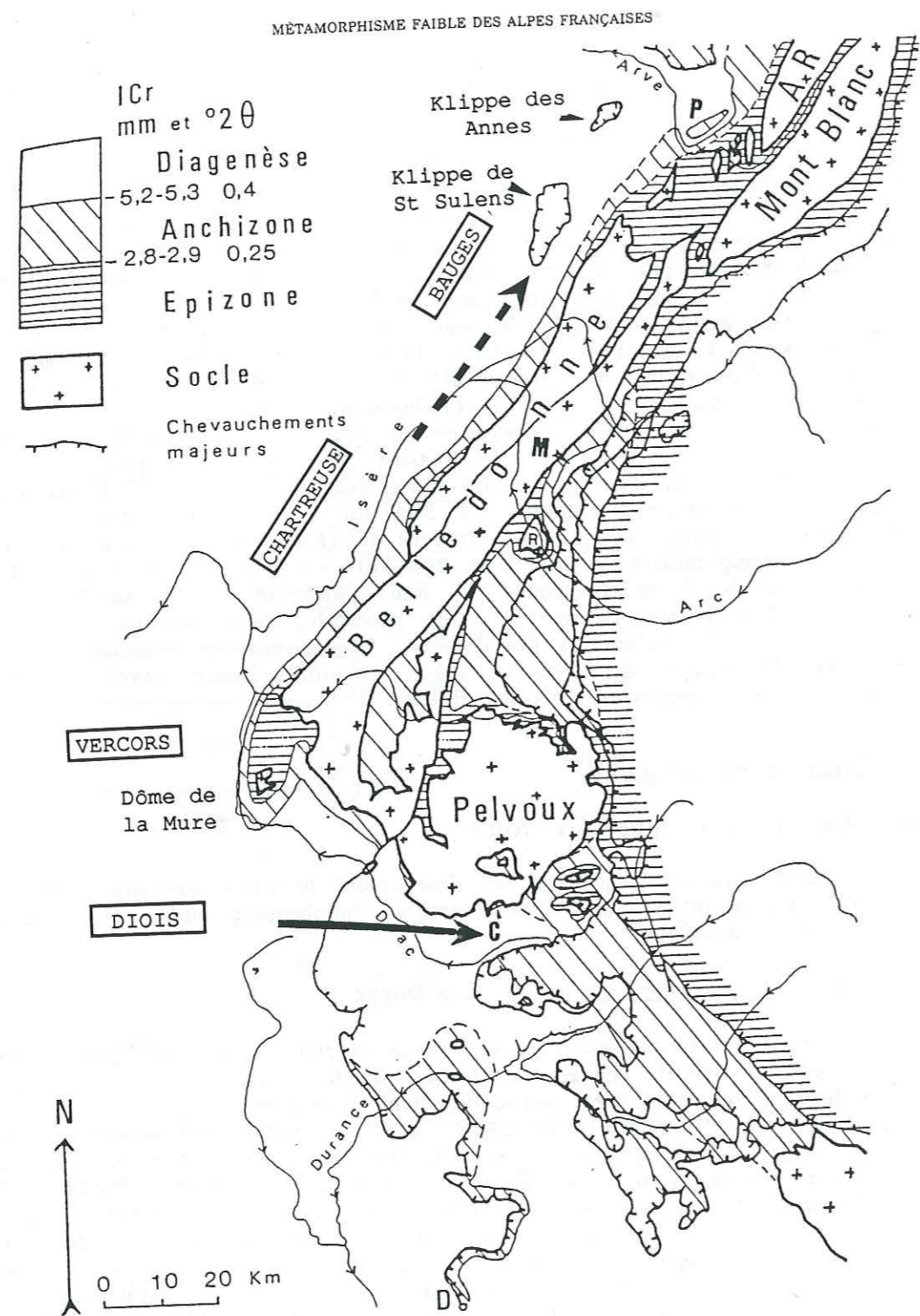


fig.2,4 Zonation du métamorphisme dans les Alpes externes (d'après Arahamian, 1988).
 → évolution de la diagenèse des Terres Noires (Siddans, 1972)
 - - - - -> évolution de la diagenèse extrapolée dans les Terres Noires (Deconinck & Brabant, 1985)

Les éléments microstructuraux sont relativement nombreux dans ces faciès schisteux (linéation d'étirement, fentes de tension, fracturation). Ils témoignent d'un étirement le plus souvent parallèle à l'axe général de la chaîne de Belledonne (Gratier, Lejeune, Vergne, 1973) ce qui est en contradiction avec le modèle de poinçon de Ménard (1979). Cet étirement parallèle à l'axe des MCE est par contre cohérent avec le rejeu de coulissage dextre d'accidents anciens qui implique un mouvement de grande ampleur de coulissage dextre (fig. 2,1) (Barféty et al., 1972).

A-III-1-2 L'ensemble supérieur (Jurassique terminal - Tertiaire)

La partie supérieure de la couverture qui n'est pas métamorphisée dans la région qui nous intéresse (fig.2,4) constitue à proprement parler les chaînes subalpines Nord. Les massifs des Bauges, de la Chartreuse et dans une moindre mesure du Vercors, sont considérés par les auteurs comme plus ou moins allochtones, décollés sur des niveaux plus ou moins épais et ductiles des Terres Noires (Goguel, 1963; Ménard, 1979; Gidon, 1981; Mugnier et al., 1987; Arpin, 1987; Thouvenot & Ménard, 1990). Ils présentent de fait un comportement tectonique très différent de celui rencontré dans le Jurassique inférieur.

Les plis ont une longueur d'onde kilométrique et sont plus ou moins déversés vers le N-O. Les axes de plis, d'azimut N30 à N10 (fig. 2,1) ne sont pas parallèles aux limites d'affleurement des MCE ce qui implique a priori une relation complexe entre la genèse de ces plis et le simple chevauchement des MCE. En l'occurrence, la disposition en échelon de ces axes de plis par rapport aux grands décrochements dextres (fig. 2,1) suggère une grande zone de cisaillement dextre (Gidon, 1982) que l'on a déjà évoqué dans l'ensemble inférieur de la couverture.

La schistosité de plan axial des plis ne se généralise dans un premier temps que dans les niveaux marneux en dessous du Tithonique (Nord Chartreuse) pour atteindre ensuite le Crétacé supérieur dans les Bauges. Cependant, dans la Chartreuse et le Vercors, la schistosité peut apparaître localement à proximité des grandes failles de décrochements qui ont joué tardivement.

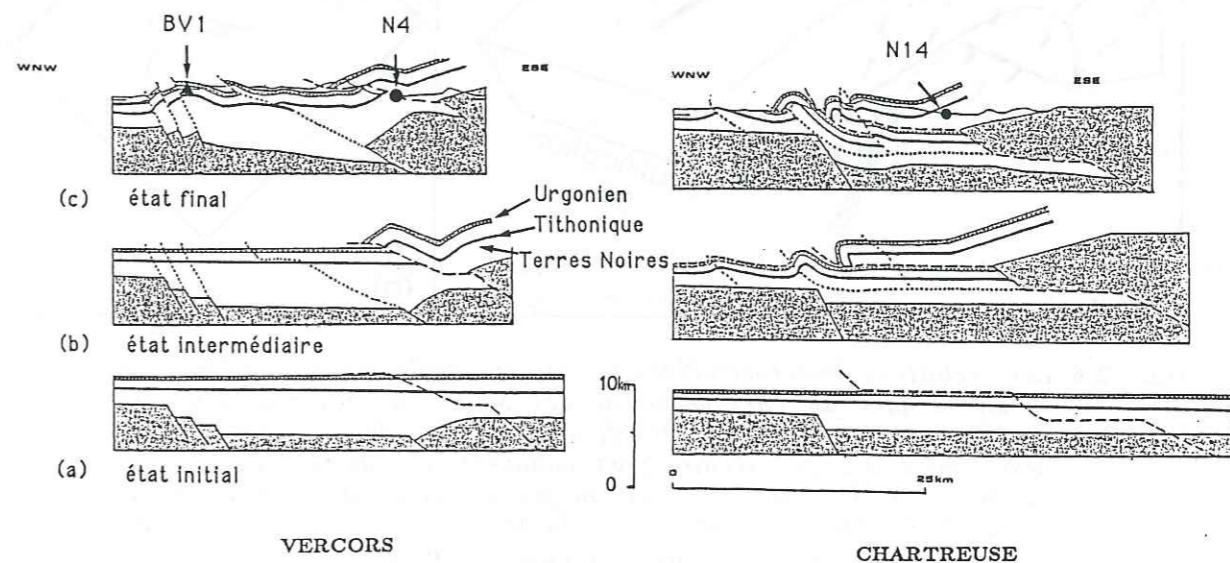


fig.2,5 Coupes équilibrées des chaînes subalpines (direction des coupes : Nord-120 en Chartreuse, Nord-95 en Vercors). Notez les différences de raccourcissement et la morphologie des plis. (d'après Arpin, 1988).

A-III-1-3 Les Terres Noires

Les Terres Noires correspondent à la séparation structurale entre l'ensemble inférieur et supérieur de la couverture. La puissante formation ductile que représentent ces niveaux callovo-oxfordiens a conduit les auteurs à le considérer comme un niveau de décollement majeur (Artru, 1972 ; Siddans, 1979, 1983 ; Gidon, 1981). En particulier, les coupes équilibrées du Vercors et de la Chartreuse réalisées par R. Arpin (1988) que nous présentons sur la figure 2,5 illustrent bien l'utilisation des Terres Noires comme niveau principal de décollement de la couverture lors du chevauchement des MCE. On remarque en outre le redoublement de la série sédimentaire en Chartreuse Nord qui atteste d'un raccourcissement global de la couverture de l'ordre de 50 Km. Dans le Vercors, il ne s'observe rien de comparable et le raccourcissement estimé est bien plus modeste puisque inférieur à 10 Km.

La déformation observée dans les Terres Noires paraît très modérée comparée au très fort aplatissement enregistré par les niveaux du Jurassique inférieur. En particulier, les marqueurs microstructuraux sont très rares et se résument principalement à quelques stylolites dans les bancs calcaires et à quelques rares linéations d'intersection entre S0 et S1. Il est important de noter qu'aucune linéation d'étirement parallèle au déplacement de la couverture supérieure de la couverture dauphinoise n'a été observée à ce jour au Sud des Aravis. Les seuls témoins de ce déplacement sont d'une part les déversements N-O des plis qui indiquent le sens du cisaillement (interne --> externe) (fig.2,6) et d'autre part la direction perpendiculaire (O-NE) des axes de plis. Cependant, ce dernier point n'est pas un critère objectif car la structure générale des massifs subalpins Nord n'est sans doute pas cylindrique (fig. 2,6).

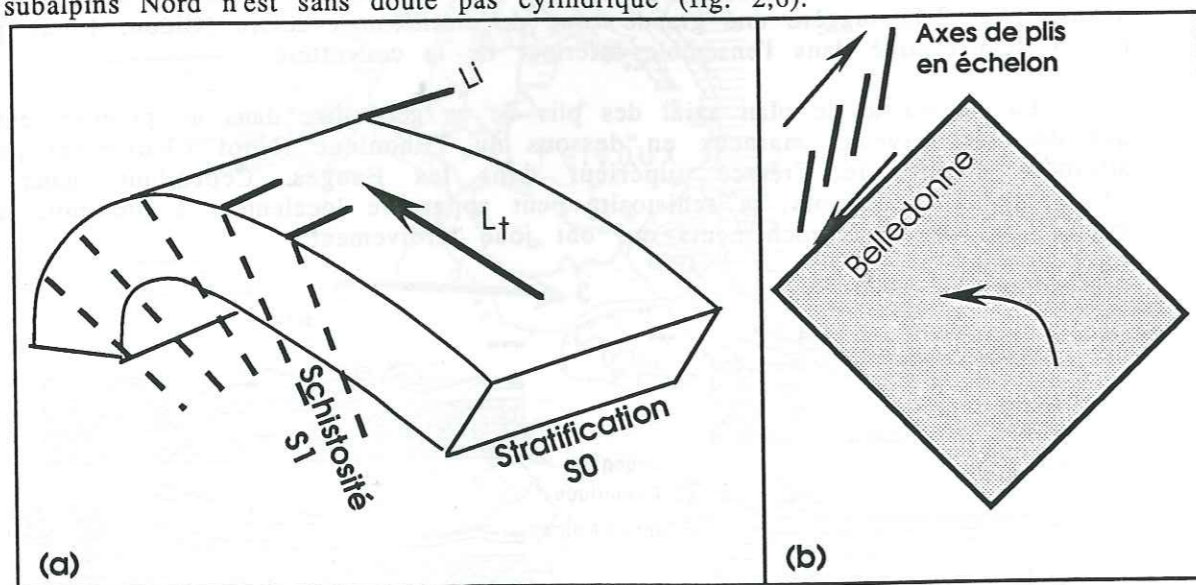


fig. 2,6 Les relations macrostructurales et le déplacement de la couverture subalpine lors du chevauchement des MCE. (a) les relations entre d'une part les pendages de la stratification S0 et de la schistosité S1 et le déversement des plis d'autre part indiquent le sens du cisaillement. Lt est la direction de transport plus ou moins selon la ligne de plus grande pente de S0 dans le flanc du pli. Li la direction d'intersection entre S0 et S1 (aussi dans ce cas parallèle à l'axe de plis)(b) la perpendiculaire des axes de plis n'est pas rigoureusement parallèle au chevauchement des MCE du fait d'une structure générale non cylindrique qui implique un déplacement latéral (rotation) vers le SO des MCE (Belledonne et Pelvoux) chevauchants.

Parmi les autres niveaux ductiles de la couverture des chaînes subalpines Nord, on peut citer les marnes du Crétacé inférieur (Néocomien) qui jouent un rôle sans doute non négligeable dans la tectogénèse de ces massifs (Gidon, 1981). Cependant, ces niveaux doivent tenir un rôle de second ordre par rapport à la puissante formation des Terres Noires, d'une part car le Néocomien est 2 à 3 fois moins épais, et d'autre part, car Mugnier et al. (1987) ont montré que l'utilisation exclusive de ces niveaux du Crétacé inférieur comme plan de décollement impliquait un raccourcissement trop faible de la série de Chartreuse Nord.

En guise de conclusion sur le rôle des Terres Noires dans l'évolution structurale des chaînes subalpines Nord, il faut retenir que :

- (i) Elles séparent les ensembles inférieur et supérieur de la couverture aux styles tectoniques bien distincts : l'unité inférieure est parautochtone alors que l'unité supérieure est allochtone.
- (ii) C'est une puissante formation ductile qui de fait joue le rôle de plan de décollement majeur dans le déplacement de la couverture supérieure.

A-III-2 Les massifs subalpins Sud

Les massifs qui nous intéressent comprennent le Diois, le Dévoluy, les Baronnies et la demi-fenêtre d'Embrun. Par rapport à leurs homologues du Nord qui sont en position frontale du "poinçon cristallin", ces régions présentent des structures différentes qui sont contrôlées par au moins 5 facteurs.

- (1) La stratigraphie de la couverture avec des faciès monotones plus ductiles et l'absence de la barre massive urgonienne (fig.2,3).
- (2) Les superpositions tectoniques qui se manifestent ici par l'interférence des plis E-O (Crétacé sup à Eocène) et des plis alpins sub-méridiens (fig.2,1).
- (3) La position latérale par rapport au poinçon des MCE qui implique un système d'étirement plutôt selon l'axe des plis alpins.
- (4) Les décollements plus amples de la couverture (nappe de Digne) sur les niveaux ductiles du Trias et des Terres Noires (Siddans, 1979). Ces décollements sont induits par le chevauchement d'unités plus internes (nappes de l'Embrunais) entre le Pelvoux et l'Argentera (Kerchove, 1969 ; Merle, 1984 ; Buttler et al., 1989) qui provoquent très localement un faible métamorphisme anchizonal (fig.2,4) dans les niveaux proches du contact de chevauchement. C'est notamment le cas des Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun (Siddans, 1977).
- (5) Les différentes structures sont la plupart du temps sous la dépendance de glissements majeurs sur les grandes failles décrochantes (Vialon et al., 1989). Le jeu final de ces grandes failles est dextre (fig. 2,1), comme les grands accidents qui découpent les massifs subalpins Nord.

De l'organisation générale de ces massifs subalpins Sud, on retiendra une tectogénèse complexe, jalonnée de phases non coaxiales se succédant dans le temps. Ici encore, les Terres Noires apparaissent comme une puissante formation ductile largement sollicitée lors des décollements divers qui existent dans ces régions.

A-IV CONCLUSION

Cette très rapide présentation géologique de la zone externe des Alpes occidentales a permis de souligner quelques points qui semblent conditionner à eux seuls toute la tectogénèse de cette région, il s'agit :

- (i) du caractère chevauchant de l'unité cristalline qui provoque un déplacement de sa couverture de plus en plus marqué à mesure que l'on se dirige vers le N-E (gradient longitudinal);
- (ii) d'une dualité stratigraphique et tectonique des couvertures subalpines Nord et Sud;
- (iii) du rejeu tardif général dextre des grands accidents décrochants;
- (iv) du rôle essentiel de la puissante formation ductile des Terres Noires, qui apparaissent la plupart du temps comme le principal plan de décollement à l'intérieur de la couverture subalpine et la subdivisent en deux unités : l'une parautochtone, l'autre allochtone, plus largement déplacée en particulier vers le Nord de la Chartreuse.

B- LES ETUDES MAGNETIQUES ANTERIEURES

L'étude des propriétés magnétiques des Terres Noires subalpines s'inscrit dans la continuité d'un programme mené au LGIT depuis 1981. Ce programme avec les travaux de P. Rochette (1983,1988c) et G. Lamarche (1987) rassemble l'étude de plus de 50 sites répartis dans le Jurassique dauphinois et le Flysch éocène ultradauphinois des Alpes occidentales. Nous rappelons ici succinctement les principaux résultats de ces travaux.

B-I LA MINERALOGIE MAGNETIQUE

Les études de minéralogie magnétique du Jurassique Dauphinois ont apporté deux contributions majeures qui sont :

- (i) La mise en évidence du rôle très important des phyllosilicates à la fois dans la susceptibilité en champ faible (Rochette et al., 1983) et dans l'ASM (Rochette et Fillion, 1988). Les phases paramagnétiques étaient jusqu'alors bien souvent considérées comme secondaires dans bon nombre d'études ayant trait à des roches équivalentes.
- (ii) La zonation du métamorphisme anchizonal et épizonal de la zone externe des Alpes occidentales en étudiant l'occurrence de minéraux magnétiques néoformés (magnétite et pyrrhotite) pendant la culmination du métamorphisme alpin (Rochette & Vialon, 1984 ; Lamarche & Rochette, 1986).

B-II LES AXES D'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

Les axes d'ASM montrent de façon quasi systématique, mais avec une précision variable, une concordance avec les caractéristiques structurales dans le Jurassique Dauphinois et le Flysch éocène ultradauphinois (Rochette & Vialon, 1984, Lamarche, 1987) :

- (i) L'axe K3 de susceptibilité minimale est perpendiculaire à la stratification ou la schistosité selon le degré de déformation rencontré.
- (ii) L'axe K1 de susceptibilité maximale est généralement parallèle à une direction structurale. Elle peut être parallèle soit à la linéation d'intersection (Li) des plans S0 /S1 ou S1/S2 soit à la linéation d'étirement induite par un cisaillement (Lt).
- (iii) La découverte la plus surprenante, et sans doute la plus prometteuse, est la détection dans 3 sites des Terres Noires du rebord subalpin de Chartreuse et dans 1 site du Crétacé inférieur (Berriasien) de linéations magnétiques globalement perpendiculaires aux directions d'intersections, et donc proches de la direction de transport des chaînes subalpines Nord (Lamarche & Rochette, 1987, Lamarche, 1987).

Pour comprendre l'intérêt de cette découverte, il faut d'une part souligner que la fabrique magnétique du Jurassique inférieur dans la zone dauphinoise au Sud des Aravis ne donne que des linéations magnétiques d'intersections (Rochette & Vialon, 1984), et d'autre part rappeler que le faciès des Terres Noires et du Néocomien sont dépourvus de marqueurs microstructuraux parallèles au transport de la couverture supérieure.

B-III LES PARAMETRES D'ASM

L'exploitation des paramètres d'anisotropie s'est faite selon deux approches :

- (i) d'une manière semi-quantitative en remarquant la bonne correspondance entre la forme de l'ellipsoïde de la fabrique magnétique et l'ellipsoïde de déformation finie. (Rochette & Vialon, 1984).
- (ii) d'une manière quantitative en appliquant les modèles de March-Fernandez sur les fabriques magnétiques du flysch Eocène Ultradaphinois (Lamarche & Rochette, 1987b). Ces auteurs ont montré ainsi l'importance du choix de la fonction de densité (fonctions de Fischer et Fernandez).

B-IV CONCLUSION

La découverte de linéations de transport "cachées" dans les Terres Noires de Chartreuse nous est apparue comme très intéressante et ce à double titre.

- (i) Car cette découverte ouvre le champ d'application de l'ASM. En effet, jusqu'à présent les données d'ASM ne servaient en général qu'à préciser des données microstructurales existantes. Dans le cas des Terres Noires, l'ASM devrait permettre de détecter rapidement et précisément une très faible orientation préférentielle de grains.
- (ii) Car elle donne une information directionnelle relative au transport de la couverture subalpine, lequel n'est suggéré que par des structures majeures.

Pour confirmer les caractéristiques de la fabrique magnétique des Terres Noires, nous avons décidé d'étendre l'échantillonnage de ces faciès à l'ensemble des chaînes subalpines du SE de la France d'une part, et d'autre part d'étudier le problème de l'orientation préférentielle des grains en utilisant différentes techniques magnétiques. Le bénéfice de cette recherche sera d'ordre méthodologique, avec le développement d'une nouvelle technique (l'ASA), mais aussi géologique avec une moisson de données magnéto-structurales que l'on s'efforcera d'intégrer dans un modèle de mise en place des chaînes subalpines.

C- ETUDE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES SUBALPINES

C.1 ECHANTILLONNAGE

L'échantillonnage général comporte 42 sites (550 carottes) prélevés principalement dans des niveaux allant du Bathonien jusqu'au Kimméridgien. Puisque l'étude que nous allons faire n'impose pas le recours à une stratigraphie exacte -car seul importe le type de faciès rencontré-, nous regroupons tous ces faciès sous le terme générique de Terres Noires. Une petite partie de l'échantillonnage concerne aussi les niveaux marneux du Néocomien (4 sites) dans le cadre d'une étude préliminaire.

Les sites, généralement en bord de route, ont été choisis en fonction de l'absence d'altération, de fauchage, de fracturation ou d'hétérogénéité de la déformation. Les caractéristiques de la campagne d'échantillonnage sont regroupées dans l'annexe I. On y trouvera les faciès rencontrés -qui sont très variés-, quelques caractéristiques structurales comme la stratification, la schistosité, la linéation et les fractures et enfin les divers traitements magnétiques qui ont été effectués sur chaque site. Les sites indexés d'un astérisque ont été prélevés à proximité du site du même nom. Ainsi N5 et N5* sont très proches.

On est amené à distinguer 3 zones d'échantillonnage :

- (1) La région Ardéchoise (2 sites, A1 et A2, fig. 2,7); l'objectif est d'étudier les propriétés magnétiques des Terres Noires dans une région non affectée par la tectonique alpine (Elmi, 1983). Ces sites constitueront notre référence dite non déformée.

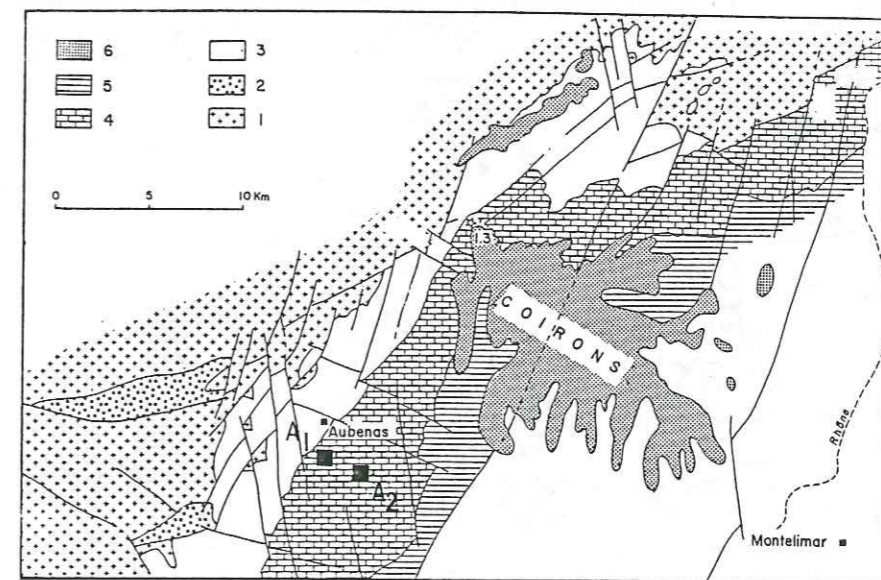


fig.2,7 Carte structurale simplifiée de la zone Ardéchoise. 2 sites dans les Terres Noires A1 et A2. Légende : 1- socle hercynien; 2-Carbonifère et Permien; 3-Trias à Bathonien; 4-Bathonien supérieur à Tithonique; 5-Crétacé; 6-Basaltes tertiaires (d'après Elmi, 1980)

- 1 - Massifs cristallins externes
- 2 - Zone externe (autochtone ou parautochtone, Trias à Priabonien)
- 3 - Zone subbriançonnaise
- 4 - Zone Briançonnaise A - Permo-carbonifère et mésozoïque B - Flysch nummulitique de la bordure occidentale
- 5 - Ecailles basales de la Nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon
- 6 - Nappe de l'Autapie et olisthostromes associés
- 7 - Nappe du Parpaillon A - Complexe schisteux de base B - Flysch à Helminthoïdes et Grès de l'Embrunais.

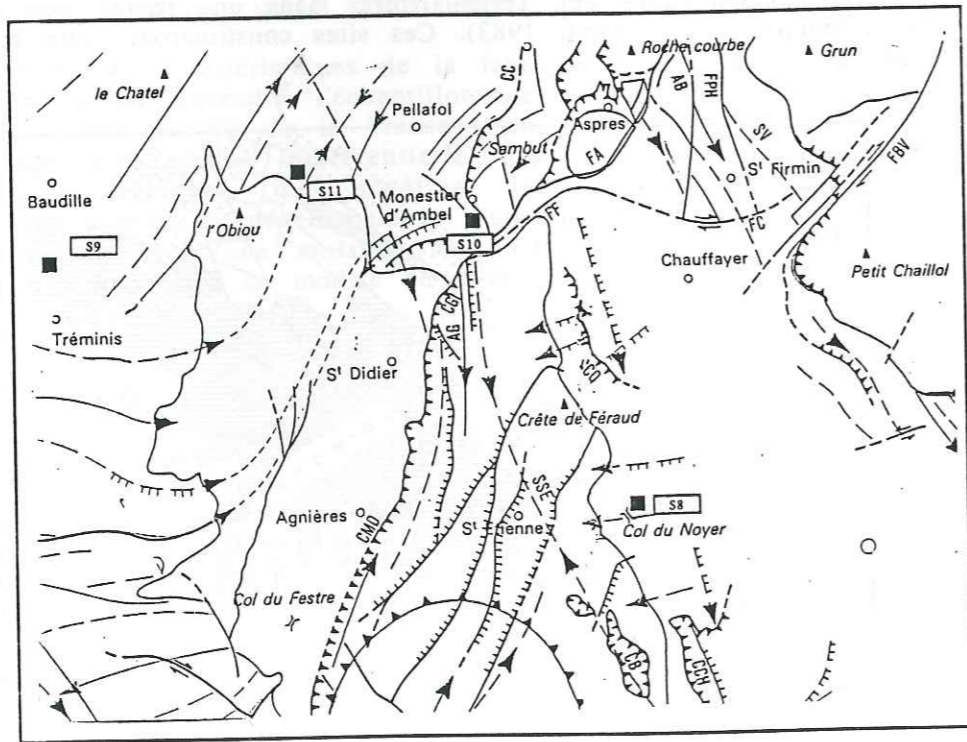
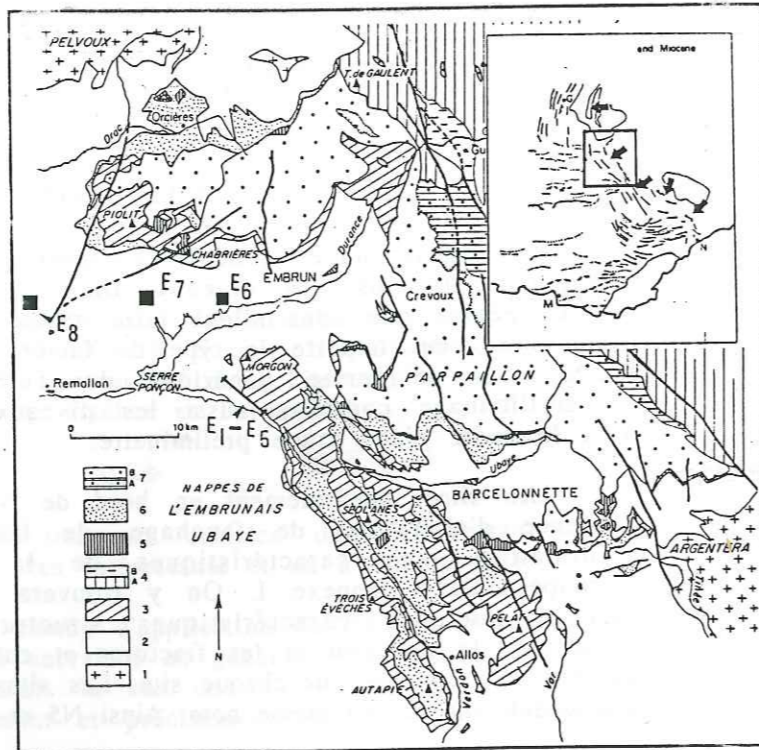


fig.2,8 Localisation des 19 sites Si et Ei des Terres Noires des chaînes subalpines sud.
 (a) Carte structurale de la région de la demi-fenêtre d'Embrun (d'après Kerckhove, 1969)
 (b) Carte du Dévoluy (tiré de la carte géologique de St-Bonnet, 1/50000)

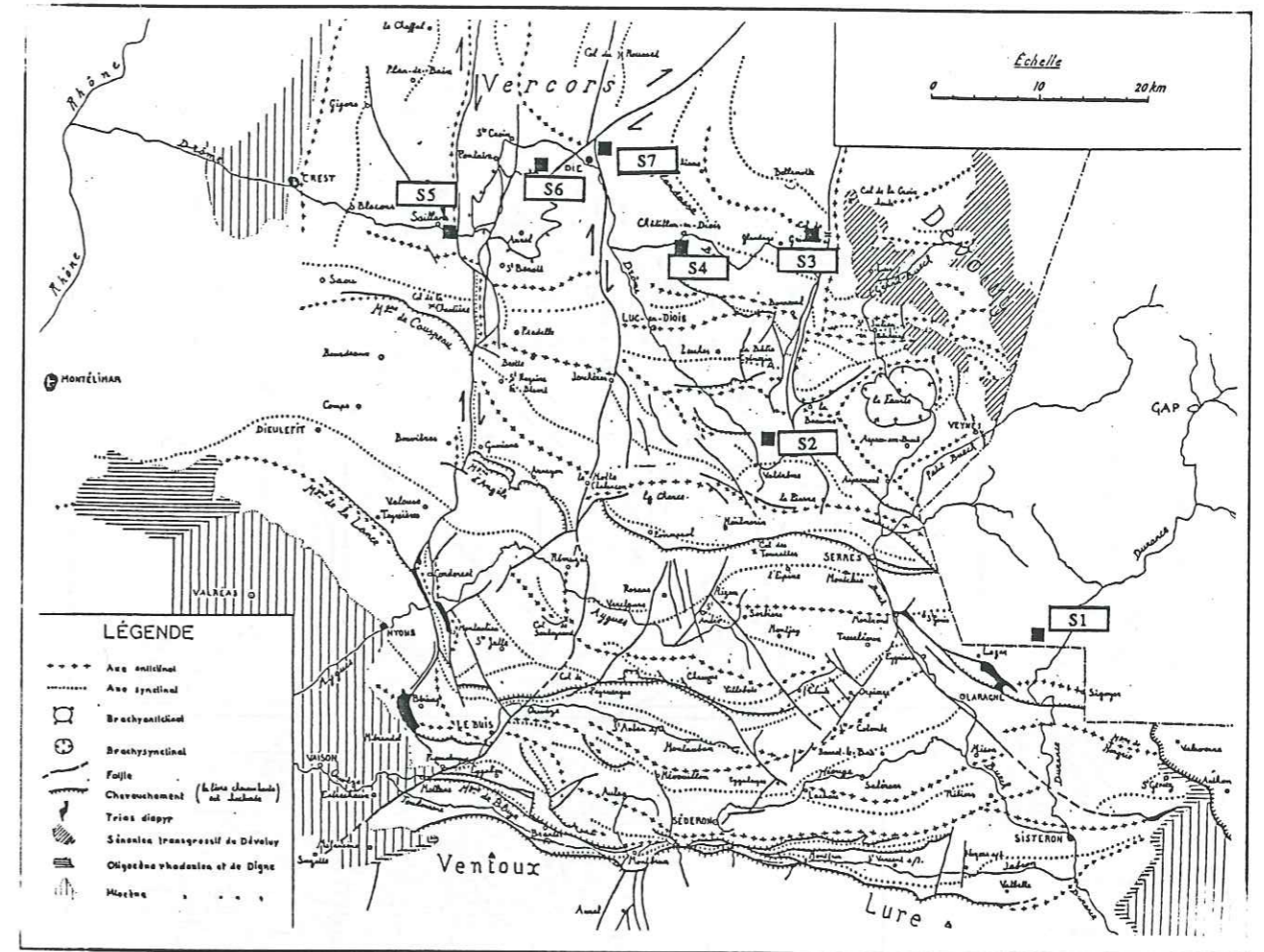
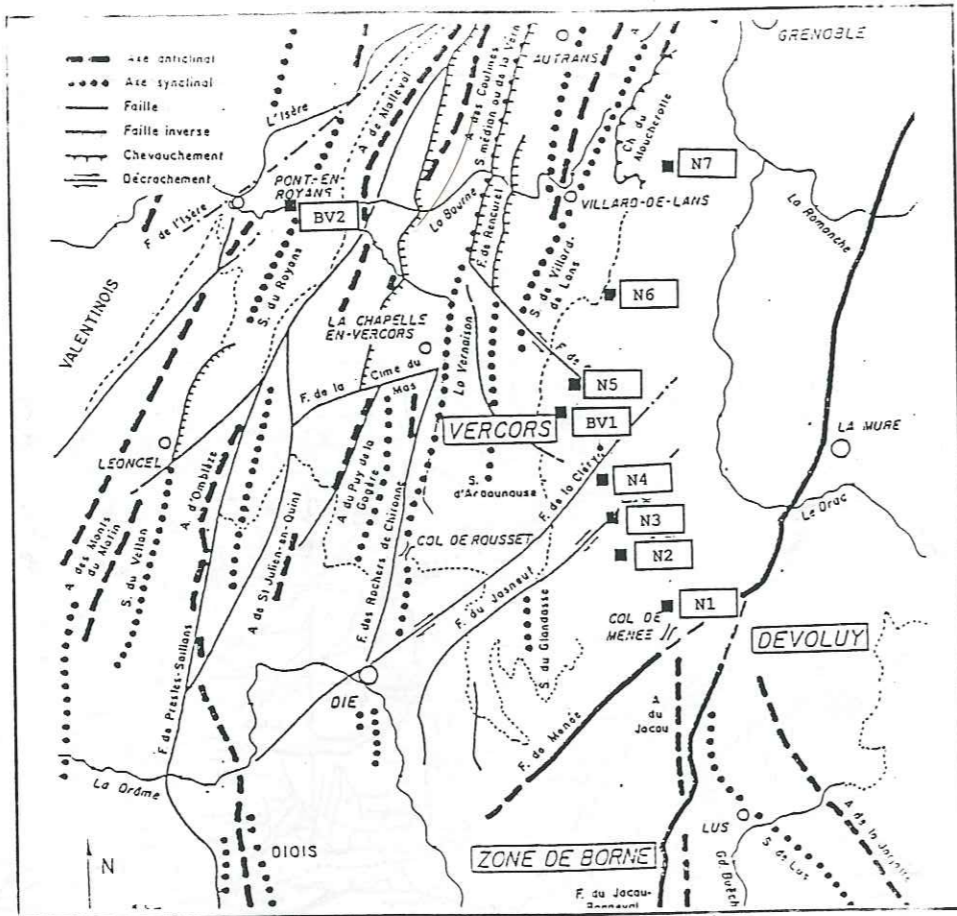


fig.2,8 Localisation des 19 sites Si et Ei des Terres Noires des chaînes subalpines sud.
 (c) Carte structurale du Diois (tiré de Flandrin, 1966)

- (2) Les chaînes subalpines Sud (19 sites, Si et Ei, fig. 2,8); l'objectif est double, (i) il nous faut voir comment évolue la fabrique magnétique des Terres Noires dans un contexte tectonique clairement biphasé et non coaxial (cas des sites Si), (ii) il nous faut étudier la réaction de la fabrique magnétique lorsque les Terres Noires sont proches du contact de la nappe de l'Embrunais (cas des sites Ei).
- (3) Les chaînes subalpines Nord (17 sites dans les Terres Noires Ni, 4 sites dans le Néocomien BVi, fig.2,9 et 2,10); l'objectif est d'une part de confirmer les linéations magnétiques parallèles au transport mises en évidence par Lamarche (1987) et d'autre part, de vérifier l'évolution de la fabrique magnétique dans un contexte de gradient de déformation S-O-->N-E longitudinal. L'étude préliminaire réalisée dans les faciès du Néocomien permettra de contrôler l'extension des linéations tectoniques parallèles au transport.

(a)



(b)

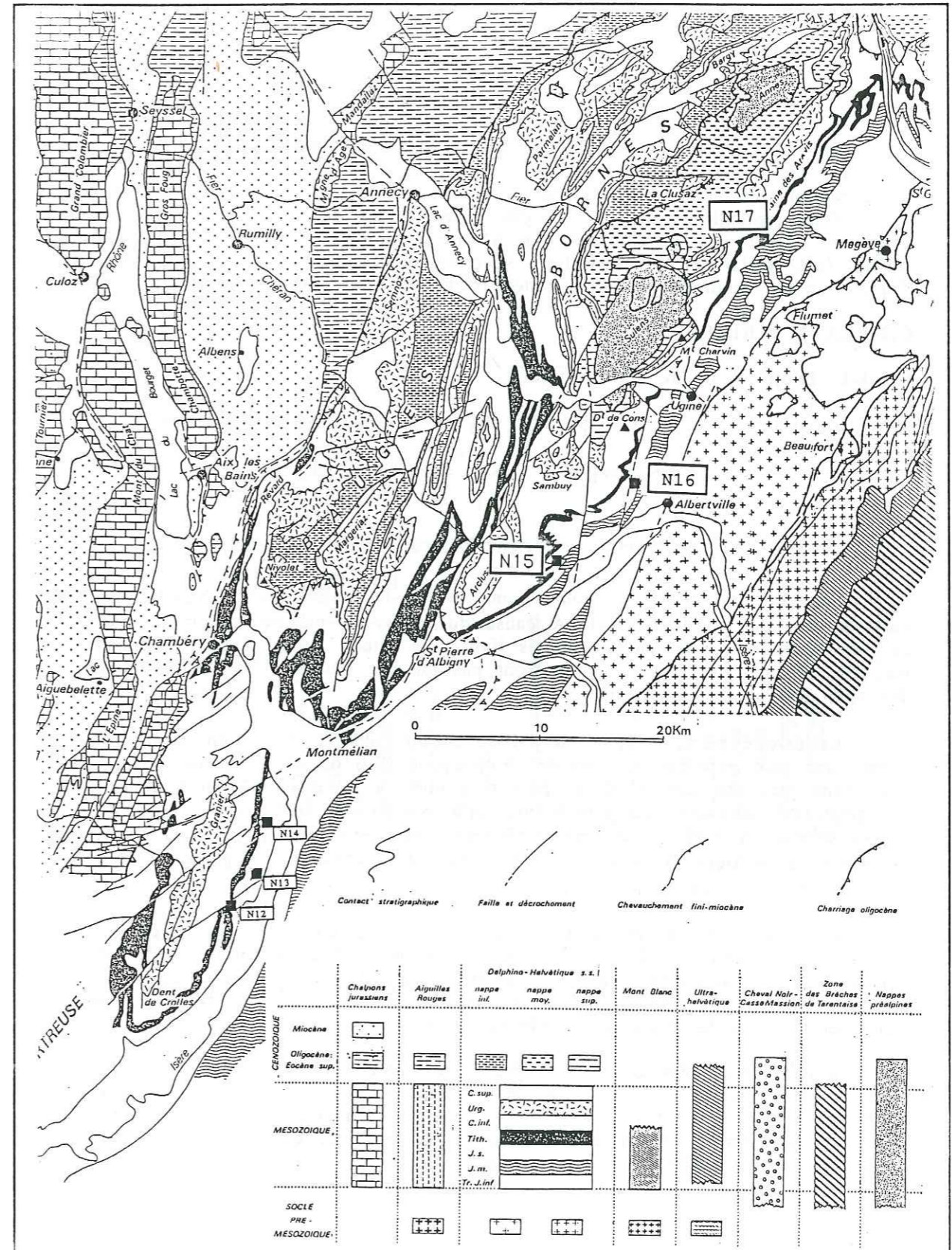
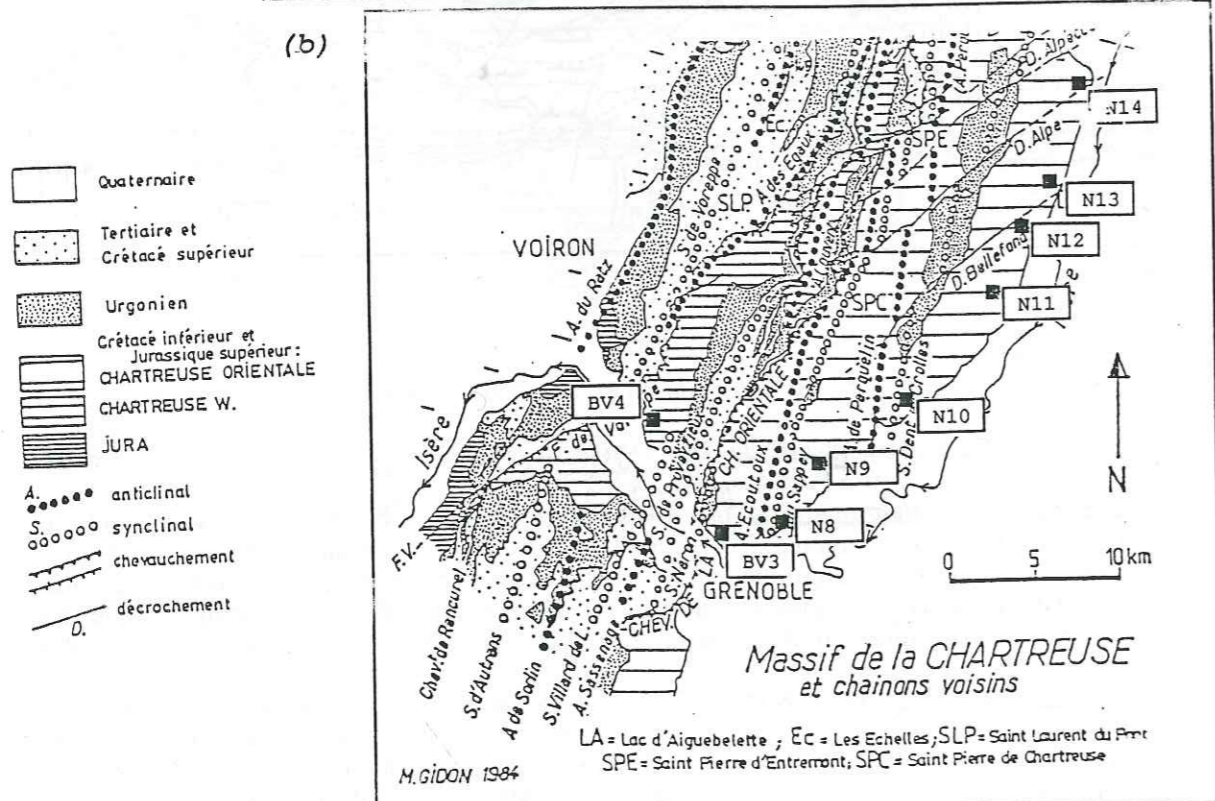


fig.2,9 Situation des 17 sites des Terres Noires et des 4 sites du Néocomien dans les chaînes subalpines Nord.
 (a) Carte structurale du Vercors (d'après Arnaud, 1981)
 (b) Carte structurale de la Chartreuse (d'après Gidon, 1984)

fig.2,10 Situation des sites des Terres Noires dans le Nord de la Chartreuse et des Bauges (carte aimablement communiquée par Tardy & Doudoux)

C.2 MINERALOGIE MAGNETIQUE

Dans les généralités de cette thèse, on a montré l'importance de l'étude de la minéralogie magnétique, notamment dans les roches sédimentaires où coexistent fréquemment des contributions paramagnétiques et ferromagnétiques.

Nous reprendrons dans ce chapitre les études de P. Rochette (1983) et G. Lamarche (1987) en y ajoutant des données complémentaires (susceptibilités en champ fort, tests de Lowrie-Fuller, spectres de champ coercitif) qui permettent d'affiner notre connaissance des minéraux magnétiques des Terres noires.

C.2-I LA MATRICE

C.2-I-1 Proportion de la matrice

La susceptibilité en champ faible K_0 se décompose en deux termes :

$$K_0 = K_I + K_f$$

K_I : susceptibilité de matrice
 K_f : susceptibilité ferromagnétique

La proportion de la matrice revient donc à calculer : $(K_I/K_0)100$.

Pour la mesure de K_I , nous avons utilisé le magnétomètre SQUID à champ variable du laboratoire L. Néel. A cause du temps de mesure important inhérent à ce type d'appareil, nous nous sommes limités à l'étude d'une carotte (1 échantillon) par site. Notons que tous les sites n'ont pas pu être étudiés, c'est le cas notamment des sites des chaînes subalpines Sud.

La carotte sélectionnée a été taillée en un cube de 1cm^3 , en prenant soin de laisser une face parallèle au plan de stratification (S0) ou de schistosité (S1), ou si ces plans ne sont pas visibles, perpendiculaire à l'axe d'ASM minimum K3 de susceptibilité (mesuré préalablement). En supposant une taille moyenne des grains voisine de $100\mu\text{m}$ (volume 10^{-6}cm^3), cela revient à mesurer la contribution de quelques milliers de grains, ce qui reste raisonnable comparée à la mesure d'une carotte standard ($10,8\text{cm}^3$).

La susceptibilité en champ fort K_I est calculée à partir des valeurs d'aimantation induites à 2 et 3 Tesla. Les courbes d'aimantation induite réalisées sur quelques échantillons (fig 2,11) montrent que la linéarité, typique des phases diamagnétiques, paramagnétiques et antiferromagnétiques (hématite, goéthite) qui contribuent à la matrice, est obtenue très rapidement.

D'une façon générale, la proportion de matrice n'est à considérer que d'un point de vue indicatif à l'échelle de l'ensemble de l'échantillonnage puisque les proportions relatives des constituants peuvent beaucoup varier sur un même affleurement. Ainsi, K_I est du même ordre de grandeur que K_0 (fig.2,12) et varie de 10.10^{-6} à 240.10^{-6}SI . (K_0 varie de 40.10^{-6} à 440.10^{-6}SI)

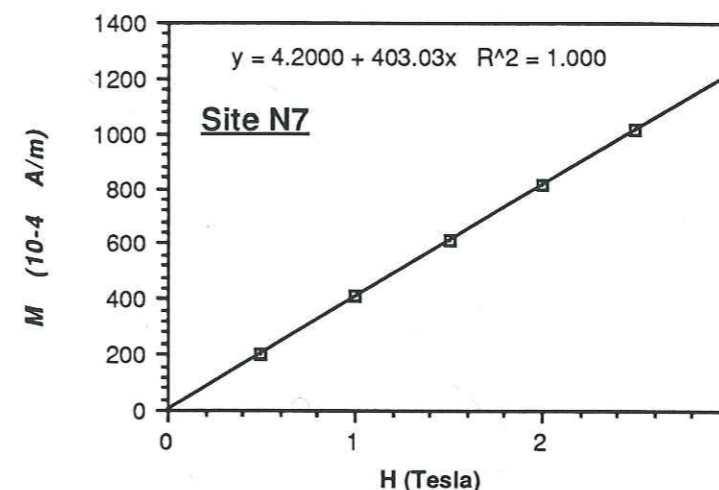


fig.2,11 Courbe d'aimantation induite sur un site des Terres Noires.

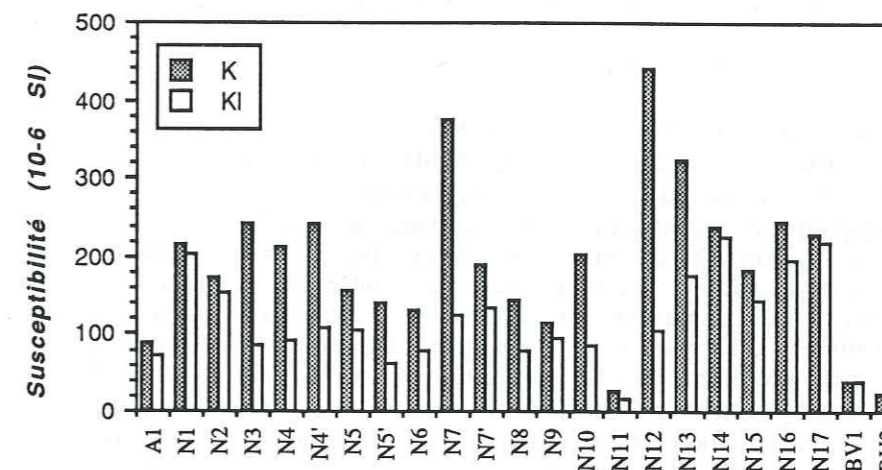


fig. 2,12 Contribution de la matrice argileuse (KI) à la susceptibilité axiale K

Les contributions des différentes phases par rapport à la susceptibilité en champ faible sont variables mais comme on peut le voir sur la figure 2,13, celle de la matrice domine nettement, principalement pour les K_0 inférieurs à 250.10^{-6}SI . La susceptibilité ferromagnétique tend à dominer K_0 à partir de 200.10^{-6}SI , avec un K_f variant de 10.10^{-6}SI à 350.10^{-6}SI .

Ces résultats accréditent les publications récentes de Hounslow (1985) et Rochette (1987) qui discutent l'importance de la contribution matricielle dans la susceptibilité magnétique des roches sédimentaires.

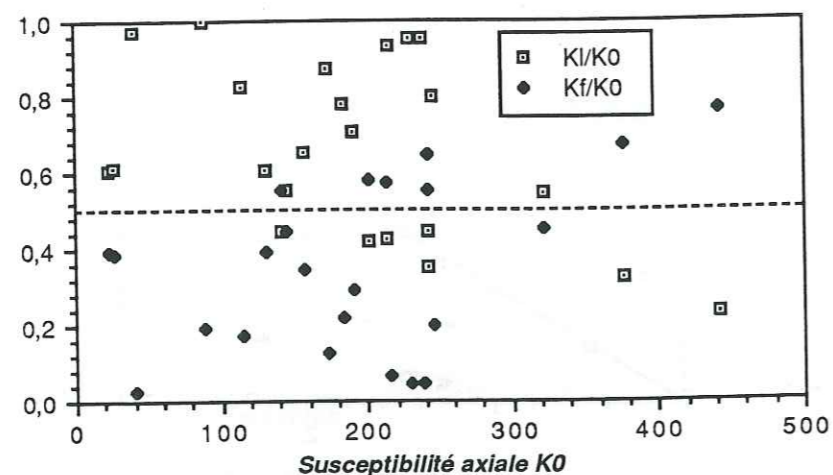


fig. 2,13 Contributions de la matrice K_l/K_0 et des ferromagnétiques K_f/K_0 .

C.2-I-2 Origine de la susceptibilité de la matrice

C.2-I-2-1 La contribution diamagnétique

P. Rochette (1983), en étudiant la linéarité de $1/(K_l-D)$ en fonction de la température, a montré que la contribution diamagnétique D était faible et constante ($-14 \cdot 10^{-6}$ SI). Les carbonates, qui sont les seuls minéraux diamagnétiques significativement anisotropes ($K_1/K_3=1,13$), ont une proportion comprise entre 20% et 40% dans les marno-calcaires des Terres Noires (Tribovillard 1988), mais peuvent atteindre localement plus de 70% dans les calcaires (cf Lamarche, p. 58. 1987). Les carbonates peuvent donc rendre la contribution diamagnétique significativement anisotrope s'il existe une orientation préférentielle de ces grains, en particulier dans les roches calcaires à faible susceptibilité ($<100 \cdot 10^{-6}$ SI). Dans le cas des Terres Noires, on supposera une contribution diamagnétique d'une part isotrope car les faciès sont généralement peu calcaires, et la déformation peu intense, et d'autre part peu importante puisque la susceptibilité diamagnétique est de l'ordre du dixième de la susceptibilité totale.

C.2-I-2-2 La contribution paramagnétique

Dans des faciès argileux incluant les Terres Noires, G. Lamarche (1987) et P. Rochette (1987) ont montré que la contribution paramagnétique est due aux ions Fe^{2+} et Fe^{3+} des phyllosilicates. Cela est attesté par la corrélation qui existe entre la teneur en phyllosilicate t_p (mesurée en diffraction X) et la susceptibilité de matrice K_l (fig 2,14). Dans les faciès calcaires, la contribution paramagnétique peut être induite par des carbonates contenant du fer tel que la sidérite.

C.2-I-2-3 Les contributions antiferromagnétiques

Citons principalement la goéthite qui est un minéral antiferromagnétique avec un faible ferromagnétisme superposé. Ce minéral peut donc être porteur d'un moment rémanent, ce qui le rend détectable par la désaimantation thermique de l'ARI. La goéthite se rencontre dans les faciès altérés qui prennent alors une couleur caractéristique jaunâtre.

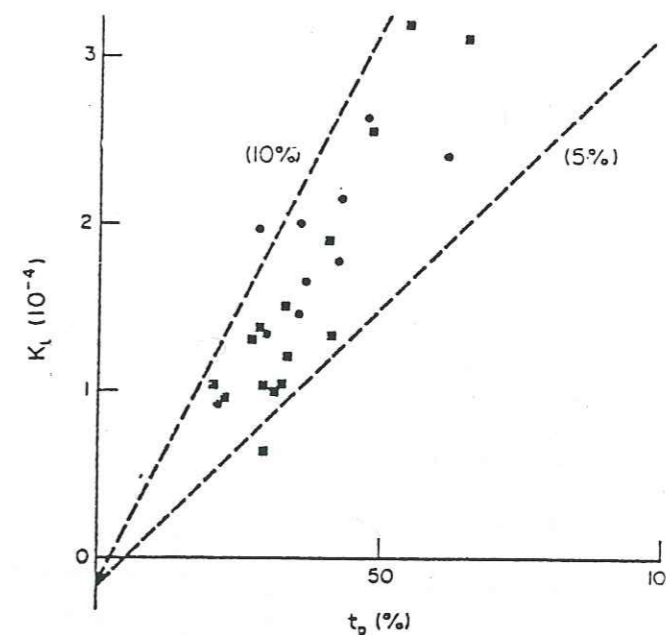


fig.2,14 Corrélation entre les K_l et la teneur en phyllosilicates t_p dans le Jurassique dauphinois (carrés) et l'Eocène (cercles) des schistes alpins (Rochette & Lamarche, 1986). Les courbes calculées correspondent à 5 et 10% d'ions Fe^{2+} dans les phyllosilicates.

C.2-I-3 Conclusion

La valeur de la susceptibilité magnétique des marno-calcaires des Terres Noires en champ faible, notamment pour K_0 inférieure à $250 \cdot 10^{-6}$ SI est dominée par la contribution de la matrice rocheuse (surtout les argiles). Cette susceptibilité de matrice peut, en première approximation, être décomposée en une faible contribution isotrope diamagnétique et en une large contribution anisotrope paramagnétique, représentée par les phyllosilicates, la teneur t_p de ces phyllosilicates variant entre 20% et 60% (Rochette, 1987a).

C.2-II LES FERROMAGNETIQUES

C.2-II-1 Spectres de désaimantation thermique d'ARIS

Nous avons choisi un échantillon par site. Les échantillons sélectionnés ont été saturés à 2,5 Tesla (électroaimant du laboratoire L.Néel), puis désaimantés thermiquement par incrément de $50^\circ C$. Un contrôle de la susceptibilité est fait, après chaque chauffe, de façon à détecter d'éventuelles transformations minéralogiques (fig. 2,15).

Bien que cela n'apparaisse pas dans les spectres de désaimantation thermique, car les points litigieux ont été supprimés, il y a eu un important problème de réaimantation à partir de $450-500^\circ C$. L'ensemble des mesures avaient été faites avant de pouvoir faire un contrôle du champ résiduel de la zone de refroidissement. Ce faisant, les échantillons ont été refroidis sous un champ résiduel au moins 10 fois supérieur au champ minimum de rigueur (100 nT). Cette réaimantation parasite est d'autant plus intense qu'il y a une augmentation parfois spectaculaire de la susceptibilité à partir de $350^\circ C$. Cette brusque croissance pratiquement visible sur tous les sites s'explique par la transformation minéralogique pyrite \rightarrow magnétite qui s'amorce à partir de $350^\circ C$ (Lamarche, 1987).

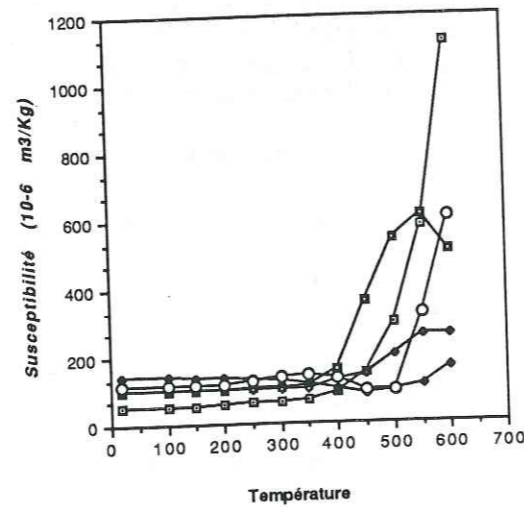
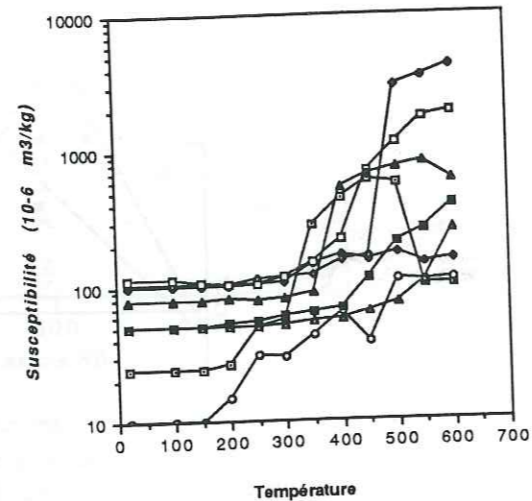
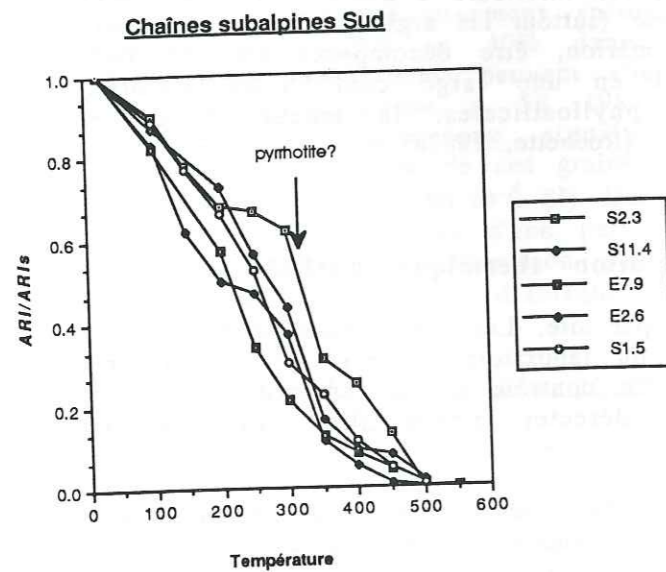
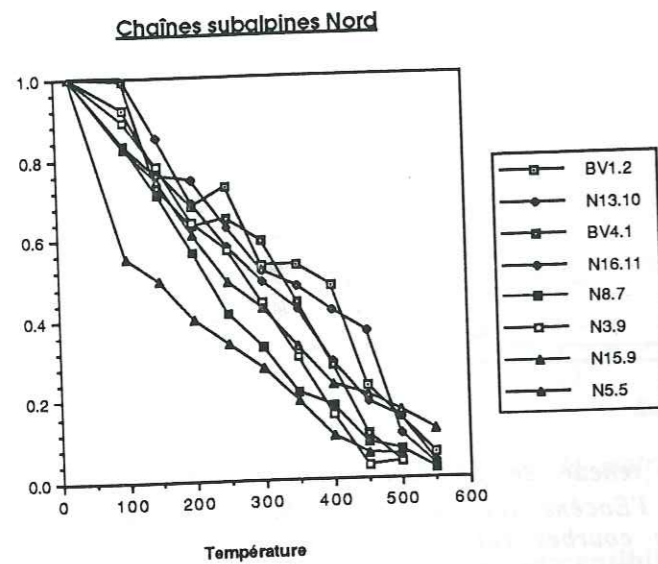


fig.2,15 Quelques spectres de désaimantation thermiques de l'ARIs des Terres Noires. Le contrôle de la susceptibilité montre une transformation pyrite-magnétite à partir de 350°.

La réaimantation perturbatrice change probablement l'allure du spectre, cependant les résultats que nous obtenons sont en bon accord avec ceux obtenus par G. Lamarche (1987) sur le Jurassique Dauphinois (obtenus à partir d'un four mieux contrôlé). Les spectres sont tous caractéristiques de la présence d'une magnétite plus ou moins riche en titane avec une température de blocage comprise entre 450°C et 580°C.

La pyrrhotite, la goethite et l'hématite, malgré leur existence probable, ne sont pas mis clairement en évidence par cette méthode. Ces espèces minérales restent donc de second ordre par rapport à la magnétite.

D'après ces résultats, et en accord avec ceux de G. Lamarche (1987), on peut dire que la susceptibilité ferromagnétique K_f est portée par les grains de (titano) magnétite. Il est possible d'estimer la teneur en (titano)magnétite t_m grâce à la relation suivante :

$$K_f = t_m \cdot \chi_{mg} \cdot d$$

χ_{mg} est la susceptibilité spécifique de la titanomagnétite ($\chi_{mg} \approx 5 \text{ m}^3/\text{Kg}$) et d la densité ($2650 \text{ Kg}/\text{m}^3$) (Hartstra, 1982 b).

Cela permet d'estimer une teneur comprise entre 10 et 250 ppm, pour un K_f variant de $10 \cdot 10^{-6}$ à $350 \cdot 10^{-6}$ SI. Une telle estimation souffre cependant de l'incertitude sur χ_{mg} qui varie en fonction de la taille des grains, des défauts, des substitutions, etc... (Dunlop, 1986)

C.2-II-2 Test de Lowrie Fuller

Puisque la contribution ferromagnétique est dominée par les titanomagnétiques, le test de Lowrie Fuller "modifié" va permettre de discriminer les grains monodomaines et pseudomonodomaines des grains polydomaines (Jonhson et al., 1975). Selon Hartstra (1982a), cette limite doit correspondre à une taille de grain de l'ordre de 5 à 10 μm .

A l'instar des études précédentes, un échantillon par site (cf tableau 11) a été choisi, cette fois en prenant le plus représentatif, c'est à dire en choisissant l'échantillon qui se rapproche le plus de la moyenne tensorielle calculée pour le site entier. Le test consiste à comparer la désaimantation AF d'une ARA acquise à 100 mT et d'une ARIS acquise à 2,5 Tesla. Comme à 100 mT, il reste une ARI provoquée par les minéraux aux champs coercitifs supérieurs à 100 mT (hématite, goethite...), il est nécessaire de corriger le spectre de désaimantation d'ARI en soustrayant à chaque valeur d'ARI, l'ARI résultante à 100 mT.

Tous les sites sont comme le site N5 et montrent un comportement polydomaine (fig. 2,16) sauf deux où les courbes se croisent : N2 et N16 dont on ne sait pas s'il s'agit d'un artefact lié à une forte proportion de minéraux à champ coercitif élevé ou d'une forte contribution des petits grains (<10 μm). Le test de Lowrie-Fuller révèle donc une population de grains ferromagnétiques essentiellement polydomaines.

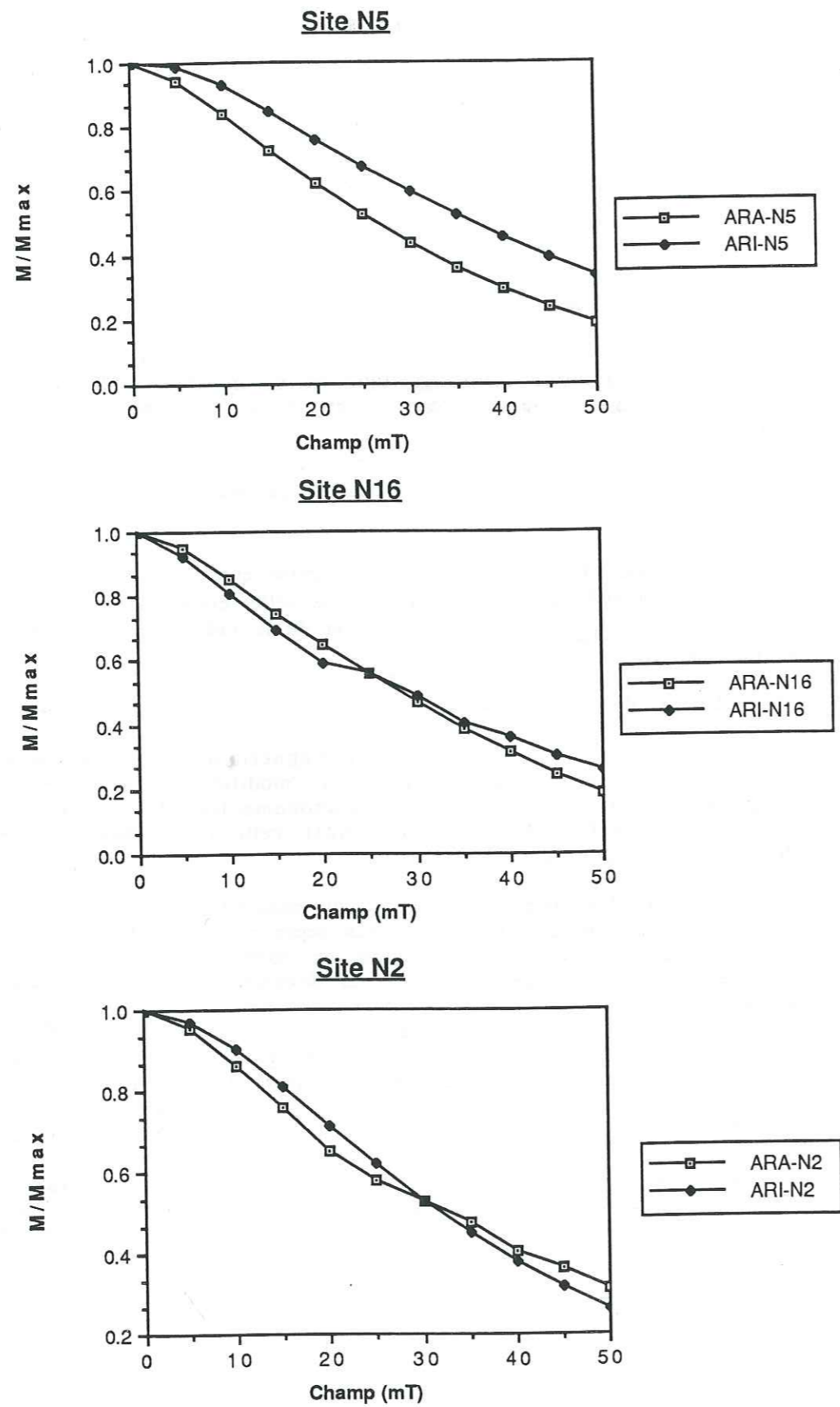


fig.2,16 Tests de Lowrie-Fuller "modifié" sur quelques échantillons des terres Noires. L'ensemble des sites des Terres Noires a un comportement comparable au site N5 (pseudo-monodomaines à polydomaines)

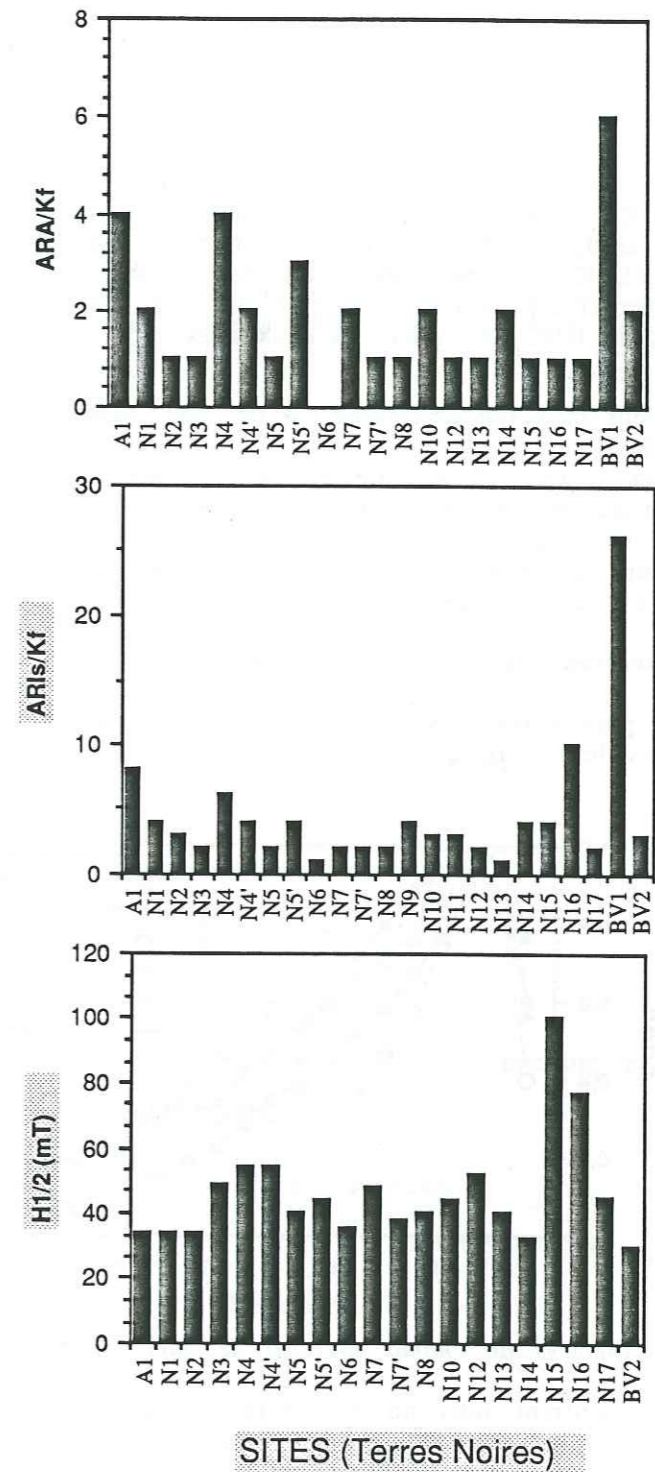


fig.2,17 Paramètres magnétiques calculés sur un échantillon par site.

C.2-II-3 Etude des rapports ARIS/Kf et Ka/Kf

Ces rapports peuvent être utiles car ils donnent une idée de la taille des grains. Cependant, dans cette étude, les K_f , K_a et ARIS ont été mesurés sur des échantillons distincts. Cela est un problème car K_I peut varier d'une façon très significative au sein d'un même affleurement (alternance marno-calcaires). C'est donc avec une certaine réserve qu'il faut appréhender les résultats de la figure 2,17. On observe une très bonne corrélation entre les deux diagrammes : ARIS en fonction de K_f et K_a en fonction de K_f avec toutefois quelques nuances; par rapport à la tendance générale, les sites N15 et N16 ont un rapport K_a/K_f petit alors que ARIS/ K_f est important. Cela est simplement lié à une contribution des minéraux à fort champ coercitif dans le calcul de l'ARIS comme le montre les très fortes valeurs de $H_{I/2}$ ARI pour ces deux sites.

La valeur moyenne de K_a/K_f est de $1,37 (\pm 0,79)$, ce qui donne d'après les données de King et al. (1982) une taille moyenne de grains de l'ordre de $5 \mu\text{m}$ (entre $1 \mu\text{m}$ et $20 \mu\text{m}$). Ce résultat est en contradiction avec le test de Lowrie-Fuller qui atteste d'une minéralogie moyenne supérieure à $10 \mu\text{m}$. Cette contradiction est probablement liée au fait que les données de King et al. sont obtenues sur de la magnétite pure et non de la titanomagnétite, ainsi que dans des conditions expérimentales différentes.

C.2-II-4 Spectres de champ coercitif

Nous présentons les résultats obtenus sur quelques sites (qui seront rediscutés plus loin) (fig 2,18).

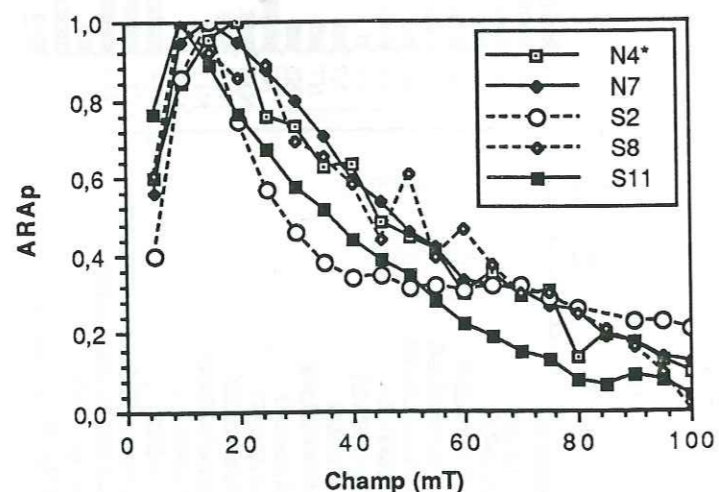


fig.2,18 Spectres de champ coercitif de quelques sites des Terres Noires

Les spectres montrent tous un pic entre 10 et 20 mT, traduisant la contribution dominante des grains à $10 < H_{Cr} < 20$ mT. La décroissance est ensuite variable : continue pour S11, bruitée pour S8 ou montrant un palier à partir de 40 nT pour S2. Ce palier montre sans ambiguïté la contribution non négligeable de grains à fort champ coercitif qui doivent être probablement des grains très fins de magnétite ou de pyrrhotite (pseudomonodomaines à monodomaines) comme l'atteste le spectre de désaimantation thermique de S2 (fig. 2,15).

Si l'on se réfère aux résultats de Jackson et al. (1988), en admettant que la fraction ferromagnétique est dominée par des magnétites plus ou moins riches en titane, la taille moyenne des grains est voisine de $5 \mu\text{m}$, avec la réserve habituelle qu'il faut donner à cette valeur, puisque les spectres présentés par ces auteurs ont été faits sur des magnétites pures.

C.2-II-5 Conclusion sur la fraction ferromagnétique

En première approximation, la susceptibilité ferromagnétique K_f est due à des grains de magnétite plus ou moins riches en titane. On a montré que ces grains sont polydomaines et de petite taille. D'autres phases minérales, avec des champs coercitifs élevés ont été détectés (goethite, hématite, pyrrhotite), mais elles restent de second ordre.

C.2-III SYNTHÈSE DE LA MINÉRALOGIE MAGNÉTIQUE

CONTRIBUTION MAGNÉTIQUE GLOBALE :

Diamagnétisme

- faible -14.10^{-6} SI
- constante
- isotrope (carbonate 20 à 60%)

Paramagnétisme

- phase importante et variable ($< 240.10^{-6}$ SI)
- dominée par les phyllosilicates $20\% < t_p < 60\%$ (chlorite, illite)
- anisotrope : $P = K_1/K_3 < 1,35$

Ferromagnétisme

- phase importante et variable (10.10^{-6} à 340.10^{-6} SI)
- dominée par la magnétite plus ou moins riche en titane
petits grains monodomaines
 $10 < t_m < 250$ ppm
- anisotrope $P = K_1/K_3 < 5$
- autres minéraux (pyrrhotite probablement détritique, goethite et hématite à la faveur d'altération)

Contribution de la matrice

- entre 20 (faciès calcaires) et 90 % (faciès argileux).

C.3 LES FABRIQUES MAGNETIQUES DES TERRES NOIRES ET DU CRETACE INFERIEUR.

L'objet de ce chapitre est de confirmer l'existence des linéations de transport dans les Terres Noires subalpines mises en évidence par G. Lamarche et P. Rochette (1987), d'une part en élargissant le domaine géographique d'échantillonnage, et d'autre part en utilisant une nouvelle technique d'étude d'anisotropie magnétique : l'Anisotropie de Susceptibilité Anhystérétique (ASA), qui permettra de mieux cerner l'origine de cette linéation. Nous discuterons, par ailleurs, des fabriques "anormales" rencontrées au cours de cette étude et qui se caractérisent par des inversions d'axes. Elles ont un axe K1 ou K2 perpendiculaire au plan de foliation, alors que dans une fabrique normale, c'est K3 qui est perpendiculaire à la stratification ou à la schistosité.

C.3-I L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

C.3-III-1 Origine de l'anisotropie.

L'étude de la minéralogie magnétique a montré que deux composantes magnétiques anisotropes étaient à l'origine de la susceptibilité. L'objet de cette étude est donc de voir quelle est la phase dominante en termes d'anisotropie. Pour ce faire, nous allons utiliser l'anisotropie de susceptibilité en champ fort sur quelques échantillons. Avant de décrire les résultats de cette expérience, il nous faut étudier les caractéristiques anisotropes des phyllosilicates et des titanomagnétites.

C.3-I-1-1 L'anisotropie des constituants magnétiques

Les deux phases magnétiques qui sont en compétition dans la minéralogie magnétique des Terres Noires subalpines le sont aussi en terme d'anisotropie. On est amené à distinguer :

- (i) Les grains de magnétite dont la forme peut être raisonnablement assimilée à un ellipsoïde de révolution (fig.2,19). Par sa susceptibilité élevée -2 à 3 SI-, c'est l'anisotropie de forme qui prédomine avec un axe de susceptibilité maximale dans la direction d'allongement du grain (cas du polydomaine). La symétrie de révolution linéaire (cigare) implique que K2 soit peut différent de K3. En terme d'anisotropie, cela veut dire que l'anisotropie intrinsèque du grain de magnétite est donc plutôt linéaire ($L=K1/K2 \gg F=K2/K3$) avec $P=K1/K3 < 5$ (Hrouda, 1982). Cependant, d'après Uyeda et al (1963), si l'on prend comme rapport axial de grain les bornes 1,5 et 2,5 (raisonnable pour des grains d'origines détritiques) on obtient un degré d'anisotropie intrinsèque compris entre 1,4 et 2.

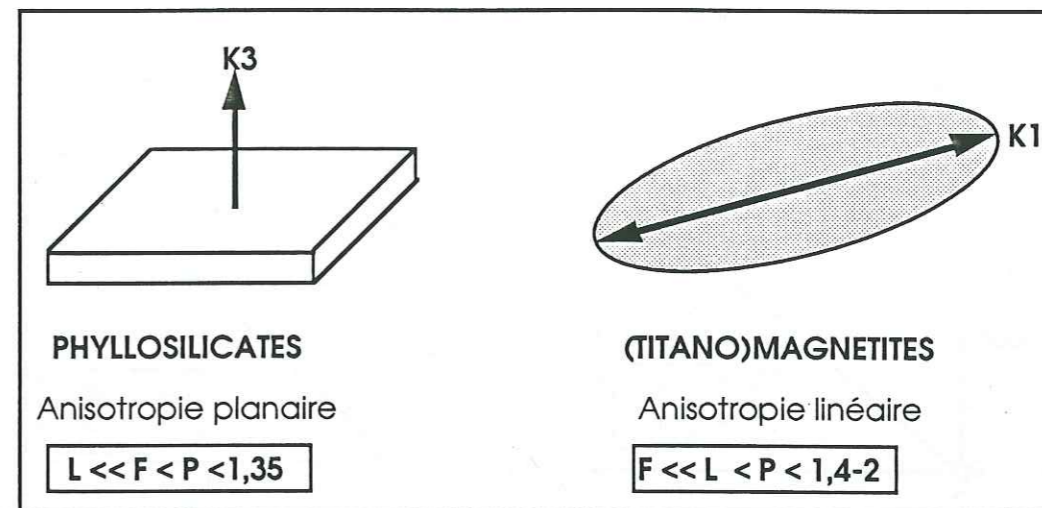


fig.2,19 Les marqueurs magnétiques des Terres Noires.

- (ii) Les phyllosilicates peuvent être modélisés par des plaquettes avec une symétrie de révolution planaire (disque). La susceptibilité n'est pas assez élevée ($< 10^{-2}$ SI) pour tenir compte d'une anisotropie de forme, seule l'anisotropie magnétocristalline intervient. L'axe de susceptibilité K3 est perpendiculaire au plan des feuillets, et K1, K2 peu différents, sont orientés selon les axes a et b du réseau cristallin.

Les paramètres d'anisotropie sont alors ordonnés de la façon suivante (Ballet, 1979):

$$1,35 > P=K1/K3 > F=K2/K3 \gg L=K1/K2$$

L'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates est donc très planaire et inférieure à celle des titanomagnétites sauf pour des grains de rapport axial inférieur à 1,5.

Les différences que l'on vient d'évoquer portent sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) intrinsèque des minéraux. Or l'ASM globale de la roche va dépendre à la fois de l'ASM intrinsèque des grains et de leur orientation préférentielle. Ces considérations appellent deux remarques.

- (1) La phase dominante en susceptibilité en champ faible ne domine pas forcément l'anisotropie.
- (2) Ce n'est pas parce qu'une phase domine la susceptibilité globale et qu'elle a l'anisotropie intrinsèque la plus forte, que forcément elle dominera l'anisotropie globale de la roche. L'orientation préférentielle des grains peut être telle qu'elle provoque une isotropie de la phase correspondante.

Les études que l'on vient de mener sur la minéralogie magnétique ne suffisent donc pas, a priori, à savoir laquelle des deux phases, paramagnétique et ferromagnétique, domine l'ASM.

C.3-I-1-2 Anisotropie de susceptibilité en champ fort (ACF)

Seulement trois cubes, correspondant aux sites N7, N12 et N17, ont été étudiés en ayant pris soin de les choisir les plus proches des moyennes tensorielles des sites respectifs. Les valeurs des différences de susceptibilité dK que l'on va donner bénéficient d'une bonne précision puisque les dK mesurées en champ faible avec le SQUID sont égales à celles mesurées avec le Kappabridge.

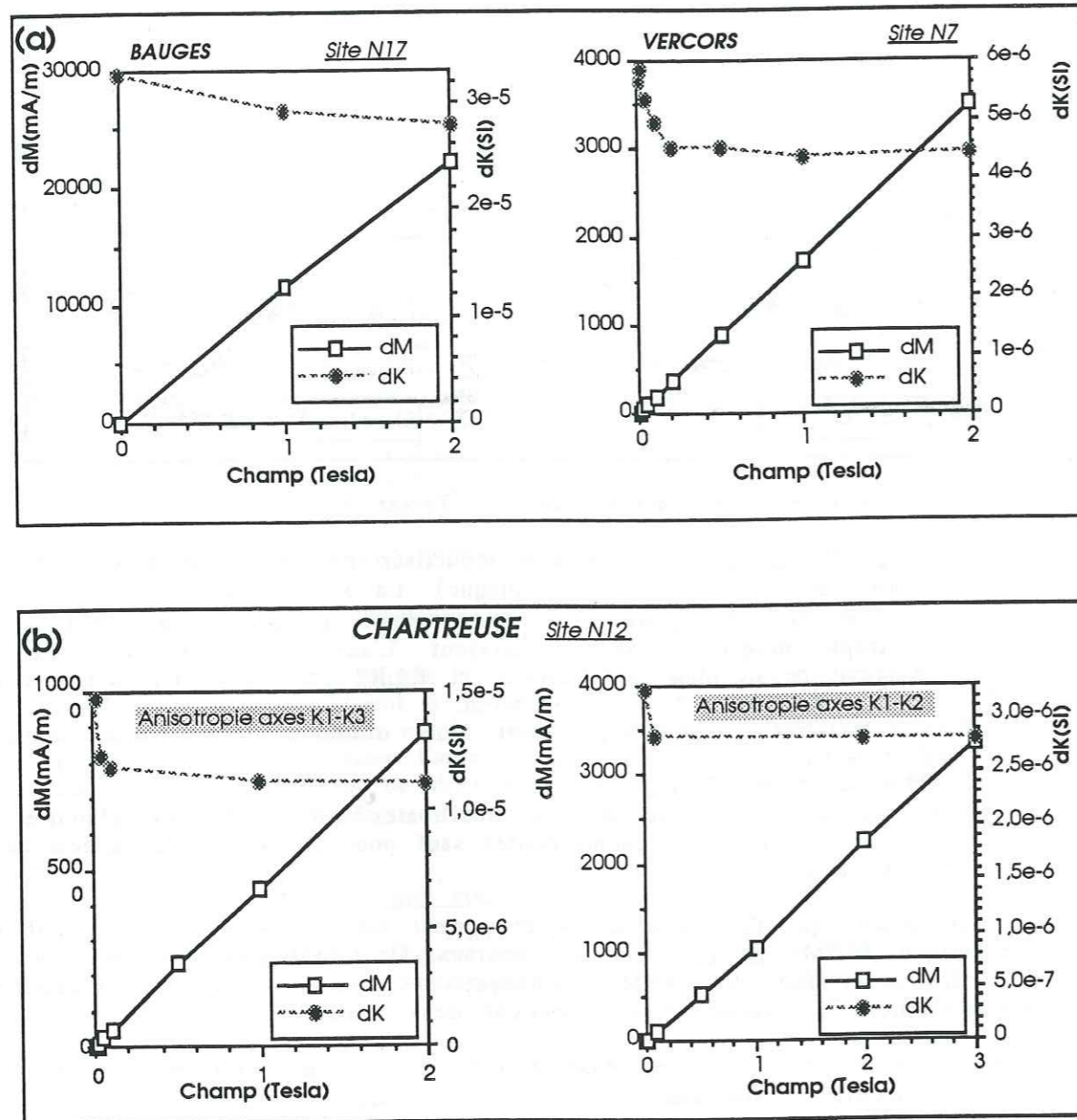


fig.2,20 Résultats d'anisotropie en champ fort (ACF) sur quelques échantillons des Terres Noires.

(a) : évolution des différences d'aimantation dM entre les axes K1-K3 pour les sites N17 (Bauges) et N7 (Vercors) des Terres Noires. La contribution de la matrice (paramagnétique + diamagnétique) est beaucoup plus importante que la contribution ferromagnétique (dK : différence de susceptibilité)

(b) : évolution des différences d'aimantation entre les axes K1-K3 et les axes K1-K2 pour un échantillon du site N12. Dans les deux cas, la contribution de la matrice est très importante.

a) Résultats expérimentaux

On observe en premier lieu le comportement très linéaire ($r^2=0,999$) des différences d'aimantation dM en fonction du champ pour les 3 échantillons étudiés (fig. 2,20 a et b). En supposant que le dK à 2 Tesla est bien celui de la matrice dK1, on peut calculer le dKf de la fraction ferromagnétique en soustrayant le dK1 au dK mesuré en champ faible. On voit ainsi (fig.2,20a) que pour le site N7, le dKf est de $1,5 \cdot 10^{-6}$ SI, soit quelque 25% de l'anisotropie globale. Pour le site N17, le dKf est de $5 \cdot 10^{-6}$ SI, et représente seulement 15% de la contribution anisotrope globale.

Le site N12 a fait l'objet d'une étude plus détaillée (fig. 2,20b), puisque l'on a mesuré les dM entre les axes K1 et K3 (anisotropie planaire) d'une part et les axes K1 et K2 (anisotropie linéaire) d'autre part. En fait dans les deux cas, c'est la contribution de la matrice qui domine très largement, puisque elle représente 63% de l'anisotropie planaire ($dK_f=4 \cdot 10^{-6}$ SI) et 82 % de l'anisotropie linéaire ($dK_f=0,5 \cdot 10^{-6}$ SI). Notons cependant que cette valeur de 82 % est à prendre avec prudence puisque les dM mesurés en champ faible étaient à la limite de la sensibilité du SQUID.

Ces résultats sont très importants car ils montrent que dans des faciès variés (N7 et N17 ont un faciès calcaire alors que N17 est très argileux) la contribution de la matrice à l'anisotropie totale en champ faible est largement supérieure à la contribution ferromagnétique, et cela même lorsque la contribution de la matrice à la susceptibilité moyenne est faible (cas du site N7).

c) Etude des paramètres d'anisotropie

Il est possible de pousser plus loin l'exploitation des résultats en calculant les paramètres d'anisotropie de la fraction paramagnétique P_1 et ferromagnétique P_f , en utilisant la susceptibilité axiale K1, le pourcentage de matrice et les dK de la matrice (dK_1) et des ferromagnétiques (dK_f) :

$$P_1 = K_1 / (K_1 - dK_1) ; P_f = K_f / (K_f - dK_1)$$

Les résultats sont consignés dans les tableaux 11 et 12 qui suivent :

| Site | K1 | % matrice | dK _f | dK ₁ | P _f | P ₁ | P _{ASM} |
|------|-----|-----------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|------------------|
| N7 | 394 | 25 | 1,5 | 4,5 | 1,005 | 1,047 | 1,020 |
| N12 | 288 | 64 | 4 | 11 | 1,040 | 1,063 | 1,059 |
| N17 | 242 | 85 | 5 | 28 | 1,161 | 1,157 | 1,160 |

-tableau 11-

| site | K1 | % matr | d ₁₃ K _f | d ₁₃ K _L | d ₁₂ K _f | d ₁₂ K ₁ | L _f | L ₁ | L _{ASM} | F _f | F ₁ | F _{ASM} |
|------|-----|--------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------|----------------|------------------|----------------|----------------|------------------|
| N12 | 288 | 64 | 4 | 11 | 0,5 | 2,8 | 1,005 | 1,015 | 1,012 | 1,030 | 1,062 | 1,046 |

-Tableau 12-
(K1, dK_f et dK₁ en 10⁻⁶SI)

L'intensité du degré d'anisotropie que l'on calcule pour chaque phase sera conditionnée à la fois par l'anisotropie intrinsèque des marqueurs magnétiques et par l'orientation préférentielle de ces derniers.

D'emblée, la première remarque que l'on peut faire est de constater le faible degré d'anisotropie des ferromagnétiques comparée à ceux de la matrice pour les sites N7 et N12. Ce résultat est particulièrement intéressant, car il sous-entend une anisotropie intrinsèque relativement modérée des magnétites si on suppose une bonne orientation préférentielle planaire de ces grains. Rappelons qu'une faible anisotropie intrinsèque des magnétites a déjà été discutée par Borradaile (1987) (cf. fig.1,13 p.26). Dans le cas du site N17, les degrés d'anisotropie des deux phases sont comparables. Mais dans ce cas, la déformation est beaucoup plus pénétrative (schistosité) que dans les deux autres sites et les phénomènes de recristallisation sont probables. Ces dernières peuvent créer des espèces minérales ferromagnétiques plus anisotropes.

La seconde remarque que l'on peut faire est que l'évolution des différents degrés d'anisotropie magnétique s'inscrit bien dans une logique de gradient de déformation longitudinal (fig.2,21). Toutefois, le gradient moyen est différent selon la phase que l'on considère ; il est plus fort dans le cas des ferromagnétiques. Cette différence peut être le fait :

- d'une orientation préférentielle très différente au départ des grains ; les grains de magnétite de forme oblongue s'organisent *a priori* moins bien que les plaquettes de phyllosilicates lors d'une compaction sédimentaire;
- de phénomènes de recristallisation avec la création de nouvelles phases ferromagnétiques plus anisotropes.

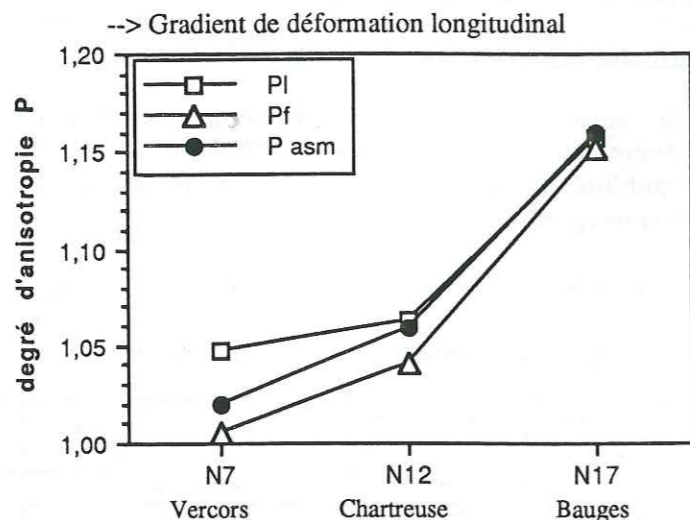


fig.2,21 Evolution des degrés d'anisotropie magnétiques de la matrice (P_I) des ferromagnétiques (P_f) et des deux réunis (P_{asm}) dans un contexte de gradient de déformation longitudinal du Vercors jusqu'au Bauges.

C.3-I-1-3 Etude des paramètres d'anisotropie en fonction de la susceptibilité moyenne

Il est possible qu'une simple étude des paramètres d'ASM en fonction de la susceptibilité moyenne puisse nous renseigner sur l'anisotropie des différents constituants sachant qu'au delà de $250 \cdot 10^{-6}$ SI, la contribution ferromagnétique par rapport à la susceptibilité initiale tend à devenir prépondérante.

Si l'on étudie L et F en fonction de Km, on remarque (fig.2,22) que ces paramètres, et en particulier le paramètre F, prennent une valeur maximale entre 200 et $250 \cdot 10^{-6}$ SI pour décroître ensuite assez rapidement. Cette tendance, si elle est

significative, peut être le reflet d'un phénomène lithologique avec une orientation préférentielle des minéraux moindre dans les faciès calcaires que dans les faciès argileux, mais la figure 2,23 nous montre qu'au delà de $250 \cdot 10^{-6}$ SI, on trouve à la fois des faciès argileux et calcaires. Il est possible alors que ce changement d'évolution vers $250 \cdot 10^{-6}$ SI corresponde à l'influence de plus en plus importante des ferromagnétiques au détriment de la matrice dont la susceptibilité doit se saturer autour de cette valeur charnière.

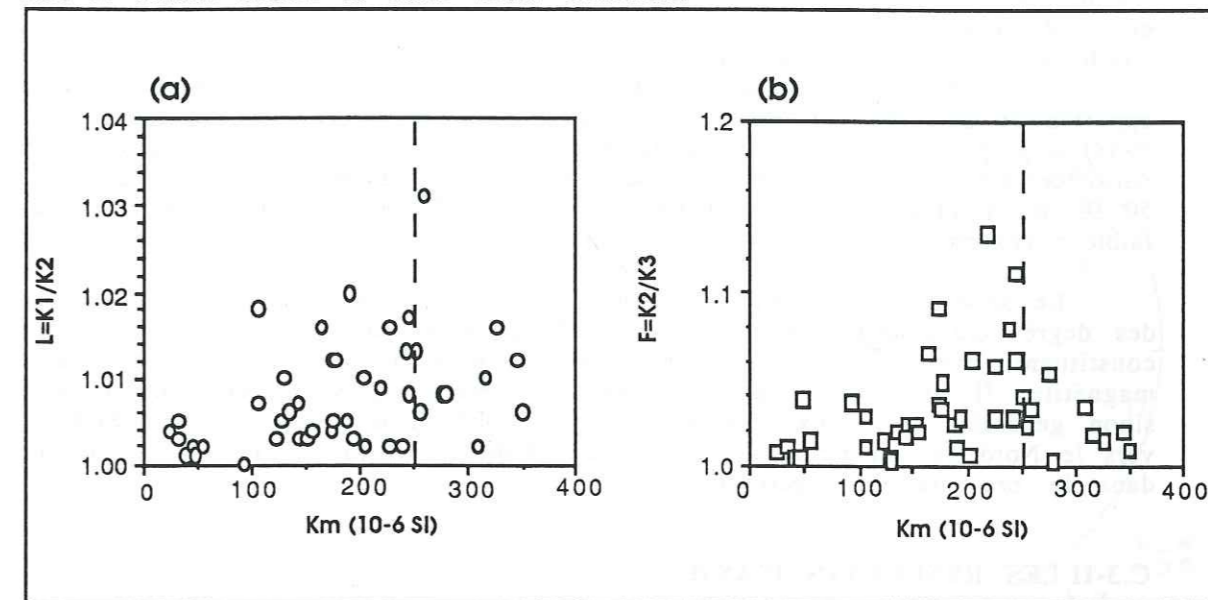


fig.2,22 Paramètres d'anisotropie magnétique (a) : Linéation et (b) : Foliation en fonction de la susceptibilité moyenne.

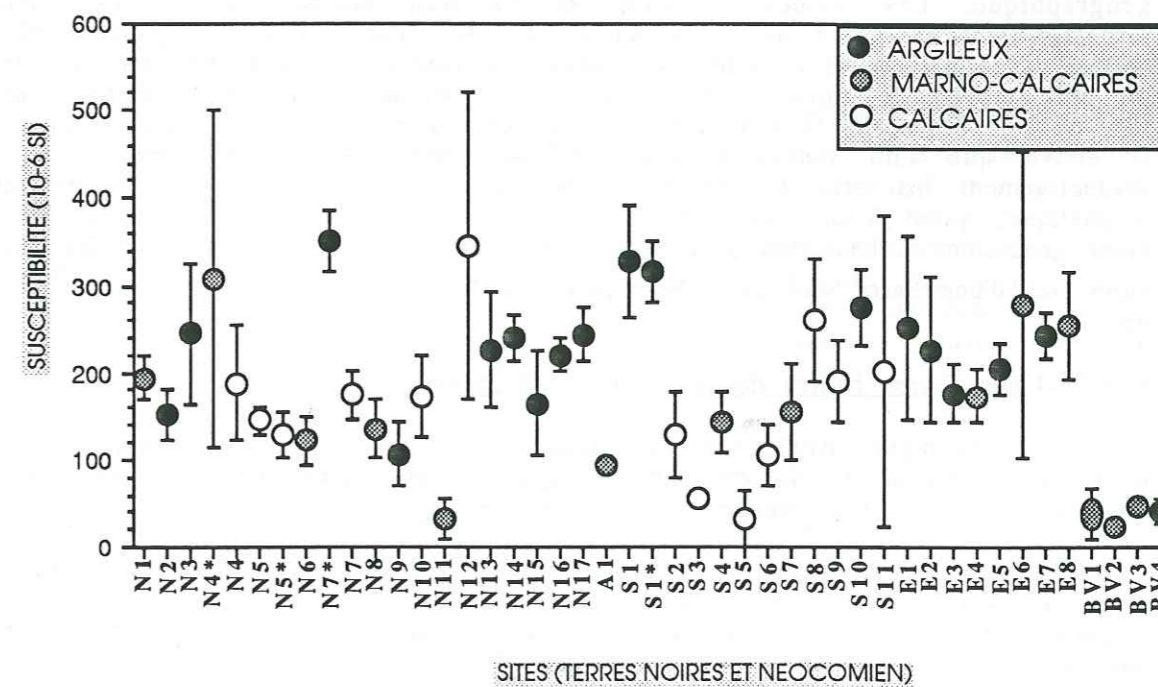


fig.2,23 Relation entre les faciès (estimés qualitativement) et la susceptibilité moyenne Km.

C.3-I-1-4 Conclusion

Cette étude souligne l'importance de la phase paramagnétique dans les Terres Noires qui contribue à plus de 75 % de l'anisotropie globale de susceptibilité magnétique en champ faible. Il est très probable que l'anisotropie intrinsèque des grains de magnétite soit sinon comparable du moins à peine supérieure à celle des phyllosilicates. Ce résultat inattendu est particulièrement intéressant car il va à l'encontre de ce qui admis habituellement et milite en faveur des résultats récents apportés et discutés par Hounslow (1985), Rochette (1987) et Borradaile (1987, 1988) à propos de l'importance de la matrice dans ce type de roches sédimentaires. Ainsi ce n'est pas parce que la susceptibilité ferromagnétique contribue à plus de 50 % de la susceptibilité en champ faible qu'elle dominera l'anisotropie en champ faible : l'exemple du site N7 est particulièrement démonstratif à cet égard.

Le second résultat important donné par cette étude est l'évolution en hausse des degrés d'anisotropie magnétique du SO (Vercors) au NE (Bauges) de chaque constituant, avec semble-t-il, une évolution plus marquée pour les grains de magnétite. Il est clair que ces paramètres magnétiques suivent une évolution sinon générale, du moins représentative d'un phénomène géologique du Sud-Ouest vers le Nord-Est qui peut être associé au gradient longitudinal que l'on a introduit dans la présentation structurale.

C.3-II LES RESULTATS D'ASM.

Les résultats d'anisotropie de susceptibilité magnétique des Terres Noires subalpines et du Néocomien vont être présentés d'une manière qualitative en étudiant l'orientation des axes d'ASM, et d'une manière semi-quantitative en étudiant l'évolution des paramètres d'anisotropie L et F dans leur contexte géographique. Les termes linéation et foliation magnétiques correspondent respectivement au groupement des K1 et des K3. Par foliation magnétique bien définie et normale, nous entendons des angles de confiance E32 et E31 faibles, avec un pôle moyen de foliation K3 généralement perpendiculaire à la stratification (So) ou à la schistosité (S1). Comme nous le verrons, ce n'est pas toujours le cas, car il arrive que l'on rencontre des fabriques intermédiaires et inverses avec respectivement les axes K2 et K1 perpendiculaires à So ou S1. La linéation magnétique, quant à elle est précisée par l'angle de confiance E12 (l'angle E13 étant généralement beaucoup plus faible). Les paramètres d'anisotropie et les axes surmontés d'une barre sont calculés à partir de la moyenne tensorielle (ex : $\overline{K1}$, \overline{L} , etc..).

C.3-II-1 Les Terres Noires de la région Ardéchoise

Dans la région Ardéchoise, la déformation est très faible (Elmi, 1983). Ainsi le pendage général de So est sub-horizontale et les seules structures tectoniques visibles sont des failles normales E-O et Nord-40 (fig.2,7).

Dans ce contexte peu déformé, les deux sites étudiés A1 et A2 montrent une excellente foliation magnétique (fig. 2,24), en revanche, les axes K1 sont très dispersés : ils le sont de façon quasi isotrope pour A1 ($E12 > 50^\circ$) et un peu moins dans le cas du site A2 où les K1 tendent à indiquer une légère linéation NE.

Les paramètres d'anisotropie confirment la tendance planaire de la fabrique, cependant l'intensité du paramètre de foliation est étroitement contrôlée par la lithologie : ainsi F va de 1,005 pour les faciès les plus calcaires à 1,040 pour les faciès marneux. De même, le paramètre de foliation moyen \overline{F} du site A2 (1,015) est plus faible que celui mesuré dans le site A1 (1,037) qui présente à l'affleurement un faciès plus marneux.

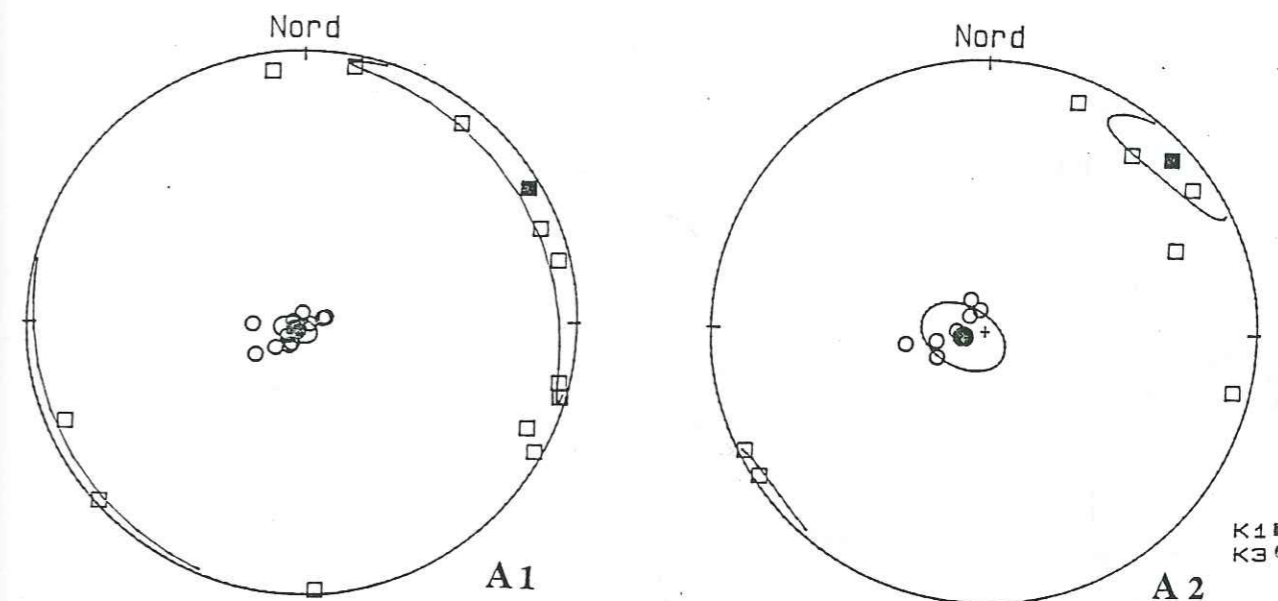


fig.2,24 Axes d'ASM des sites Ardéchois A1 et A2. On note dans les deux cas une excellente foliation magnétique et une linéation soit inexistante pour A1, et très faible pour A2 (linéation de courant ?)

Les paramètres de linéation sont très faibles, en particulier le paramètre moyen de linéation magnétique $\overline{L}=1,000$ du site A1 traduit l'absence de fabrique linéaire (en accord avec la dispersion des K1 observés). Le \overline{L} égal à 1,002 du site A2 témoigne d'une très légère orientation préférentielle linéaire des grains. La linéation magnétique détectée dans ce site correspond probablement à une linéation de courant (Hamilton & Rees, 1970). Hormis cette linéation d'origine sédimentaire, la fabrique magnétique planaire sédimentaire des deux sites est typique. Ces résultats confirment si besoin était, l'absence de déformation autre que la diagénèse. Les deux sites, et particulièrement le site A1, peuvent être classés comme les références non déformées des Terres Noires.

C.3-II-2 Les Terres Noires des chaînes subalpines sud

L'objectif de cette campagne d'échantillonnage dans les chaînes subalpines sud était double :

- (1) contrôler l'évolution de la fabrique magnétique des Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun (E1 à E8), alors qu'elles montrent une déformation progressive au contact des nappes de l'Embrunnais (fig. 2,8a) (Kerckhove, 1969; Siddans, 1979).
- (2) étudier l'effet d'une tectonique polyphasée et non coaxiale sur la fabrique des Terres Noires subalpines (S1 à S11).

Ce faisant, nous séparons l'étude des sites Ei des sites Si.

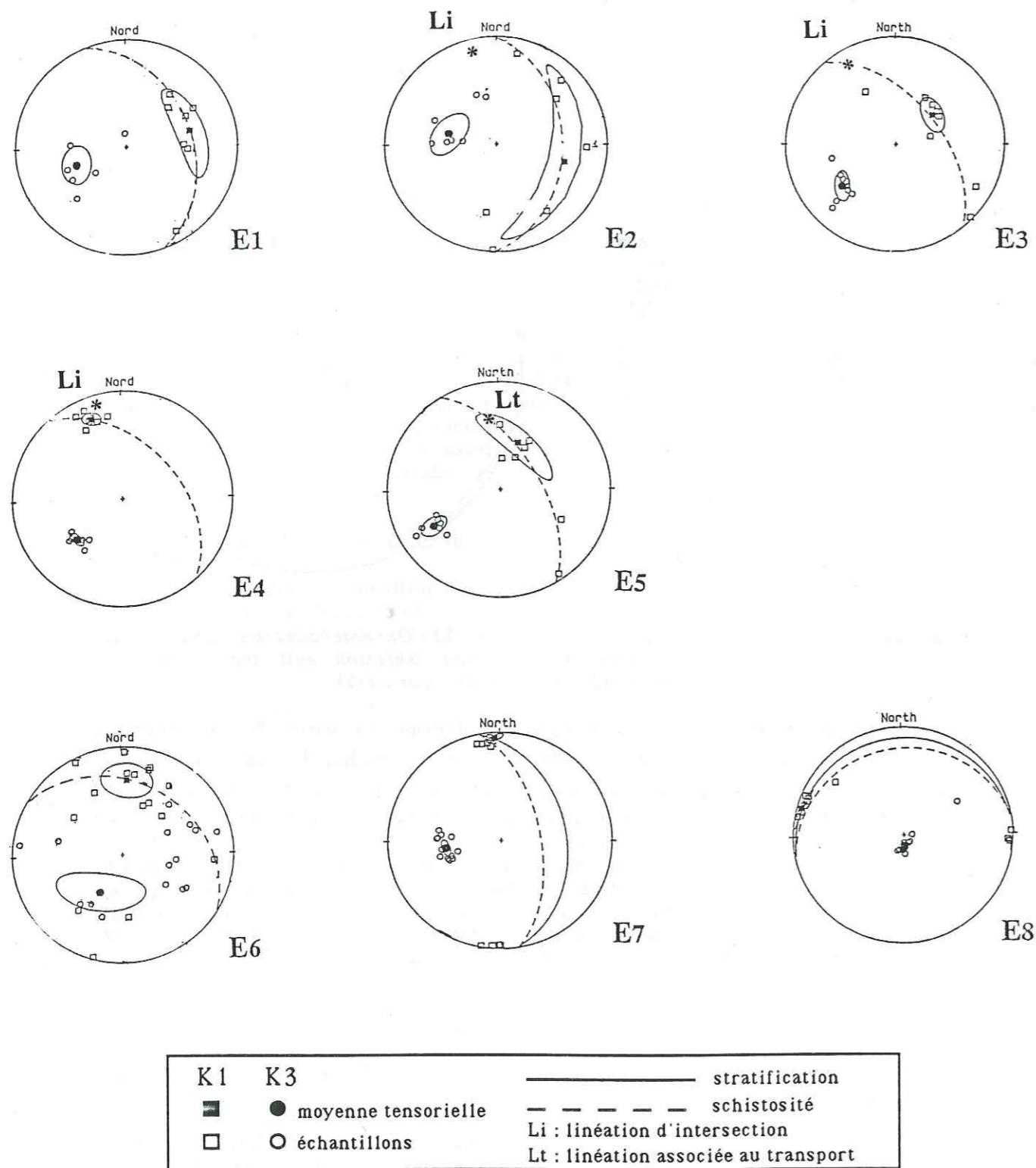


fig.2,25 Axes d'ASM des sites des Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun. On remarque les linéations magnétiques parallèles au transport des Nappes de l'Embrunais des sites E1, E3 et E5. Noter les inversions d'axes du site E6 ; la majorité des K2 sont pôles de foliation.

C.3-II-2-1 *Etude de la demi fenêtre d'Embrun (sites Ei)*

Sans rentrer dans les détails de la tectogénèse des nappes de l'Embrunais, on estime que le déplacement des différentes unités (flysch à Helminthoïdes, nappe de l'Autapie, nappe du Parpaillon) se fait selon une direction générale NE-SO (Kerckhove, 1969; Siddans, 1979) pendant l'Eocène-Oligocène (fig 2,8a). Les Terres Noires, dans ce contexte, sont considérées comme autochtones ou parautochtones et se situent au contact des nappes de l'Embrunais.

Siddans (1976), à partir de mesures de fossiles déformés, met en évidence un gradient de déformation dans les Terres Noires selon la direction O-E de Gap vers Savines avec un pourcentage d'aplatissement allant de 0 à 70%. Cette augmentation de la déformation s'accompagne de celle de la température induite lors du déplacement des grandes unités (250-300°) vers Savines et d'une généralisation de la schistosité. C'est dans ce contexte que l'on a prélevé 8 sites, 5 (E1 à E5) à proximité immédiate de la nappe du Grand Morgon et 3 (E6 à E8) répartis entre Savine et Gap.

Pour les sites E1 à E5 (fig 2,25), les axes K3 sont tous bien groupés (sauf E2) à la perpendiculaire de la schistosité-stratification généralement confondues. Les axes K1 se regroupent plus ou moins bien et selon des azimuts très différents.

On distingue :

- (i) Des K1 dispersés ($E12=70^\circ$) pour E2.
- (ii) Des K1 groupés ($E12=7^\circ$) proches de la linéation d'intersection entre S0 et S1 mesurés sur le terrain (E4).
- (iii) Des K1 plus ou moins bien groupés ($15^\circ < E12 < 35^\circ$), proches de la linéation soit d'étirement tectonique soit d'axes de plis réorientés parallèlement au transport de nappes. On peut alors qualifier ces linéations magnétiques de linéation de transport.

Les sites E6 à E8, moins déformés que les sites E1 à E5, présentent des fabriques complètement différentes. Celle du site E6 est complexe et très perturbée. On remarque en particulier que les fabriques des échantillons peuvent être soit normales (elles dominent alors la moyenne tensorielle), soit intermédiaires (axes K2 perpendiculaires à S1), soit inverses (axes K1 perpendiculaires à S1). Cette fabrique, qualifiée d'anormale, peut être le fruit d'une superposition de plusieurs phases tectoniques puisque la déformation observée sur le terrain est particulièrement développée (replis ptygmatisques, schistosité pénétrative), mais aussi le fruit d'interférences minéralogiques qui expliqueraient alors pourquoi la susceptibilité moyenne Km varie aussi fortement, et ce, avec un faciès qui reste globalement homogène (fig.2,26).

En revanche, le site E7 présente une fabrique très bien réglée, tant les axes K3 que les axes K1. Ces derniers sont parallèles à la linéation d'intersection entre S0 et S1. Le site E8 a les mêmes caractéristiques d'ASM que le site E7 mais les azimuts de la stratification et de la schistosité ont changé et sont à mettre en relation avec une phase de plissement E-O. Cela indique clairement que l'on sort de l'influence des nappes de l'Embrunais qui génèrent des azimuts de plans NE-SO comme sur les sites précédents.

Par rapport à la référence non déformée Ardéchoise (A1, A2) on observe une anisotropie magnétique beaucoup plus développée (fig. 2,26) avec des degrés d'anisotropie P qui peuvent atteindre 1,125 (site E4).

CHAINES SUBALPINES SUD

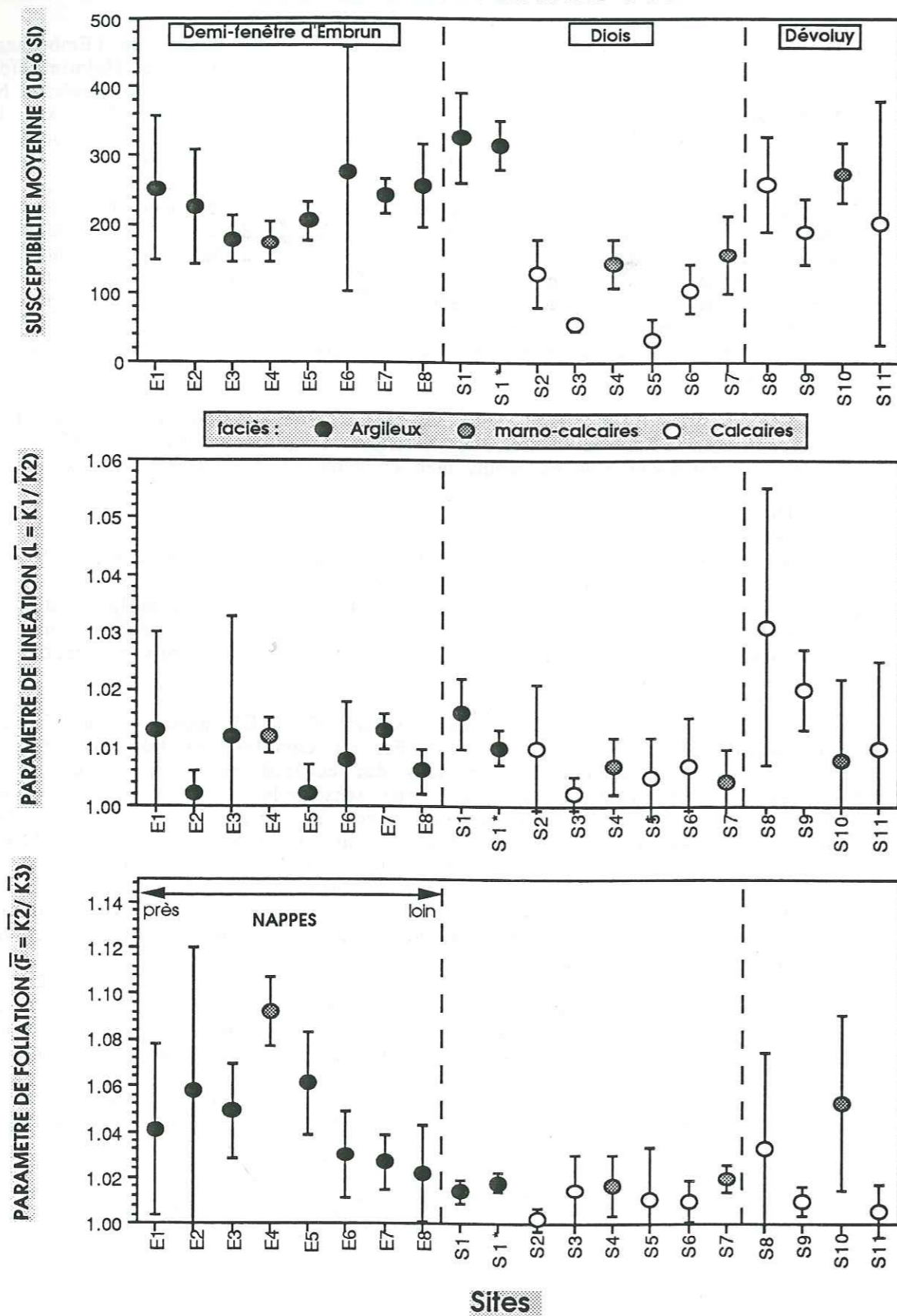


fig.2,26 *Ci-contre : susceptibilités moyennes et paramètres d'anisotropie des Terres Noires des chaînes subalpines Sud.*

Cependant, la dispersion des paramètres d'anisotropie est importante à la fois au sein d'un site et à l'échelle des sites entre eux. Par exemple E2 et E5 ont une anisotropie linéaire modérée ($\bar{L}=1,002$) comparée aux autres sites où l'on peut observer un \bar{L} proche de 1,014. La même remarque s'applique aux paramètres de foliation, avec toutefois une intensité variable selon la position des sites par rapport aux nappes de l'Embrunnais. \bar{F} est supérieure à 1,040 lorsque l'on est très proche du contact des nappes (E1-E5) alors qu'il devient inférieur à cette valeur lorsque l'on s'en éloigne (E6-E8).

L'étude d'ASM sur les Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun met en évidence deux points intéressants :

- (1) Des linéations magnétiques d'origine clairement tectonique. Elles peuvent être parallèles soit à l'intersection des plans de stratification et de schistosité (Li), soit au transport des nappes (Lt) pour certains des sites très proches du plan de chevauchement.
- (2) Une augmentation du paramètre de foliation magnétique F en accord avec l'intensité de la déformation.

C.3-II-2-2 *Etude des massifs des Barronies, Diois et Dévoluy*

Les figures 2,8b et 2,8c donnent les grands traits structuraux du Dévoluy et du Diois. La complexité des structures apparaît clairement lorsque l'on étudie le maillage touffu des plis (Flandrin, 1966). Entre le sud du Vercors, où les plis sont typiquement alpins (N-S) et les Barronies, où les axes des plis sont E-O (site S1), les structures correspondent à des superpositions plus ou moins perpendiculaires de deux plissements. La présence de nombreux accidents décrochants dextres dans le Diois et de chevauchements (extrémité occidentale de la Nappe de Digne) dans le Dévoluy viennent renforcer la complexité générale des structures. La déformation n'est pas très forte, sauf localement, au voisinage des grandes failles majeures (S10). La campagne d'échantillonnage a porté sur 8 sites (Si) : 2 dans les Barronies; 6 dans le Diois et 4 dans le Dévoluy.

a) *Barronies et Diois.* (fig.2,27)

Les sites S1 et S1* ont été échantillonnés dans la très récente galerie EDF des Empeygnées (Upaix, Hautes Alpes). Les faciès sont très marneux, exempts d'altération (la susceptibilité est relativement élevée, $\bar{K}_m = 320 \cdot 10^{-6}$ SI), et se débitent en "frites" selon une direction E-O. Dans les deux sites, la fabrique magnétique est bien réglée par rapport à la schistosité : K3, pôle de foliation magnétique est aussi perpendiculaire à S1 et la linéation est parallèle à la direction d'intersection S1/SO. L'axe de pli est clairement "provençal". Notons que l'anisotropie linéaire dans ces faciès marneux est développée ($L=1,01$ à $1,02$) et comparable au paramètre de foliation (fig.2,26).

La fabrique du site S2 (faciès calcaire dominant) est intéressante car on observe des inversions d'axes, en particulier c'est l'axe K2 qui tend à être pôle de foliation magnétique. Les phénomènes qui peuvent conduire à une telle fabrique peuvent être d'origine tectonique : il est possible d'imaginer en effet que c'est l'orientation préférentielle linéaire qui prévaut sur l'O.P. planaire et que l'on observe une crénulation des axes K3 autour de la linéation magnétique. Mais comme nous le verrons plus longuement lorsque nous présenterons les données d'ASA, de telles inversions d'axes peuvent être aussi le fruit d'interférences entre des grains ferromagnétiques.

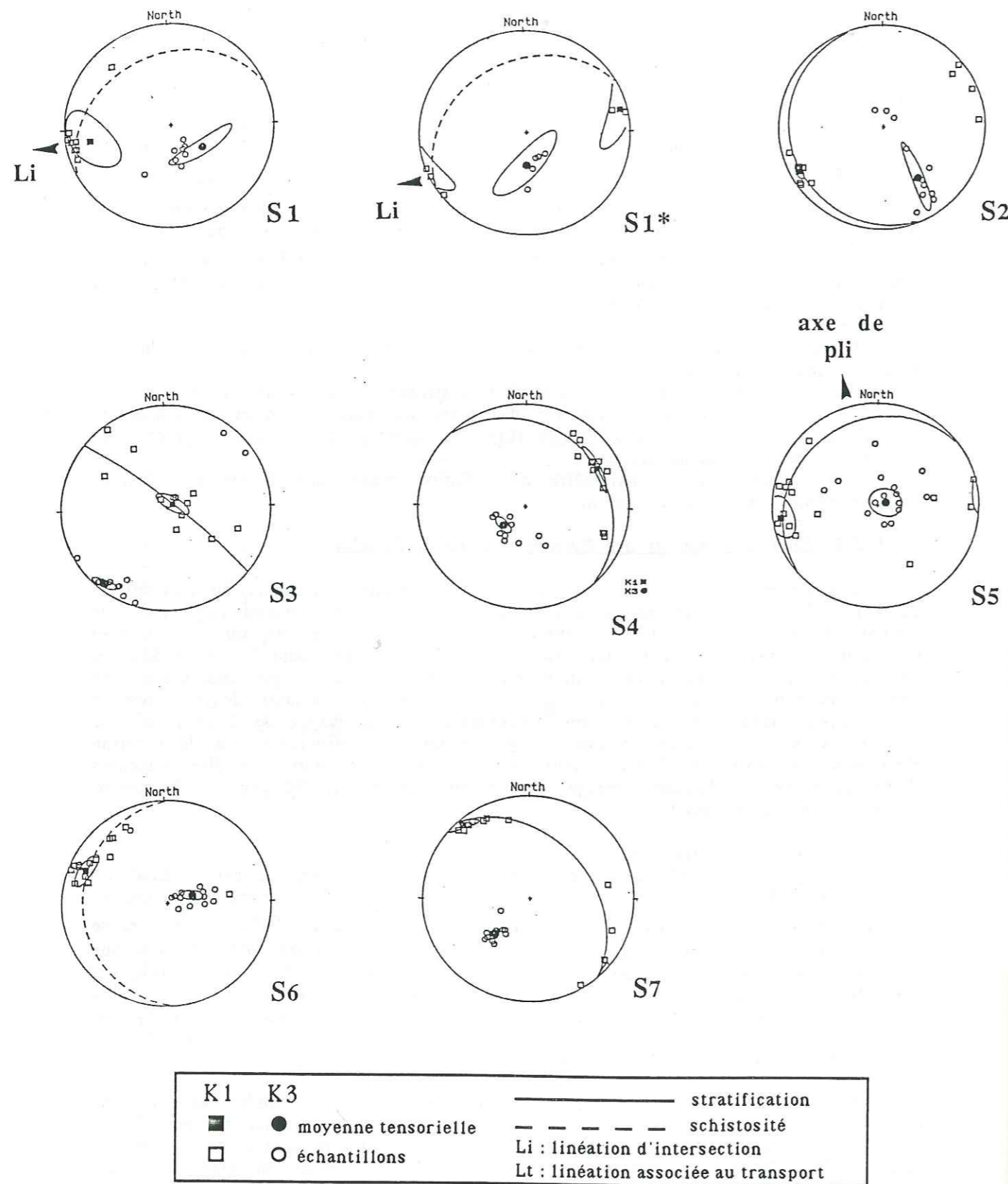


fig.2,27 Axes d'ASM des Terres Noires des Baronnies et du Diois. (même légende que la fig.2,25)

Le site S3 est difficilement exploitable car la déformation est clairement polyphasée (couloir de déformation vers le col de Menée), on note cependant que la linéation magnétique est perpendiculaire à l'axe de pli.

Le site marno-calcaire S4 est intéressant, car ici aussi, la linéation magnétique plus ou moins E-O n'est pas parallèle à l'axe de pli correspondant à la dernière phase de plissement sans doute alpine. S'agit-il d'un héritage tectonique (linéation d'intersection provençale comme dans les sites S1 et S1*) ou d'une linéation parallèle à la direction d'un cisaillement (linéation de transport comme dans la région de la demi-fenêtre d'Embrun)? Dans ce contexte tectonique clairement biphasé, il est difficile de trancher.

Le site S5 a été échantillonné à proximité d'une importante faille décrochante dextre. Outre les multiples fractures et stylolites qui accompagnent la déformation dans ces bancs calcaires, on observe un pli en crochon d'axe N-S parallèle à la faille (fig 2,8c). Quelques échantillons provenant du coeur de ce plissement ont des K3 dispersés dans le plan E-O. Cependant, la linéation magnétique est bien définie dans la direction E-W, parallèle sans doute à la direction de plissement initial. Ce résultat suggère donc que le plissement tardif n'a pas affecté la fabrique magnétique intime des échantillons.

Le site S6 montre un pôle de foliation magnétique qui se disperse un peu entre So -ici subhorizontale- et S1. La linéation magnétique, bien définie (on note cependant un échantillon à fabrique inverse), est entre la direction d'intersection récente (N-S) et la provençale. Cet azimuth singulier est peut-être le résultat d'une compétition entre les deux linéations d'intersection.

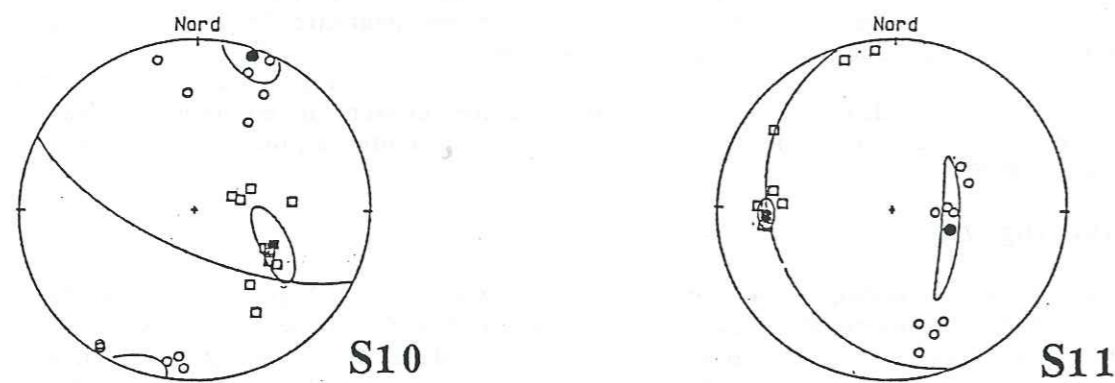
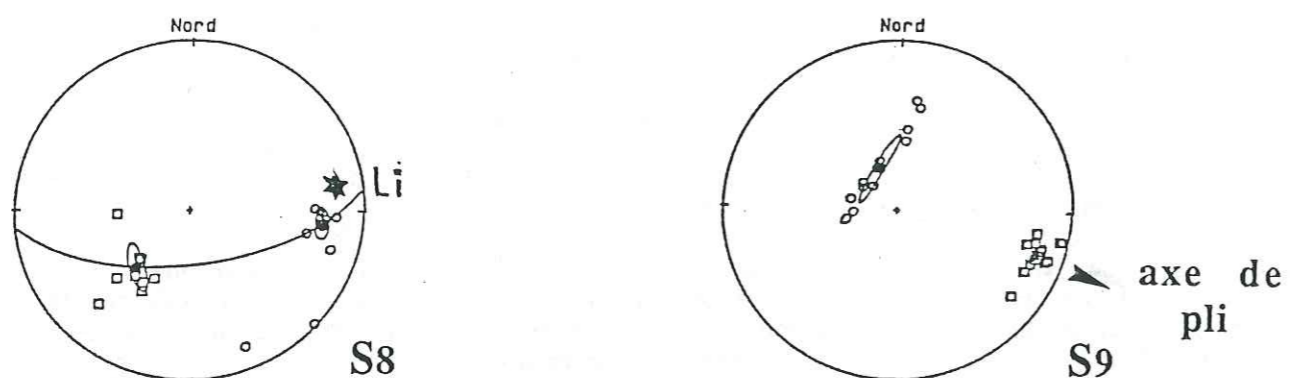
Le site marno-calcaire S7 montre une fabrique clairement en relation avec la dernière phase de plissement, laquelle est sans doute alpine, étant donné l'azimut S-SE de So.

b) Dévoluy. (fig. 2,28)

La fabrique magnétique du site S8 -échantillonné dans l'Argovien du col du Noyer- présente des inversions d'axes K2-K3 tout à fait étonnantes : les K3 sont parallèles à la linéation d'intersection SO/S1 mesurée dans des bancs plus ductiles (non échantillonnés) alors que les K2 sont perpendiculaires à la stratification. La fabrique du site S11 montre de la même façon des inversions d'axes K2-K3, et peut-être dans une certaine mesure entre les axes K1-K2. Nous reviendrons plus longuement sur ces sites après avoir étudié les données d'ASA.

Le site calcaire S9 a été échantillonné dans le coeur d'un pli probablement alpin. La linéation magnétique très bien définie est parallèle à cet axe de pli. Le paramètre moyen de linéation magnétique \bar{L} est très important (1,03) et comparable au paramètre \bar{F} (1,04) (fig. 2,26). Cette forte anisotropie linéaire est peut être caractéristique de ce type de linéation. Nous reviendrons sur ce point lorsque nous étudierons les sites N10 et N15 des chaînes subalpines Nord.

La fabrique magnétique du site S10 est manifestement perturbée par l'accident majeur qui traverse le Dévoluy comme en atteste la forte valeur de \bar{F} =1,055. On notera la linéation magnétique subverticale qui est sans doute parallèle à l'intersection entre So et une schistosité sub verticale (non mesurée) parallèle à la faille.



| | | | |
|----|----|---------|---------------------------------|
| K1 | K3 | — | stratification |
| ■ | ● | - - - - | schistosité |
| □ | ○ | Li | linéation d'intersection |
| | | Lt | linéation associée au transport |

fig.2,28 Axes d'ASM des Terres Noires du Dévoluy. Noter les inversions d'axes visibles dans les sites calcaires S8 (K2 est pôle de foliation magnétique) et S11 (inversions d'axes K2-K3 et peut être K1-K2)

c) Les paramètres d'anisotropie. (fig.2,26).

Il n'y a pas d'évolution cohérente des paramètres d'anisotropie dans les sites Si. L'intensité des paramètres de linéation magnétique de l'ordre de 1,01 confirme *a priori* l'origine tectonique des ces orientations préférentielles que l'on mesure. Quant au paramètre de foliation, il est proche en moyenne de 1,02, ce qui n'est guère surprenant puisque le faciès dans les sites étudiés est très calcaire (compaction moindre, anisotropie portée par les ferromagnétiques).

d) Discussion

Dans les faciès marneux étudiés, on a vu que la fabrique pouvait être complètement remobilisée par la dernière phase de plissement (cas du site S7) en accord avec ce que l'on a observé dans la région de la demi-fenêtre d'Embrun.

Le cas des faciès plutôt calcaires semble être un peu plus complexe : dans l'ensemble, il est probable que l'héritage tectonique de la phase de plissement E-W demeure très important, ce qui *a priori* n'est pas étonnant dans ces faciès très rigides. Seul le site S9 peut être clairement mis en relation avec la phase alpine, mais dans ce cas, l'échantillonnage s'est fait au coeur du plissement, là où la déformation est la plus importante.

Le site S4 peut à la limite nous donner une indication sur la direction de transport éventuel dans le massif du Diois. Nous retenons son existence pour la discussion structurale qui se tiendra dans la troisième partie de cette thèse.

C.3-II-2-3 Conclusion.

Cette étude d'ASM sur les Terres Noires des chaînes subalpines Sud a permis en premier lieu de souligner la différence entre les faciès calcaires et marneux. Dans les faciès ductiles, la remobilisation de la fabrique est démontrée : selon la direction d'intersection alpine ou, et c'est un des points les plus importants de cette étude, selon le transport au voisinage des nappes de l'Embrunnais. Dans les faciès calcaires du Diois et du Dévoluy, on a en revanche un héritage tectonique de la phase provençale, avec une fabrique relativement linéaire (L ≈ F).

Un autre point marquant dans cette étude est la présence d'inversion d'axes mise en évidence dans les faciès particulièrement calcaires. Nous tâcherons plus loin de préciser les mécanismes qui peuvent conduire à ce genre de fabrique anormale.

C.3-II-3 Les Terres Noires des chaînes subalpines nord

L'objectif principal de cette campagne d'échantillonnage était de confirmer et d'étendre la détection des linéations parallèles au transport dans les massifs subalpins. Dans un premier temps, en étudiant les axes d'ASM, on s'attardera principalement à discuter le groupement des K1 puisque les axes K3 se disposent en général comme le pôle d'une foliation magnétique indiscutablement normale. On est amené ainsi à distinguer trois types de linéation (cf. fig.2,6):

- (1) les linéations d'intersection (Li), parallèles à l'intersection des plans S0-S1 ou aux axes de plis;
- (2) les linéations de transport (Lt), globalement perpendiculaires aux axes de plis et parallèles au plongement de S0 ou de S1;

(3) Les linéations ambiguës (La) sont, soit mal définies, soit ne peuvent pas être rattachées à une des familles citées précédemment.

Dans un deuxième temps, on étudiera l'évolution des paramètres d'anisotropie en s'attachant à comparer cette évolution au gradient de déformation longitudinal qui existe dans la zone externe des Alpes occidentales.

C.3-II-3-1 Les axes d'ASM.

On remarque dans tous les sites une excellente concordance entre la foliation magnétique et So et/ou S1. On vérifiera dans l'annexe II que tous les $\overline{K3}$, après correction tectonique, sont statistiquement verticaux (en tenant compte des angles de confiance E13).

a) Les linéations d'intersection.

Sur les 20 sites échantillonnés dans ces massifs, 6 présentent les caractéristiques des linéations d'intersection (fig 2,29) qui sont :

- (1) une linéation subhorizontale, parallèle à la linéation d'intersection S0-S1 quand elle a pu être mesurée, ou parallèle aux axes de plis;
- (2) Un bon regroupement des K1, comme l'atteste la valeur relativement faible des demi-angles de confiance $5^\circ < E12 < 8^\circ$ (cf annexe II).

Les sites qui répondent à cela sont N3, N6, N7*, N13, N15 et N17.

Tous ces sites ont un faciès essentiellement marneux et sont aptes, *a priori*, à acquérir une schistosité, même diffuse. Dans la plupart des cas S1 est subparallèle à So et il est difficile de savoir si les K3 sont perpendiculaires à l'un ou l'autre des deux plans. Il semble toutefois que les K3 se dispersent entre le pôle de So et celui de S1 (cas du site N17). Pour 4 de ces sites (N6, N7*, N13, N17), les linéations Li sont en bon accord avec la direction des axes de plis (Nord-10). En revanche, la fabrique de N3 semble avoir été affectée d'une rotation, induite peut être par le jeu récent de la faille de Jasneuf (fig 2,9a). Cela est encore plus flagrant pour le site N15 où les azimuts de S0 et S1 (Nord110) sont en complet désaccord avec la tendance régionale. Ce site mérite une attention particulière, car cette schistosité E-O se retrouve dans les niveaux du Berriasien (Crétacé inférieur). Il semblerait que ces relations strati-schistosité singulières soient le résultat d'un mouvement actuel chevauchant vers le sud des Bauges et du Nord de la Chartreuse (G. Ménard, comm. pers.).

Enfin, on notera dans le site N6 quelques linéations E-O qui pourraient correspondre à la direction de transport ou comme nous le verrons dans la troisième partie à des linéations "anormales" (inversions des axes K1-K2).

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

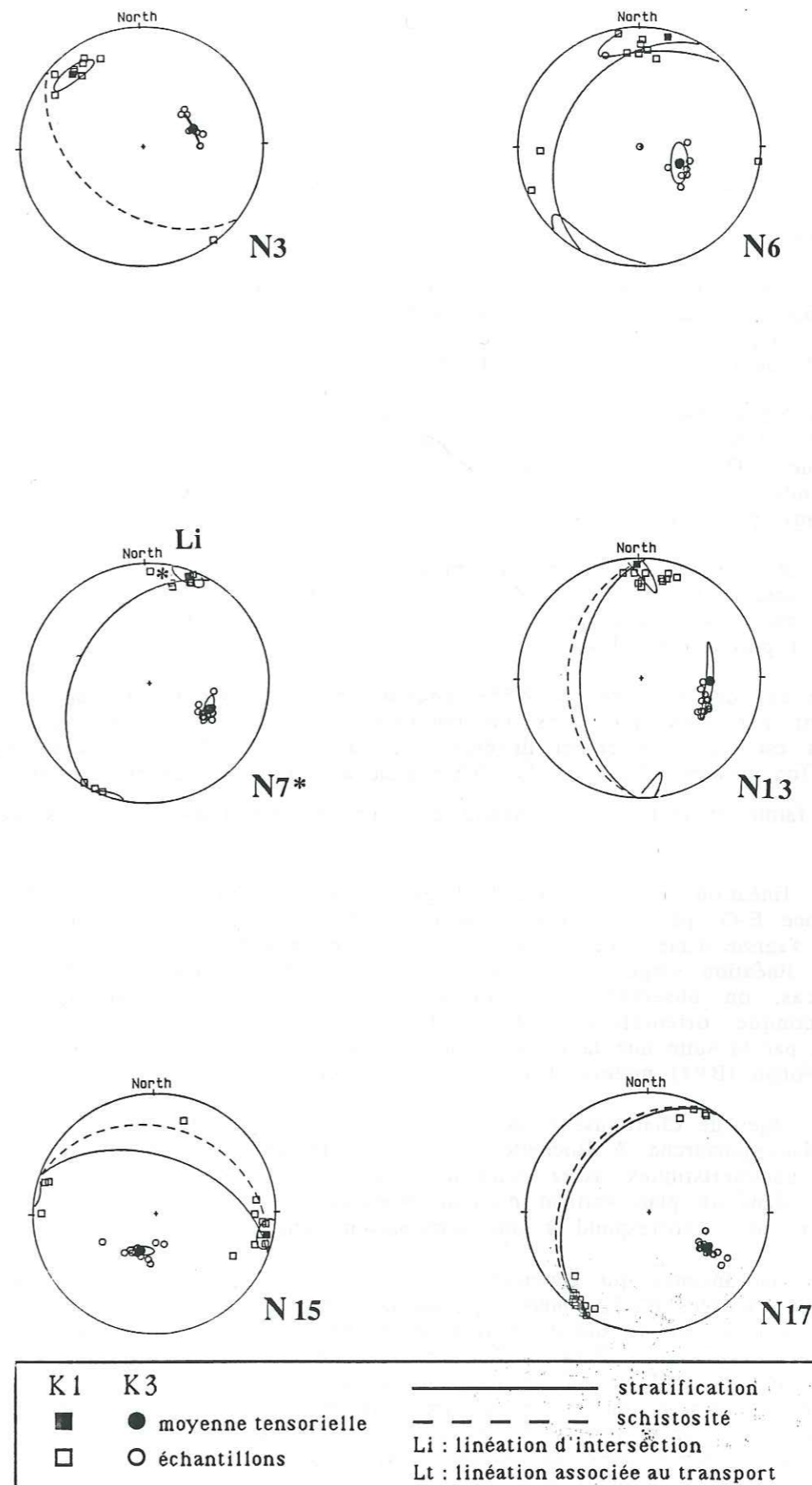


fig.2,29 Axes d'ASM des Terres Noires des Chaînes subalpines Nord. Cas des linéations magnétiques parallèles à l'intersection des plans So ou S1.

b) Les linéations de transport (fig.2,30)

Cette appellation est en fait critiquable car elle suggère une interprétation qui n'est pas vérifiée directement sur le terrain. Quoiqu'il en soit, on distingue 9 sites sur 20 qui présentent les caractéristiques d'une telle linéation. Ces caractéristiques sont :

- (1) un groupement des K1 approximativement parallèle à la direction de plongement maximal de S0 ou S1 et donc perpendiculaires aux axes de plis;
- (2) une dispersion relativement importante des K1. On constate que le demi-angle de confiance E12 est compris entre 6° et 30°.

Les sites N2 et N4 échantillonnées dans des faciès marnocalcaires -plutôt marneux pour N2, plutôt calcaires pour N4- du Vercors montrent une belle linéation magnétique E-O. Deux arguments nous permettent de penser qu'il ne s'agit pas d'une linéation héritée de la phase provençale qui génère justement des orientations préférentielles E-O:

- les paramètres de linéation magnétique sont faibles, $L=1,003$ alors qu'ils sont de l'ordre de 1,01 dans des faciès équivalents du Diois.
- on retrouve dans des faciès voisins (N3, N6) des directions d'intersection typiquement alpines.

Le cas des sites N5 et N5*, échantillonnés à proximité l'un de l'autre est intéressant car bien que dans un contexte structural équivalent, l'azimut des linéations est significativement différent. En fait, le site N5* est beaucoup plus calcaire (on observe d'ailleurs un échantillon à fabrique inverse), et l'anisotropie est très faible et relativement linéaire avec $\bar{L}=1,005 \approx \bar{F}=1,004$. Il est possible donc que :

- i) cette linéation E-O soit un héritage tectonique d'une phase de plissement précoce E-O, particulièrement bien conservée dans un banc calcaire;
- ii) qu'il s'agisse d'une linéation de transport, à l'image des sites N2 et N4;
- iii) cette linéation singulière E-O corresponde à une inversion d'axe K1-K2, dans ce cas, on observerait une linéation "anormale" qui ne traduit pas une quelconque orientation préférentielle.

On verra par la suite que la linéation magnétique N-O du site N5 est corroborée par un site voisin (BV1) prélevé dans le Crétacé inférieur.

Les sites de Chartreuse et des Bauges N8, N9, N11, N12 (9, 11, 12 sont déjà publiés dans Lamarche & Rochette, 1987a) et N16 dans l'ensemble marno-calcaire, ont des caractéristiques assez semblables avec des foliations et des linéations comprises dans un plan vertical d'azimut Nord-110 à 130. Le site N8 est un peu particulier car il correspond à une terminaison synclinale.

Les mécanismes qui génèrent ce type de linéation seront discutés une fois acquises les données d'ASA, mais déjà, on peut dire que ces linéations magnétiques Lt orientées E-O dans le sud du Vercors et SE-NO dans la Chartreuse et les Bauges sont très probablement liées à la direction de déplacement dans les massifs subalpins; d'une part, car on ne les retrouve pas dans les faciès autochtones du Jurassique inférieur et moyen, et d'autre part, car l'azimut de ces linéations est relativement constant -hormis le Vercors Sud- et parallèle à la direction de déplacement attendue dans ce contexte structural. Le faciès moyen des sites possédant une Lt est variable mais plutôt à dominante calcaire : c'est le cas de N2, N4, N5*, N15 et N12, alors que N8 et N11 sont des marno-calcaires et N9, N16 des marnes.

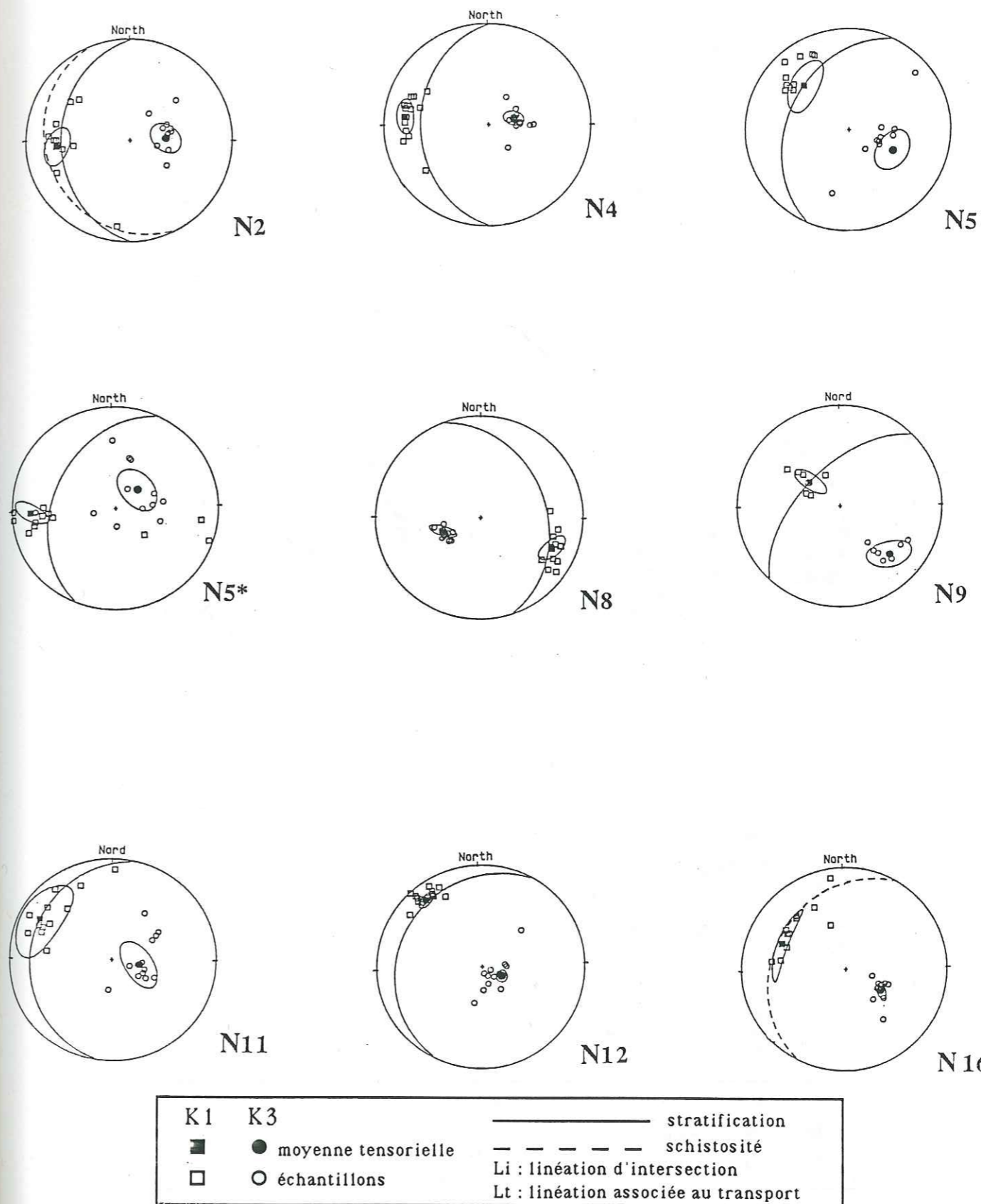


fig.2,30 Axes d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord. Cas des linéations magnétiques parallèles au transport des massifs subalpins (groupement des K1 dans le plongement de So ou S1).

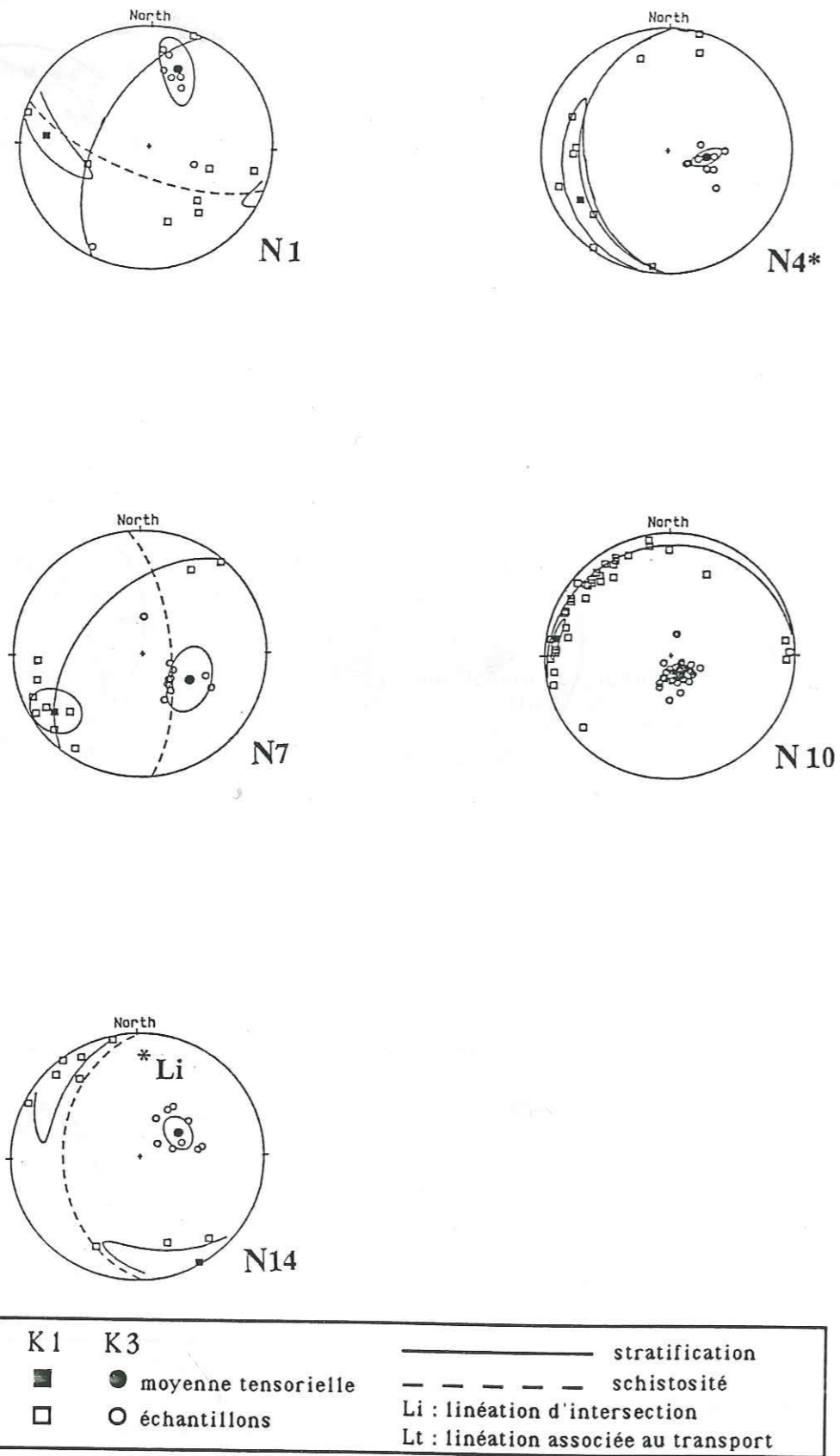


fig.2,31 Axes d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord. Cas des linéations ambiguës.

Le faciès moyen des sites possédant une Lt est variable mais plutôt à dominante calcaire : c'est le cas de N2, N4, N5*, N15 et N12, alors que N8 et N11 sont des marno-calcaires et N9, N16 des marnes.

c) Les linéations ambiguës (fig.2,31)

Certains de ces sites présentent une dispersion importante des K1 dans le plan de foliation, c'est le cas des sites N1, N4* et N10 avec des angles de confiance E12 compris entre 11° et 31°. La fabrique du site N1 est un peu particulière car elle est clairement affectée par le rejeu tardif de la faille de Menée (fig 2,9a).

Le cas du site N4* est intéressant car il a été échantillonné non loin du site N4 (fig.2,30) mais dans des faciès plus marneux. On peut à partir de l'étude de ces deux sites, suggérer un contrôle lithologique dans l'acquisition des linéations. Ainsi, la dispersion isotrope que l'on observe dans le plan de foliation magnétique du site N4* correspond sans doute à une compétition entre les directions d'intersection et de transport.

Les sites N7 et N10 feront l'objet d'une étude d'ASA, la fabrique ambiguë que l'on mesure en ASM sera donc discutée à cette occasion. La linéation du site N14 tend à se paralléliser à la linéation d'intersection mesurée sur le terrain, mais d'une part elle est dispersée, ce qui n'est pas le propre des linéations magnétiques d'intersection, et d'autre part, le paramètre moyen de linéation $\bar{L}=1,002$ est très faible comparé à la tendance générale (fig. 2,32). Cette linéation est peut-être le résultat d'une compétition entre deux orientations préférentielles : l'une selon la direction d'intersection, l'autre selon la direction de transport.

La tendance lithologique de ces sites à linéation ambiguë est plutôt marno-calcaire avec une dominante calcaire pour N7 et N10 et marneuse pour N1, N4* et N14.

C.3-II-3-2 Les paramètres d'ASM (fig. 2,32)

Si on étudie l'évolution géographique des paramètres d'anisotropie (fig 2,32) on remarque :

- (i) Une tendance à l'augmentation des paramètres de linéation du S-O (Vercors) au N-E ($1,001 < L < 1,024$). Cette tendance peut être mise en relation avec le gradient de déformation longitudinal de même direction. On a porté aussi sur ce diagramme les sites Ardéchois A1 et A2, qui sont la référence habituelle non déformée.
- (ii) Un paramètre de foliation qui reste stable jusqu'à la Chartreuse avec une valeur moyenne de 1,03 du même ordre que ce que l'on avait trouvé dans la région Ardéchoise, puis de façon assez brutale le paramètre augmente pour atteindre 1,16 (N16). Cette évolution contrastée est corrélable à la généralisation de la schistosité dans le Jurassique du Nord de la Chartreuse. On passe donc d'une fabrique planaire sédimentaire sans schistosité à une fabrique planaire tectonique où la schistosité se généralise. La foliation magnétique tend alors à se confondre avec S1, alors qu'avant, c'était avec SO.

CHAINES SUBALPINES NORD

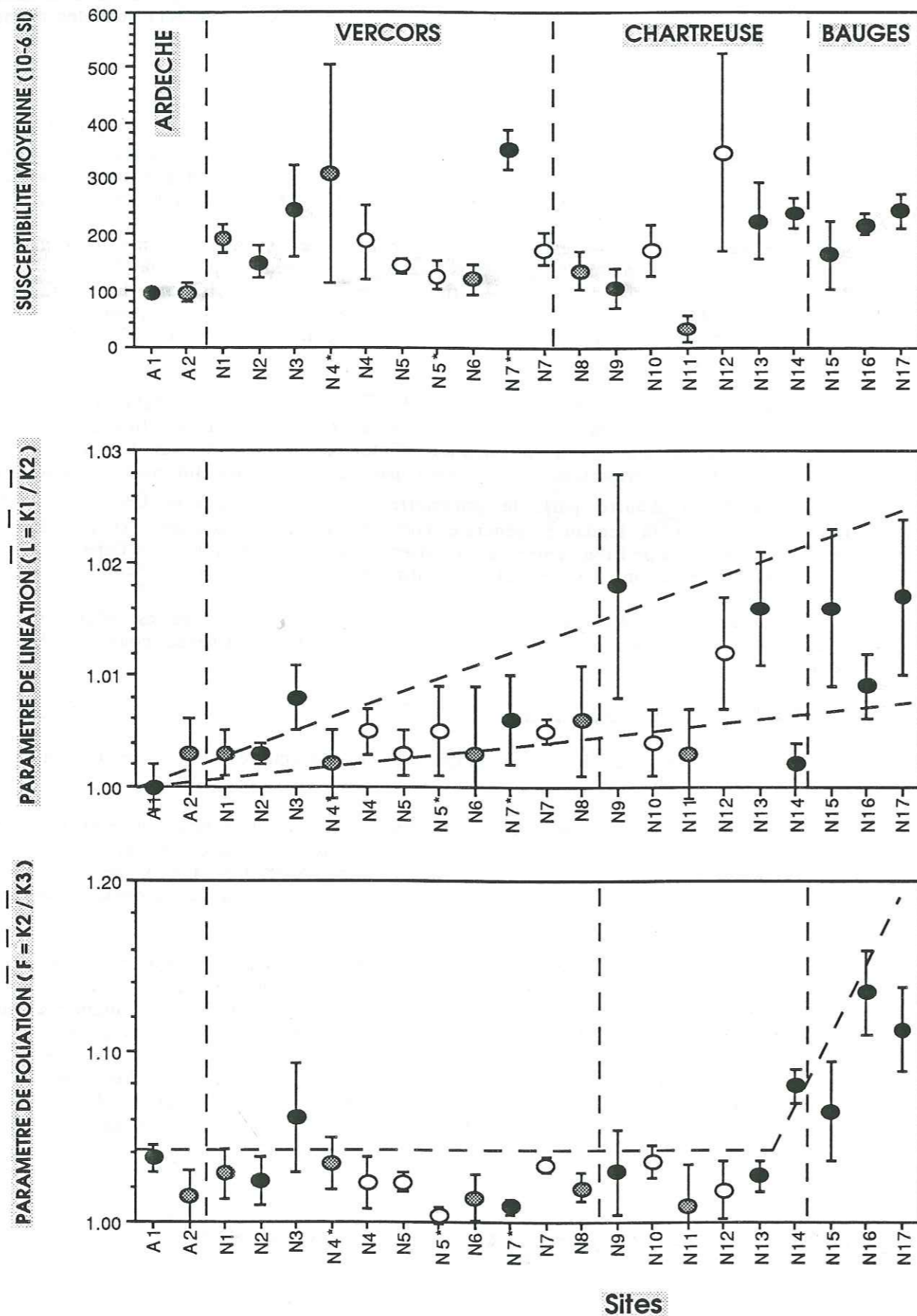


fig.2,32 Ci-contre : susceptibilités moyennes et paramètres d'ASM des Terres Noires des chaînes subalpines Nord

Dans le détail on remarque que les paramètres fluctuent beaucoup. En particulier, les valeurs élevées de \bar{F} et \bar{L} de N3, par exemple, s'expliquent par une déformation locale plus importante induite par le décrochement dextre de la faille de Jasneuf. Certaines valeurs de L sont très faibles comparées aux sites environnants, c'est le cas notamment de N10, N11 et N14. Curieusement deux de ces sites, N10 et N14, ont aussi une linéation ambiguë. Une compétition entre deux sous fabriques perpendiculaires pourrait expliquer à la fois la dispersion importante des axes K1 observée dans ces sites et la faible valeur du paramètre de linéation magnétique mesurée.

Les causes des dispersions des paramètres d'anisotropie peuvent être d'ordre :

- lithologique avec la dualité calcaire-marne;
- minéralogique, avec les teneurs variables des différentes phases magnétiques et/ou une réponse variable des marqueurs magnétiques avec la déformation;
- enfin tectonique, avec la superposition de plusieurs déformations qui occasionnent la compétition entre plusieurs sous-fabriques différentes.

C'est parce qu'il existe de nombreuses sources de dispersion des paramètres d'anisotropie, qu'il est impossible d'établir une relation empirique universelle entre les paramètres magnétiques et la déformation finie comme on l'a déjà discuté dans le § C-II-6-2 de la première partie de cette thèse.

II-3-3 Conclusion

De cette étude sur les Terres Noires des chaînes subalpines Nord, nous devons retenir principalement :

- (1) La dualité : linéation d'intersection (Li) linéation de transport (Lt), que l'on retrouve préférentiellement dans les niveaux marneux pour Li et calcaires pour Lt.
- (2) Les différences d'azimuts entre les Lt du Vercors Sud (Nord-90) et celles de la Chartreuse et Bauges (Nord-130).
- (3) Une augmentation des paramètres de linéation (\bar{L}) en accord avec le gradient de déformation longitudinale.
- (4) Une évolution contrastée du paramètre de foliation magnétique qui indique que la fabrique reste sédimentaire jusqu'au Nord de la Chartreuse, puis devient tectonique au delà (Bauges) lorsque la schistosité se généralise.

Ce bilan est donc intéressant, cependant, l'ASM révèle quelques faiblesses dans des cas particuliers, principalement lorsque la dispersion des K1 est importante. Une simple analyse des données d'ASM (hormis la méthode de Henry) ne permet pas d'expliquer une telle dispersion. De même, il est probable que les faibles orientations préférentielles linéaires que l'on mesure par la méthode magnétique ne peuvent pas être contrôlées par des méthodes de détection directes telles que les études en lame mince. Aussi, ces résultats contrastés et parfois imparfaits justifient-ils l'utilisation d'une méthode magnétique plus discriminante telle que l'Anisotropie de Susceptibilité Anhystérétique.

C.3-II-4 Le Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines Nord.

L'objet de cette campagne préliminaire est de voir si le Crétacé inférieur a pu enregistrer des linéations magnétiques parallèles au transport des massifs subalpins. Un site étudié par Lamarche et Rochette (1987a) et repris dans cette étude montre déjà de telles caractéristiques (BV3).

3 sites supplémentaires ont donc été échantillonnés ; 2 dans le Vercors (fig.2,9) et 1 en Chartreuse (fig.2,9). A priori, ces faciès se prêtent difficilement à une étude d'ASM puisque la faible susceptibilité (fig. 2,33) (K_m inférieur à $70.10^{-6}SI$) alliée à une très faible anisotropie (\bar{L} est de l'ordre de 1,002, \bar{F} de 1,03) fait que l'on travaille à la limite de la sensibilité du susceptibilimètre KLY-2.

Cependant, les résultats sont très probants puisque les linéations magnétiques des sites BV1 et BV2 (fig. 2,34) sont parallèles à la direction de transport dans les massifs subalpins. Le site BV4 a été échantillonné à proximité de la faille de Voreppe ce qui explique les azimuts inattendus de S_0 dans ces faciès. La linéation magnétique peut être classée avec une certaine réserve comme linéation d'intersection. Le site BV3, échantillonné dans la mine de la porte de France exploitant les marnes berriasiennes, montre une très belle linéation Lt.

Cette étude, qui manque bien sûr de données et de sites intermédiaires, montre clairement que les faciès ductiles du Crétacé inférieur possèdent des linéations magnétiques parallèles au transport dans les massifs subalpins. Une discussion plus approfondie de ces données sera faite dans la troisième partie de cette thèse.

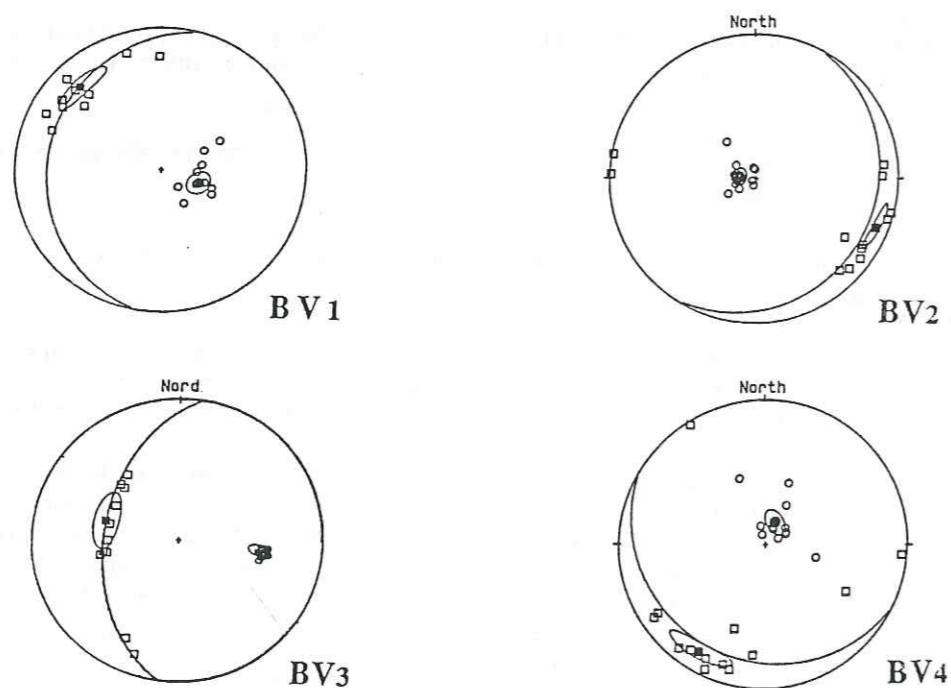


fig.2,34 Axes d'ASM du Crétacé inférieur des chaînes subalpines Nord.

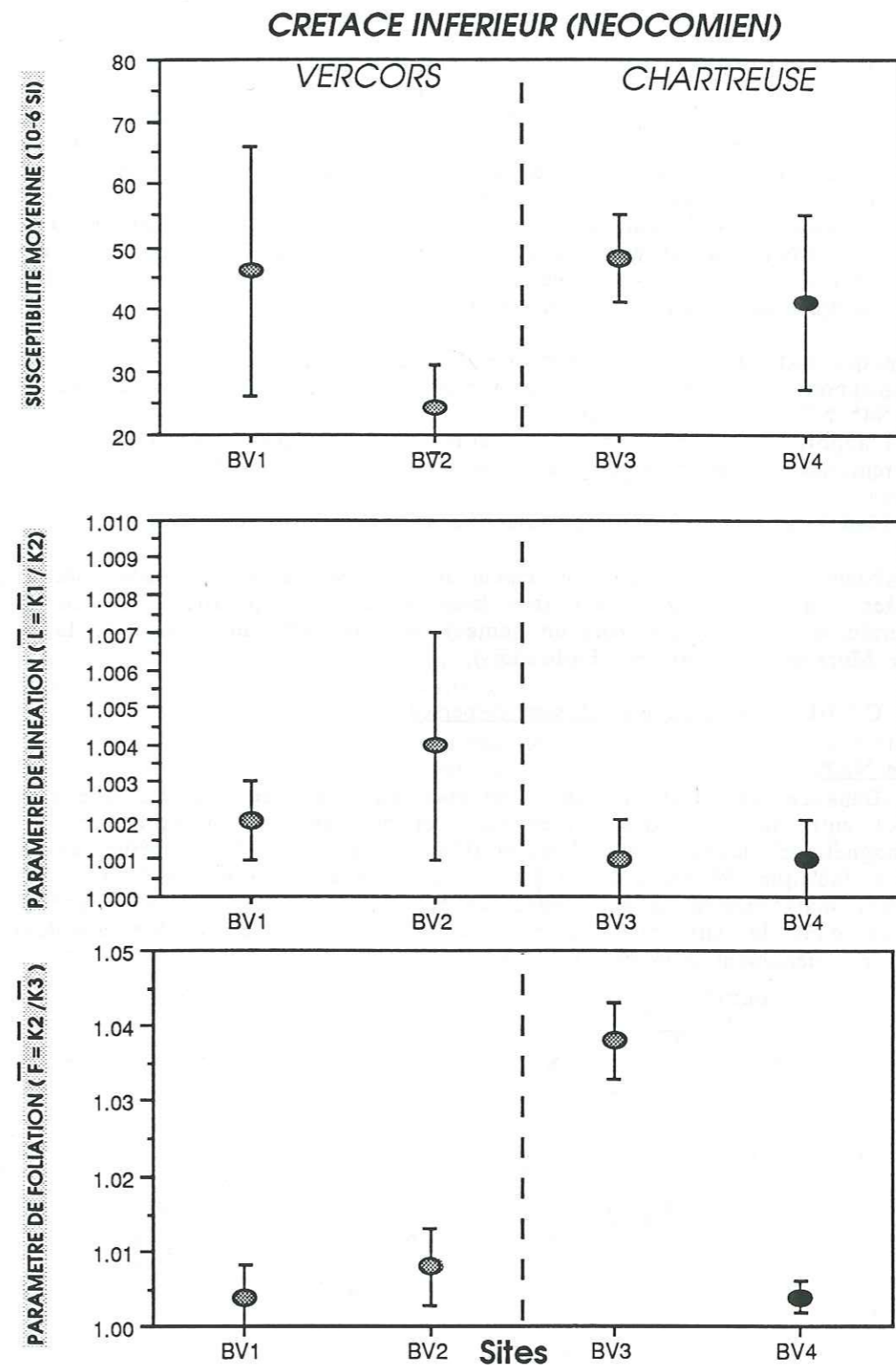


fig.2,33 Susceptibilités moyennes et paramètres d'anisotropie du Crétacé inférieur (même légende que la fig.2,26).

C.3-III L'APPORT DE L'ASA DANS L'ETUDE DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES.

Dans un certain nombre de cas, il est apparu que l'ASM pouvait être perturbée en montrant soit des axes d'anisotropie très dispersés ou inversés, soit des paramètres d'anisotropie, qui localement montrent des valeurs incohérentes par rapport à la tendance générale. On a suggéré que ces perturbations pouvaient être d'origines minéralogique ou tectonique. Pour contrôler et clarifier ces différentes possibilités, nous allons utiliser l'Anisotropie de Susceptibilité Anhystérétique (ASA) qui permet d'accéder à l'orientation préférentielle des grains de (titano)magnétite et donc de s'affranchir de la contribution éventuelle des phyllosilicates. Pour distinguer les axes et les paramètres d'ASA dans cette étude, on ajoutera l'indice "a" (K_a, L_a, F_a).

L'étude qui suit va s'articuler autour de deux thèmes :

- (1) L'apport de l'ASA dans des cas typiques des Terres Noires subalpines. 9 sites : N4*, N7, N10, N12, N17, E1, E2, E4, E5.
- (2) L'apport de l'ASA dans le cadre des fabriques anormales que l'on a rencontrées dans le Diois et le Dévoluy. 3 sites : S2, S8, S11.

C.3-III-1 L'apport de l'ASA dans le cas de fabriques normales.

Nous allons étudier successivement les cas où les K₁ en ASM sont dispersés, puis les cas où les K₁ sont très bien groupés et parallèles à une linéation structurale, et enfin l'ASA dans un contexte très déformé au contact de la nappe du Grand Morgon (nappes de l'Embrunais).

C.3-III-1-1 Cas où les K₁ sont dispersés

a) Site N4*

Dans ce site (Col du Faux, Vercors), où l'on avait suspecté une compétition des K₁ entre les directions d'intersection et de transport, on voit que la fabrique ferromagnétique -mesurée sur 5 échantillons- (fig. 2,35) est à peine mieux réglée que la fabrique générale de tous les constituants magnétiques. Les K_{a1} sont dispersés mais tendent à se rapprocher toutefois de la linéation magnétique E-O détectée dans le site plus calcaire N4. Les paramètres d'ASA attestent d'une anisotropie nettement planaire avec $F_a=1,145 > L_a=1,015$.

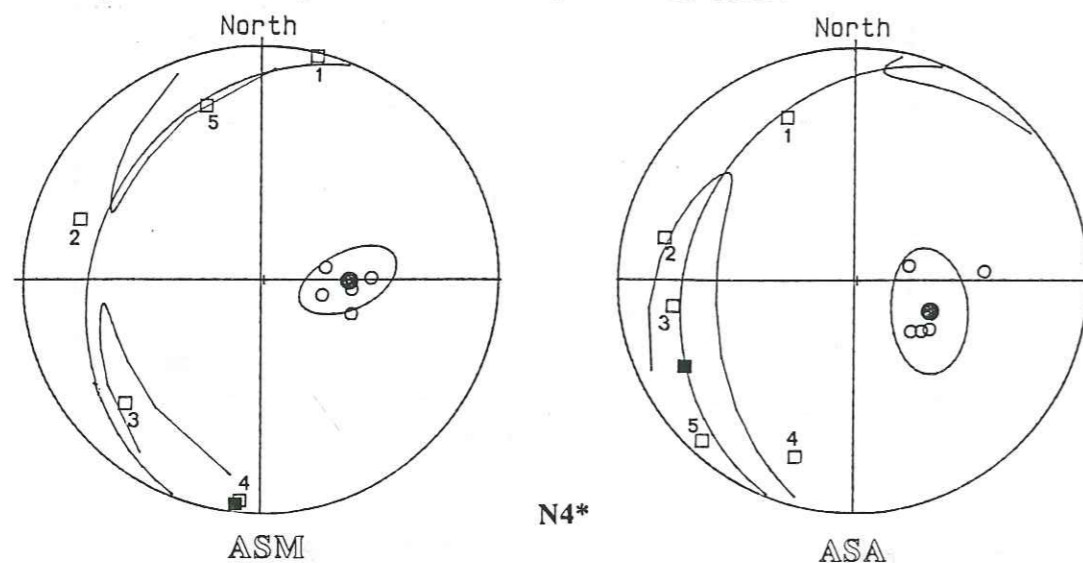


fig.2,35 Comparaison entre les axes d'ASM et d'ASA de 5 échantillons du site N4*

b) Site N10 (Route de Saint Hilaire du Touvet, Chartreuse)

Ce site a déjà fait l'objet de plusieurs études :

- on a montré que les échantillons les plus anisotropes avaient un K₁ dans la direction E-O (1^{ère} partie, § D-II-2);
- l'application de la méthode de Henry suggère une inversion d'axe K₁-K₂ entre la matrice et les ferromagnétiques (1^{ère} partie, C-II-1-6).
- l'anisotropie en champ fort montre que le K₁ des phyllosilicates est sub-méridien (mesure sur un échantillon au K₁ NO) (2^{ème} partie, C3-I-1-2)

La lithologie semble avoir un effet prépondérant sur les azimuts de K₁ et sur la valeur du paramètre de linéation. En effet, on remarque que tous les échantillons prélevés dans des bancs calcaires ont un K₁ E-O et un paramètre de linéation L important (de l'ordre de 1,02), alors que les K₁ méridiens proviennent d'échantillons assez argileux.

La déformation dans cette zone s'avère complexe. En effet, on note la présence d'un mouvement en faille inverse sur So à 300 mètres à l'Ouest de l'affleurement échantillonné (fig. 2,36a). Les stries mesurées sur le plan de glissement -qui correspond au plan de stratification- et les crochons de la faille témoignent d'un déplacement N-NE --> S-SO. Cet accident est interprété sur la feuille géologique de Domène (1/50000) comme étant antérieur à la phase principale de plissement. On mesure d'ailleurs dans la zone de cette faille une schistosité alpine tardive qui imprime une linéation d'intersection sub-méridienne aux minéraux les plus argileux.

6 échantillons ont été choisis parmi les plus représentatifs possible de la dispersion des K₁ observée. Les échantillons 1 à 3 ont été prélevés dans des bancs argileux et les autres dans des bancs calcaires (fig. 2,36a). L'étude d'ASA révèle une linéation magnétique très bien définie E-O et parallèle au $\overline{K_1}$ des 6 échantillons (fig. 2,36b). En revanche, les K_{a3} se dispersent en zone autour des K_{a1}. Il est donc clair qu'il existe une orientation préférentielle linéaire des grains de magnétite assez marquée.

Les paramètres d'anisotropie donnent des indications complémentaires. On note en premier lieu l'augmentation du rapport K_a/K_m de l'échantillon le plus argileux (1) à l'échantillon le plus calcaire (5), ce qui traduit une contribution ferromagnétique plus importante lorsque les faciès sont plus calcaires (fig.2,36b). Les paramètres de linéation anhystérétiques L_a sont plus importants que les L issus de l'ASM et peuvent atteindre 1,09 pour l'échantillon calcaire 4. Cependant, les L_a des faciès argileux restent modérés notamment pour l'échantillon 2 qui montre un K₁ N-O. Pour finir, on remarque la décroissance des F alors que les F_a ont tendance à croître. Cette évolution n'est pas contradictoire. Elle est contrôlée d'une part par la lithologie, puisque l'orientation préférentielle planaire des grains dans un calcaire est *a priori* moindre que dans une marne, d'autre part, les grains ferromagnétiques ont une fabrique plutôt linéaire (les K_{a3} des magnétites sont dispersés en zone autour de K_{a1}).

Il reste donc à résoudre deux problèmes :

- (1) trouver la structure qui se rattache à cette linéation E-O;
- (2) expliquer la dispersion des K₁ mesurée en ASM.

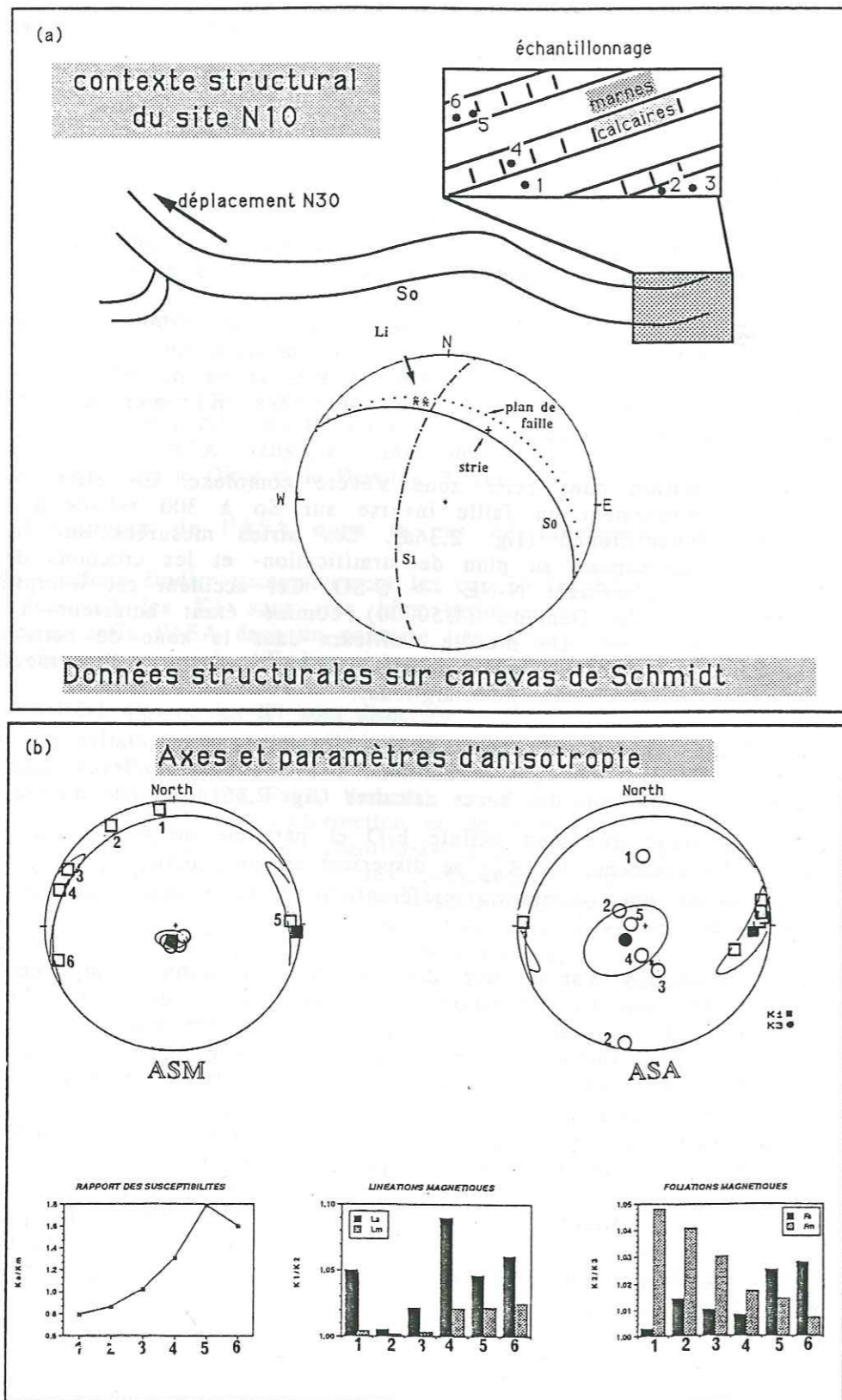


fig.2,36 (a) Contexte structural du site N10. Faciès des échantillons prélevés. (b) Axes et paramètres d'anisotropie d'ASM et d'ASA- noter la linéation E-O des K1 et l'augmentation du rapport K1/Km.

Cette linéation magnétique E-O n'est probablement pas une linéation de transport, d'une part, parce que dans cette région on attend plutôt un azimuth NO, et d'autre part, car les fortes anisotropies linéaires ($L \approx 1,02$) des échantillons E-O en ASM sont atypiques des linéations de transport. Cette linéation E-O pourrait être un héritage tectonique -mieux préservé dans les faciès calcaires- d'une phase de plissement précoce identique à celle qui a été rencontrée dans les faciès calcaires des chaînes subalpines Sud.

La dispersion des K1 est probablement le résultat d'une compétition entre plusieurs orientations préférentielles linéaires :

- l'intersection primaire E-O;
- l'intersection récente sub méridienne;
- le transport NO des massifs subalpins.

Il n'est pas évident que la linéation NO qui apparaît statistiquement dans les diagrammes d'isodensités (cf fig.1,27) corresponde à une réalité physique. En effet, tous les K1 orientés selon cette direction NO ont des angles de confiance individuels E12 supérieurs à 20° . Il est donc probable, mais non démontré, que ces K1 à qui l'on prête une importance structurale, soient en fait le résultat d'une compétition entre les orientations préférentielles linéaires E-O des grains de magnétite (détectées en ASA) et celles des phyllosilicates orientées N-S (détectées en ACF)

c) site N7

En ASM, la linéation de ce site a été classifiée comme ambiguë bien que la moyenne des orientations de K1 se rapproche de la linéation d'intersection Li. On note ici aussi un contrôle lithologique de la linéation puisque les K1 les plus éloignés de Li proviennent d'échantillons plus calcaires. 3 échantillons ont été choisis de façon à couvrir au mieux la dispersion, le premier étant le plus proche de Li (fig.2,37a).

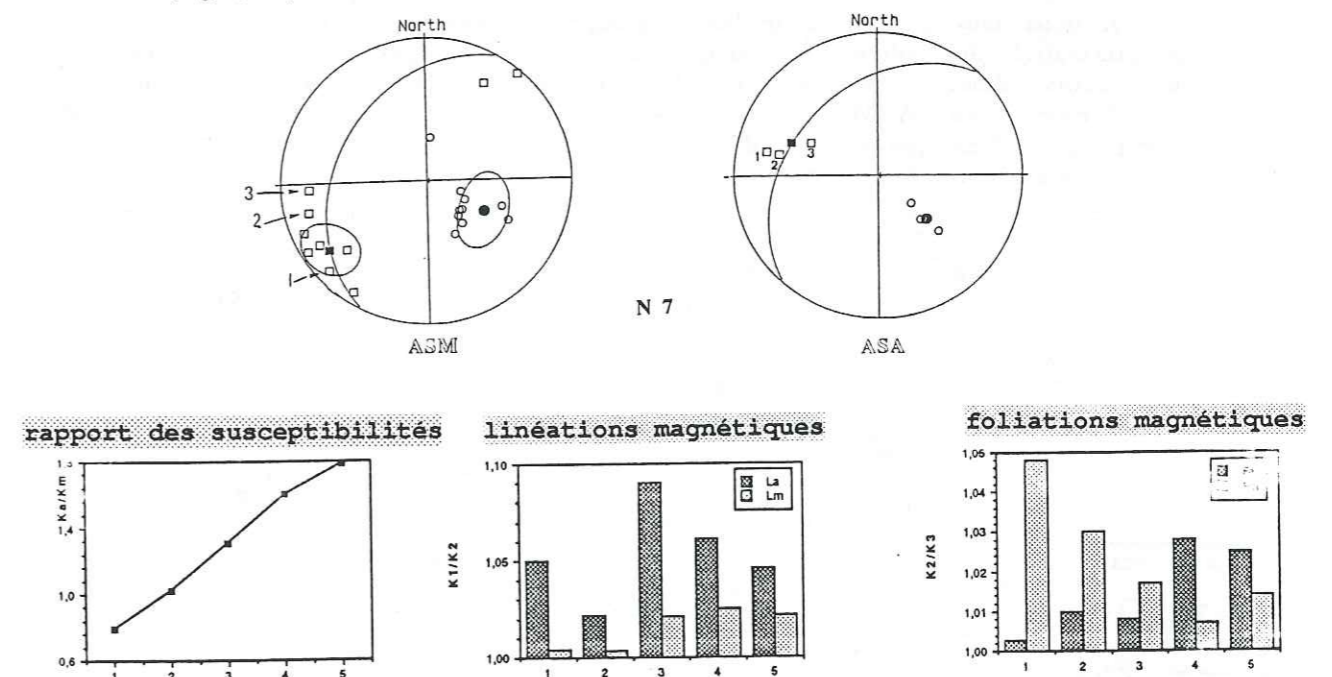


fig.2,37 (a) Axes d'ASM et d'ASA du site N7 (b) Comparaison des paramètres d'ASM et d'ASA.

Tout comme pour le site N10, on observe une orientation différente des K₁ : ces derniers sont bien groupés selon une direction parallèle au transport. Cette organisation différente des K₁ et des K_{a1} suggère une compétition entre les phyllosilicates et les grains de titanomagnétite dans l'ASM. Cette présomption est confirmée, puisque qualitativement, on observe sur un échantillon de ce site que la direction d'intersection L_i est parallèle au K₁ de susceptibilité en champ fort.

Le rapport K_a/K_m augmente significativement de l'échantillon 1 à 3 (fig. 2, 37b) cela traduit, tout comme le site N10, une augmentation de la contribution ferromagnétique en accord avec le faciès rencontré. Les paramètres L_a et F_a sont en général plus intenses que leurs homologues d'ASM sans toutefois montrer une tendance particulière.

Si effectivement, grâce à une compétition entre les grains de titanomagnétite (orientés selon la direction de transport) et les phyllosilicates (qui s'agencent selon la direction d'intersection), on observe une dispersion des K₁, cela indiquerait que les faciès calcaires garderaient une mémoire de la déformation par cisaillement (direction de transport vers le NO) qui précède de peu le plissement perpendiculaire ou presque à cette direction.

d) Conclusion

Cette étude a montré que la dispersion des K₁ pouvait être induite par la superposition de plusieurs linéations qui peuvent être associées à l'intersection ou au transport, l'une précédant l'autre ou inversement. Cette dispersion apparaît d'autant plus facilement que la lithologie est contrastée (calcaires et marnes). En particulier, les faciès calcaires gardent une mémoire de la première déformation alors que les faciès argileux peuvent être plus facilement remobilisés par des phases tardives (ductilité conservée par rétention d'eau plus aisée).

C.3-III-1-2 Cas où les axes K₁ d'ASM sont bien réglés

Il nous faut vérifier si le bon regroupement des axes K₁ implique forcément une coaxialité des phases paramagnétique et ferromagnétique. Pour cela nous avons choisi deux sites N12 et N17 étudiés en champ fort et qui montrent respectivement en ASM une linéation de type transport et une linéation d'intersection. Les paramètres d'ASA n'apportant aucune information (trop peu d'échantillons); nous discuterons uniquement des axes d'ASA (fig. 2,38).

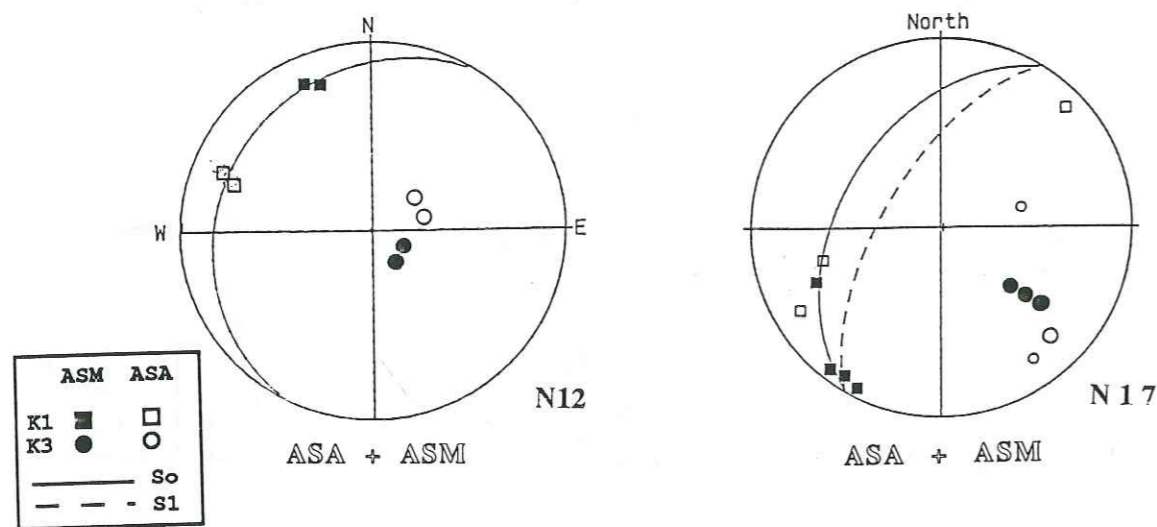


fig.2,38 Axes d'ASM et d'ASA des sites N12 (Chartreuse) et N17 (Bauges).

Pour le site N12 la fabrique ferromagnétique, mise en évidence par l'ASA, diffère sensiblement de la fabrique d'ASM. Les axes ne sont pas exactement les mêmes et la linéation magnétique a un azimut de Nord-295 contre Nord-320 en ASM. L'anisotropie en champ fort, effectuée sur un échantillon du même site, montre que l'axe d'aimantation induite maximale est parallèle aux K₁ d'ASM. Ces légères différences azimutales observées entre les K_{a1} et les K₁, si elles sont significatives, peuvent s'expliquer par une rotation rigide des grains plus ou moins efficace selon leur forme (cf B-II-2-3, 1^{ière} partie), notamment à la suite d'une déformation rotationnelle (cisaillement simple).

Dans le cas du site N17, la dispersion des K_{a1} mesurés en ASA est telle qu'il est difficile d'en dégager une tendance. Cette dispersion est sans doute amplifiée par l'erreur expérimentale induite par la très faible contribution ferromagnétique (K_a/K_m=0,06).

Ces deux exemples permettent de constater 3 points :

- (1) un bon groupement des K₁ en ASM est le signe d'une plus ou moins bonne coaxialité d'anisotropie linéaire entre les phases présentes;
- (2) les phyllosilicates peuvent s'orienter selon une direction de transport (site N12);
- (3) les grains de titanomagnétite peuvent tendre vers une direction d'intersection (site N17).

Bien sûr, ces résultats ne peuvent être généralisés à l'ensemble des Terres Noires, et demanderaient à être confirmés par des mesures plus systématiques.

C.3-III-1-3 L'apport de l'ASA dans une zone très déformée : cas des sites E₁, E₂, E₄, E₅

L'intérêt de faire une étude d'ASA dans ces sites provenant de la région de la demi-fenêtre d'Embrun est qu'on y retrouve indifféremment des linéations magnétiques parallèles à l'intersection ou au transport dans des faciès tous très marneux. Nous ne discuterons pas des paramètres d'ASA, ces derniers n'apportant aucun élément nouveau (pas d'effet de la lithologie).

L'ensembles des résultats qualitatifs est résumé sur la fig. 2,39. Deux points essentiels s'en dégagent :

- (1) une tendance à l'alignement des grains de magnétite selon la direction de transport;
- (2) l'existence d'inversions d'axes anhystérétiques (sites E₁ et E₂) alors que la fabrique magnétique en champ faible de ces mêmes échantillons est normale.

On ne peut exploiter ce problème de fabrique anormale faute d'un nombre significatif d'échantillons, mais on retient son existence car on en reparlera dans le chapitre qui suit sur la fabrique anormale.

Cette étude nous montre donc que dans un contexte de cisaillement, les grains de magnétite, plus que les phyllosilicates, tendent à s'orienter parallèlement au transport des nappes. Ceci est un résultat important, car il justifie l'existence de linéations de transport dans les Terres Noires des chaînes subalpines Nord. En effet, ces faciès moins déformés, sont dans une position structurale analogue à ce que l'on trouve dans la région de la demi-fenêtre d'Embrun.

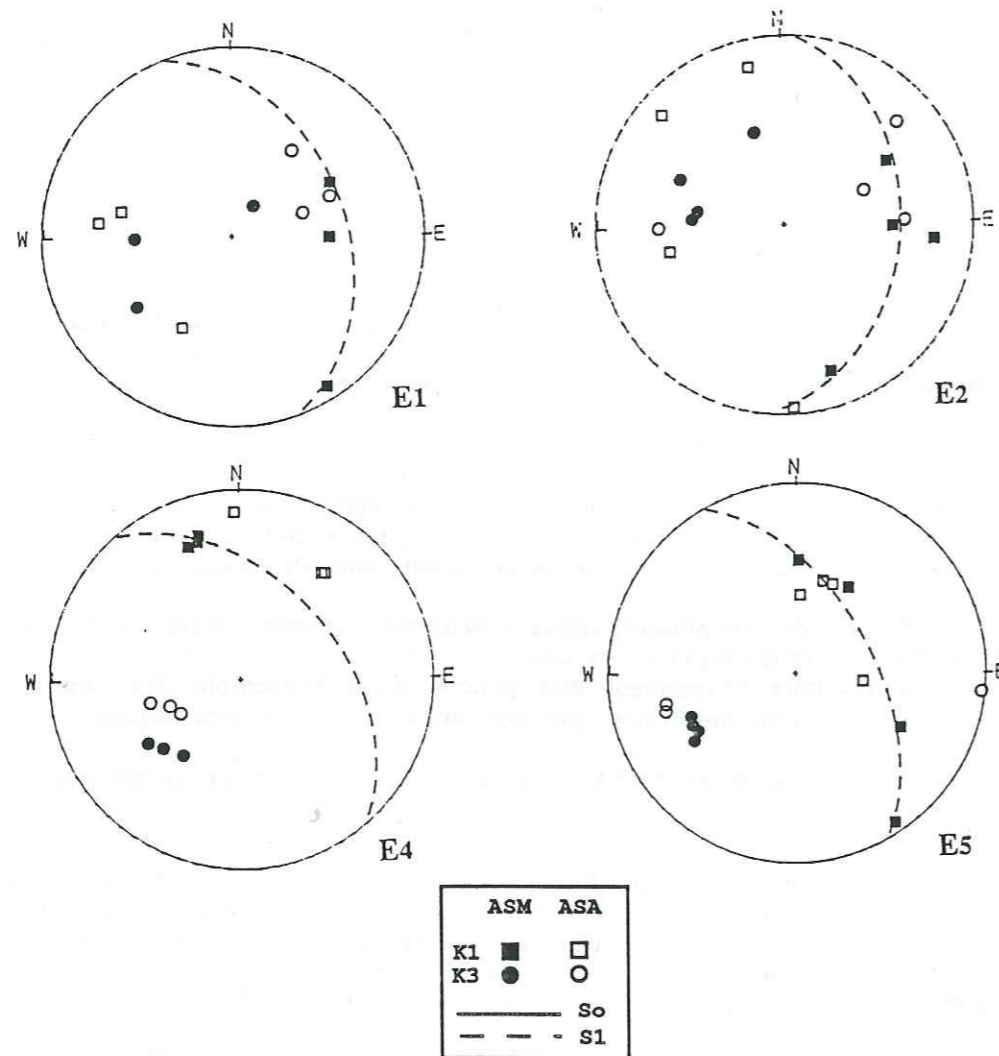


fig.2,39 Axes d'ASM et d'ASA sur les sites de la demi-fenêtre d'Embrun. Noter les inversions d'axes anhystériques inverses des sites E1 et E2, ainsi que l'orientation quasi-systématique des K_{a1} (et K_{a3} pour E1 et E2) selon la direction de transport.

C.3-III-2 Les fabriques anormales.

A l'heure où la précision instrumentale est devenue très bonne et où les protocoles de mesures sont maintenant bien établis ; les perturbations que l'on peut détecter dans les fabriques magnétiques ne peuvent être que d'ordre minéralogique et/ou tectonique. Nous allons tenter dans ce qui suit d'appréhender les différents mécanismes qui peuvent conduire à une fabrique anormale dans une roche sédimentaire.

C.3-III-2-1 Détecter les fabriques anormales.

• Les inversions d'axes.

Le moyen le plus direct est bien sûr d'observer les inversions d'axes d'anisotropie. Dans le cas d'une roche sédimentaire où la foliation est en général facilement mesurable, on peut observer deux types d'inversions :

- 1) K1-K3 : qui donne lieu à une fabrique dite inverse;
- 2) K2-K3 : qui donne lieu à une fabrique dite intermédiaire.

Bien que cela n'ait jamais été évoqué dans la littérature, et qu'il soit très difficile de le contrôler dans des roches sédimentaires du type que l'on a étudié, il est tout à fait possible d'avoir des inversions d'axes K1-K2. Je propose alors de qualifier ces linéations de linéations anormales.

Dans les Terres Noires, sur les 38 sites étudiés, 7 montrent des échantillons à fabriques anormales, soit 15% de l'ensemble des sites étudiés. 6 de ces sites sont très calcaires (S2, S8, S11, S6, N6 et N5*) et seul le site E6 est très marneux. On note cependant dans ce cas une déformation très intense.

• Les paramètres d'anisotropie.

Bien que je n'aie pas fait d'allusion aux paramètres d'anisotropie dans le cadre des fabriques anormales rencontrées dans les Terres Noires, il est clair que l'intensité des paramètres d'anisotropie va fluctuer lorsqu'il y aura des inversions d'axes. Comme nous le verrons plus loin, une fabrique inverse, si elle est d'origine minéralogique, aura aussi une inversion des paramètres de linéation L et de foliation F. Ainsi $L > F$ indique dans ce cas une fabrique planaire ! On conçoit alors l'intérêt de détecter les fabriques anormales dans une roche. C'est particulièrement vrai dans les faciès calcaires des Terres Noires où on mesure fréquemment $L > F$ et où les inversions d'axes sont courantes.

• L'utilisation de la technique d'étude d'ASA.

P. Rochette (1988b) a montré que l'utilisation de la technique d'étude de l'ASA peut donner des renseignements précieux sur l'origine des fabriques inverses. En particulier, si les grains ferromagnétiques sont essentiellement monodomaines, l'ASM sera de type inverse alors que l'ASA sera normale. Avant de préciser les différents mécanismes qui peuvent conduire à une inversion des axes d'anisotropie, nous allons comparer les résultats d'ASM et d'ASA sur nos sites à fabriques inverses.

La figure 2,40 intègre l'ensemble des résultats d'ASM et d'ASA obtenus sur les sites S2 (Sud Diois), S8 (Col du Noyer, Dévoluy) et S11 (Nord du Dévoluy). Les principaux résultats de cette étude sont :

- (i) dans les 3 sites étudiés, les K1 d'ASM sont systématiquement perpendiculaires aux directions d'intersection; ils le restent en ASA;
- (ii) les K3 d'ASM parallèles à la direction d'intersection peuvent en ASA soit redevenir normaux à S0 (cas du site S2), soit rester dans la même direction (S8 et S11);
- (iii) les paramètres d'ASM témoignent d'une forte contribution ferromagnétique pour les échantillons à fabrique intermédiaire avec $L > F$. Les paramètres d'ASA, tout en gardant la même tendance, évoluent à la hausse.

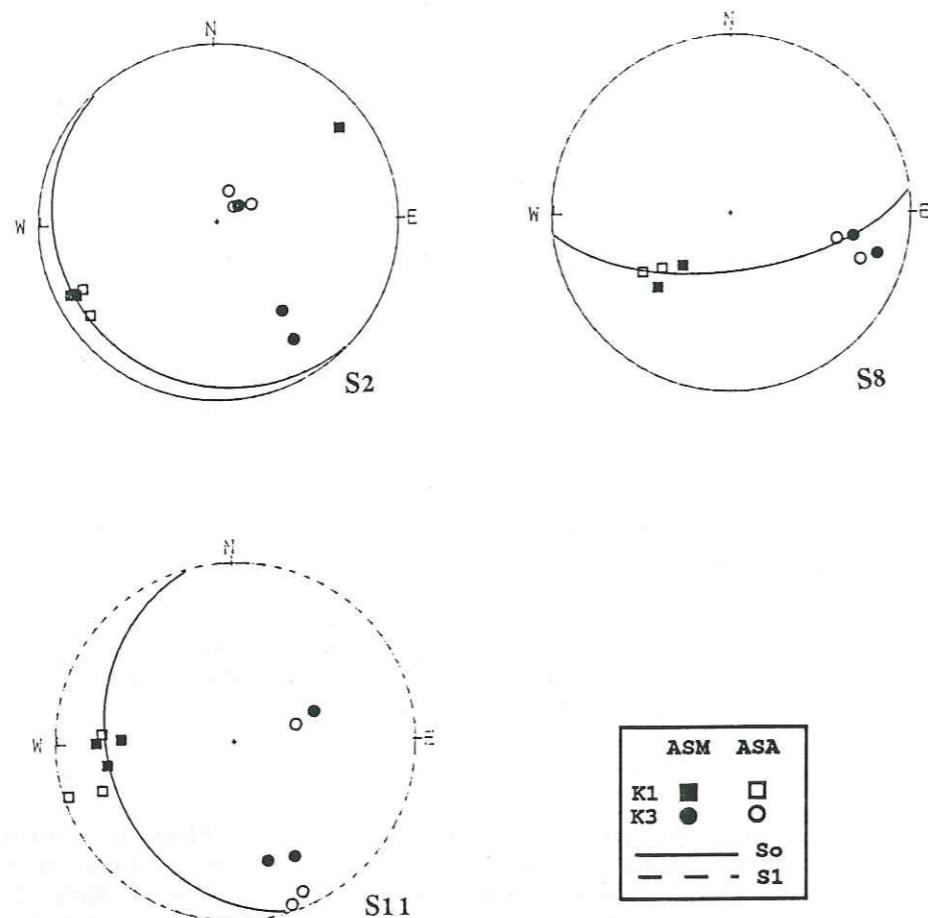


fig.2,40 Axes d'ASM et d'ASA dans le cas de fabriques intermédiaires. On note une très nette inversion des axes pour le site S2, alors que les axes d'ASA restent coaxiaux à ceux d'ASM pour les sites S8 et S11.

Ainsi, sur les trois sites étudiés, seul S2 devient normal en ASA. L'inversion des axes K2-K3 dans ce cas, pourrait être induite par une interférence entre les grains ferromagnétiques monodomaines (MD) et polydomaines (PD) puisque, comme on l'a vu dans le § A-I-3-1 de la première partie de cette thèse, il y a une inversion des axes de susceptibilité entre les MD et les PD. Cependant, la présence de MD dans les échantillons de S2 n'est pas clairement démontrée, seul le spectre de champ coercitif de ce site (fig.2,18) atteste d'une contribution de grains à fort champ coercitif qui pourraient être des grains de magnétite MD. On supposera donc une faible teneur en MD pour ce site.

Dans le cas des sites S8 et S11, le problème reste entier car l'ASA est aussi de type intermédiaire.

C.3-III-2-2 Les modèles d'acquisition d'une fabrique magnétique anormale : le mélange des grains monodomaines (MD) et polydomaines (PD).

Les modèles qui suivent se basent à la fois sur les fabriques inverses discutées par Rochette (1988b) et sur les fabriques intermédiaires que l'on vient d'étudier.

La discussion qui suit s'appuie sur l'inversion des axes de susceptibilité K1-K3 qui est observée dans les monodomaines (MD) : le K1 se situe dans un cône perpendiculaire à l'axe d'allongement du grain, alors que le Ka1 (issu de l'ASA) est parallèle au grand axe du grain. En conséquence, une fabrique inverse en ASM deviendra normale en ASA si l'anisotropie est portée par les MD (Potter et Steptenson, 1988, Daly, 1970). Cette différence ne se retrouve pas dans les grains polydomaines où K1 et Ka1 restent parallèles à la direction d'allongement du grain.

Décrire les différentes inversions d'axes induites par un mélange de grains MD et PD peut devenir complexe, car on ne connaît ni l'anisotropie intrinsèque des grains -qui dépend étroitement de leurs formes- ni l'orientation préférentielle de forme (OPF) qui peut être très différente d'un grain MD à un grain PD. Aussi, en première approximation, on peut donner quelques hypothèses quant aux caractéristiques des marqueurs magnétiques. On considère que l'on a :

- une phase ferromagnétique dominante, la matrice est considérée comme isotrope magnétiquement;
- une granulométrie variée, permettant d'avoir conjointement des grains monodomaines et polydomaines de même nature et de susceptibilité comparable;
- des grains avec une forme ellipsoïdale de révolution; l'axe de révolution étant l'axe d'allongement du grain;
- des teneurs telles qu'il n'y ait pas d'interactions entre les grains;
- une OPF indépendante de la taille des grains montrant une linéation E-O et une foliation horizontale et constante.

A partir de cette série d'hypothèses, il est possible d'écrire la relation entre les axes de susceptibilité K_{iR} de la roche et ceux des monodomaines (K_{iMD}) et polydomaines (K_{iPD}) suivante :

$$K_{iR} = p K_{iMD} + (1-p) K_{iPD} \quad p = \text{proportion en monodomaines}$$

Nous présentons sur la figure 2,41 l'évolution des axes d'anisotropie lorsque la teneur en grains MD augmente. Si les MD et les PD ont une même anisotropie (choix arbitraire) on passe directement d'une fabrique normale à inverse avec un point de transition isotrope (modèle a). Notons que si l'on mesure une fabrique de grains MD, on doit inverser les paramètres d'anisotropie pour décrire le type de fabrique de la roche.

Dans le modèle (b), on suppose une forme d'OPF comparable pour les MD et les PD, mais l'anisotropie planaire, c'est à dire l'OPF linéaire, est plus marquée pour les MD (d'où $K_1 \approx K_2$). L'évolution des axes d'anisotropie dans ce cas est progressive en passant d'une fabrique normale à une fabrique inverse, mais cette fois, on note une inversion des axes K1-K2, puis une fabrique intermédiaire avec l'inversion des axes K2-K3. Notons que ce résultat est valable quelle que soit l'anisotropie des grains MD, pourvu que leur OPF soit plus planaire que celle des PD.

Le dernier modèle présenté (modèle c) suppose une anisotropie très linéaire des MD (donc une OPF planaire) comparée à celle neutre des PD. Cette configuration permet de faire apparaître des fabriques intermédiaires et des fabriques inverses, en revanche, on n'observe pas d'inversion des axes K1-K2 lorsque K3 reste pôle de foliation. Il faut remarquer que l'on pourrait prendre une anisotropie plus linéaire pour les grains PD sans que cela change fondamentalement l'évolution de la fabrique, les domaines (1) (2) (3) et (4) seraient seulement plus ou moins translétés.

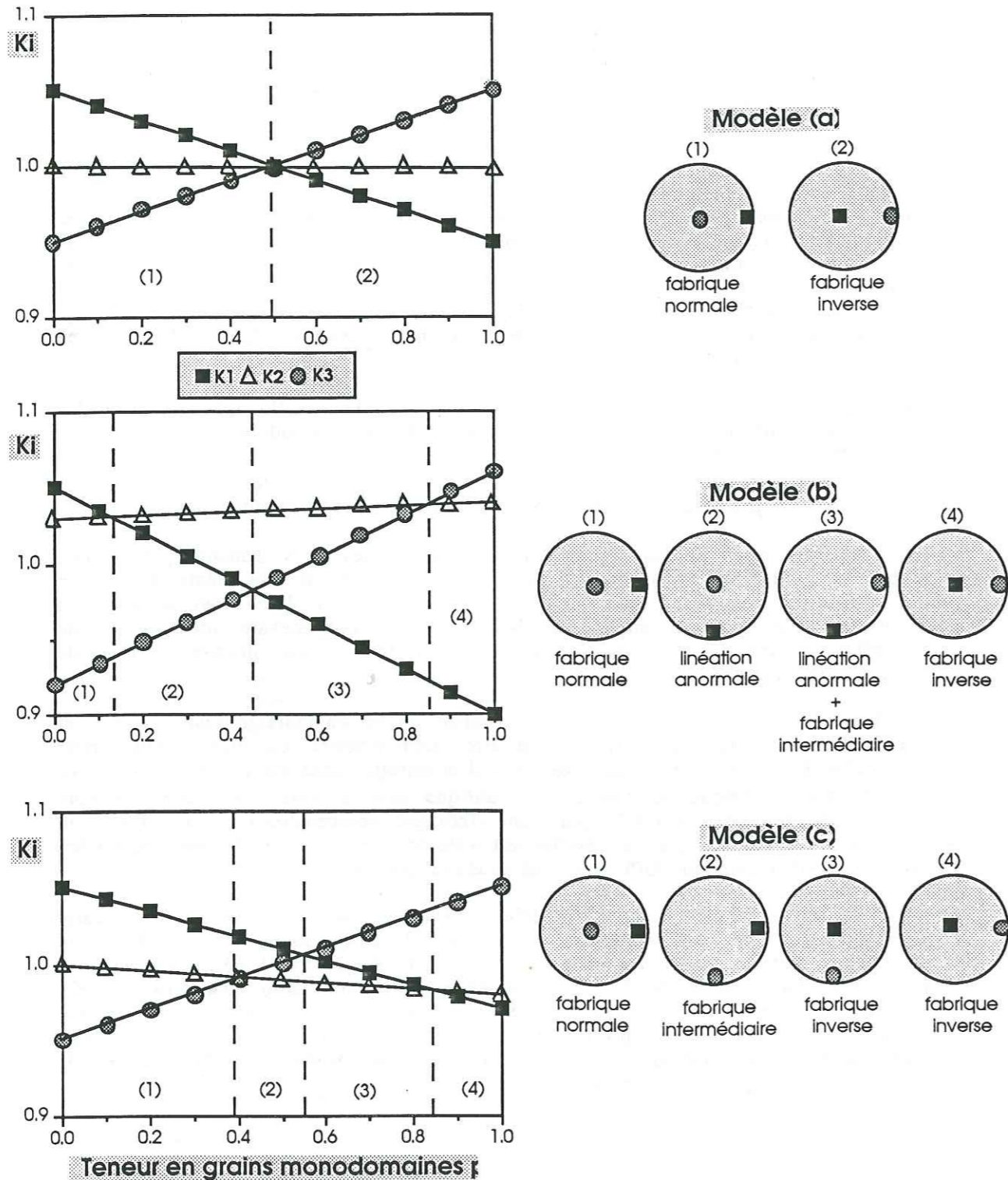


fig.2,41 Influence de la teneur en grains monodomaines (p) sur les axes d'anisotropie. (a) MD et PD ont la même anisotropie. (b) MD ont une anisotropie très linéaire. (c) MD ont une anisotropie très planaire.

Il est donc possible *a priori* de mesurer plusieurs fabriques anormales dans une roche en supposant que la teneur en grains MD varie dans une grande proportion. Le site S2 (fig. 2,27 et 2,40), qui doit avoir une très faible teneur en grains MD, s'applique bien aux stades (1) et (2) du modèle (c) : en effet on observe une compétition entre les axes K2 et K3, alors que K1 garde le même azimut. En revanche, le site inverse KP qui est un faciès calcaire du Jurassique supérieur (Sud de Grenoble) (fig.2,42) étudié par Rochette (1988b) présente une forte proportion de MD (test de Lowrie-Fuller positif) et s'applique aux stades (3) et (4) du modèle (b), où l'on doit s'attendre à une dispersion des axes K1-K2 autour de K3.

• Interférence pseudomonodomaines-polydomaines ?

Les pseudomonodomaines (PMD) comme on l'a vu dans la première partie de cette thèse, peuvent avoir à la fois le K1 et le K_{al} perpendiculaires à l'axe d'allongement du grain (Rochette, 1988b). En d'autres termes, cela veut dire qu'on peut mesurer une fabrique anormale en ASA et en ASM. Cependant, les propriétés des PMD ne sont pas encore clairement établies.

Les études de minéralogie magnétique l'ont confirmé, les titanomagnétites des Terres Noires sont des petits grains polydomaines et la présence de grains pseudomonodomaines est donc très probable. En reprenant les modèles précédents avec cette fois-ci un mélange PMD-PD, il est possible d'expliquer pourquoi on peut retrouver la même fabrique anormale en ASA et en ASM. Notons que si ce modèle s'avère exact, il expliquerait pourquoi on peut mettre en évidence des fabriques magnétiques inverses en ASA dans les sites E1 et E2 de la demi-fenêtre d'Embrun, alors qu'en ASM elles sont normales (l'anisotropie dans l'ASM est dominée alors par la matrice).

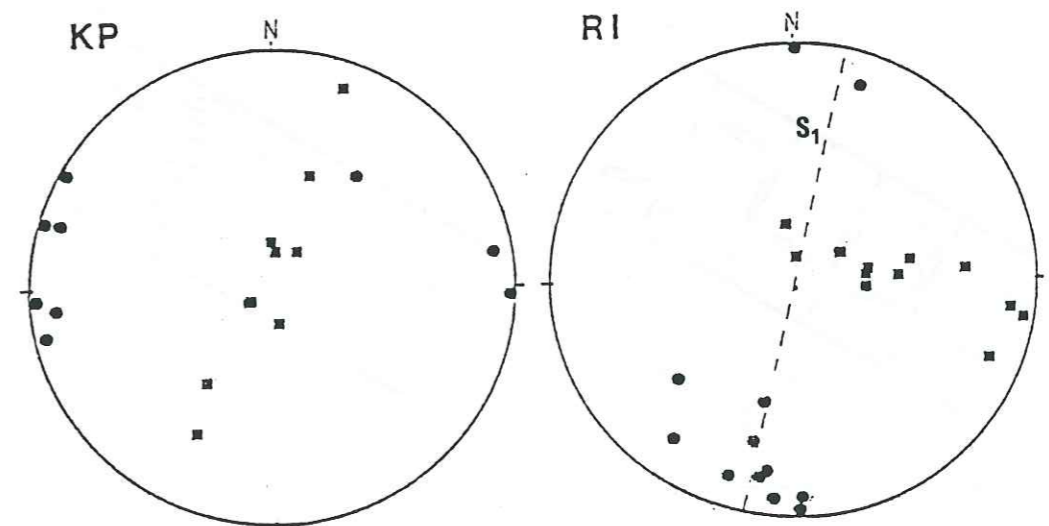


fig.2,42 Sites inverses étudiés par P. Rochette (1988b). Le faciès de ces deux sites est très calcaire. KP : Bathonien, Sud de Grenoble. RI : Séquanien de la Chartreuse orientale.

C.3-III-2-3 Les mécanismes tectoniques.

Les fabriques anormales que l'on mesure peuvent être le reflet d'une superposition d'OPF et/ou d'OPR (orientations préférentielles de réseau) induites par des mécanismes tectoniques particuliers.

P. Rochette (1988b) a déjà discuté les mécanismes géologiques possibles qui peuvent engendrer des fabriques inverses. Il ressort de son étude qu'un mécanisme qui répond à nos exigences est celui de la dissolution-cristallisation dans le type de roches sédimentaires. Dans le cas du site inverse RI qu'il a étudié (il s'agit d'un échantillonnage dans le Séquanien de Chartreuse, proche donc des Terres Noires), il apparaît clairement une dispersion des K1 et K2 entre le pôle de S0 et le pôle de S1 qui lui est perpendiculaire (fig.2,42). Il se trouve que les plans de la schistosité, même s'ils sont très diffus, sont aussi des plans de dissolution dans lesquels les grands axes des grains peuvent s'orienter (fig. 2,43a) (Gratier, 1984).

Dans le cas des sites S8 et S11, il n'a pas été mesuré de schistosité, cependant, on note la présence de très nombreux stylolites qui peuvent être considérés comme des joints de dissolution (fig.2,43b).

De telles structures (schistosité et stylolites) peuvent générer des fabriques anormales. En effet, on peut reprendre les bases du modèle de la figure 2,41 en supposant cette fois que p correspond à la teneur des grains orientés selon les zones de dissolution qui sont perpendiculaires à S0. Dans le cas d'une fabrique très linéaire des grains orientés verticalement (cas c, fig. 2,41), on doit s'attendre à rencontrer une fabrique intermédiaire (S2, S11?) ou inverse (site KP, fig. 2,42) selon l'intensité de la déformation, en supposant que p varie comme celle ci.

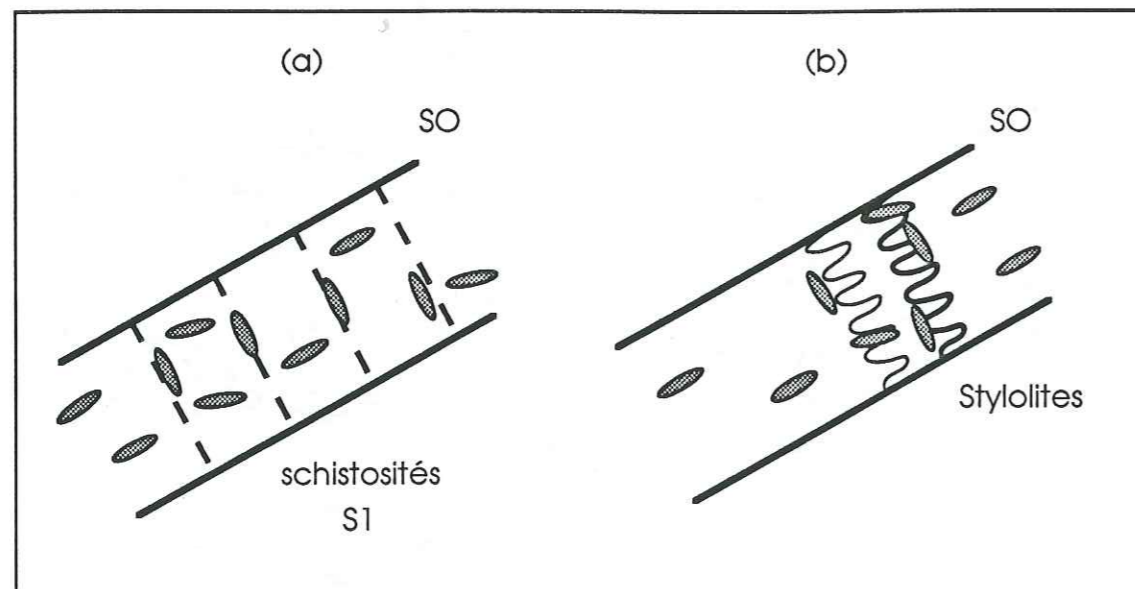


fig.2,43 Rotations rigides possibles des grains de magnétite dans les plans de dissolution de schistosité (a) et stylolitiques (b).

C.3-III-2-4 Conclusion

Les modèles présentés ne constituent pas, loin de là, une liste exhaustive des phénomènes tectoniques et minéralogiques qui peuvent conduire à une fabrique anormale dans une roche sédimentaire. Ils donnent cependant les bases d'investigations futures, car en effet, ce problème de fabrique anormale est particulièrement important dans des roches où les orientations préférentielles sont très ténues ; c'est le cas par exemple des granites où des inversions d'axes ont déjà été observées (B. Scaillet, comm. pers. ; Rochette, 1988b) et où les fluctuations des paramètres d'anisotropie peuvent être gênantes lorsqu'on cherche à caractériser la déformation finie. Ainsi par des études appropriées telles que la modélisation analogique (avec des grains ferromagnétiques bien calibrés), la modélisation numérique (avec un modèle plus complexe) et diverses techniques d'observations directes (lame mince, M.E.B, ...), il sera possible à terme de corriger ces fabriques anormales.

C.3-III-3 Synthèse de l'étude anhystérétique

Dans l'ensemble, l'étude d'ASA qui a été menée sur quelques sites sélectionnés apporte un éclairage nouveau sur les fabriques magnétiques que l'on mesure en ASM. En particulier on a mis en évidence les phénomènes de compétition entre les phyllosilicates et les titanomagnétites : les K1 des phyllosilicates ont une tendance à se mettre selon la direction d'intersection, mais cela n'est pas une règle, alors que les K1 des grains de titanomagnétites tendent à être perpendiculaires à la direction d'intersection. Ces phénomènes de compétition restent cependant limités lorsque la fabrique d'ASM est très bien réglée (bon regroupement des axes d'anisotropie).

D ETUDE PALEOMAGNETIQUE DES TERRES NOIRES

D-I L'OBJECTIF DE CETTE ETUDE

Les Terres Noires subalpines peuvent garder en mémoire une aimantation primaire, qui d'une part peut donner des indications sur le champ terrestre du Jurassique supérieur, et d'autre part permettre de vérifier les éventuelles rotations qui peuvent affecter les affleurements échantillonnés.

Dans le cadre d'une étude paléomagnétique préliminaire, 11 sites en tout ont été étudiés (116 carottes) : 2 provenant de la région non déformée de l'Ardèche et le reste dans la chaîne subalpine Nord. Les sites choisis s'inscrivent le mieux dans le cadre tectonique général; c'est à dire avec une stratification qui n'a pas subi de perturbations tectoniques tardives (les échantillons sont exempts de schistosité pénétrative). Les ARN de ces sédiments étant très faibles (10^{-3} A/m), nous avons utilisé le SQUID ScT du Lamont Doherty Observatory à New York pour les mesures. Aussi tout le traitement de désaimantation -thermique et par champ alternatif - a-t-il été réalisé dans ce même laboratoire.

Les ARN détectées seront comparées aux différents pôles connus depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel. On présente sur la fig. 2,44 les directions des paléochamps magnétiques calculés pour le Sud Est de la France à partir des pôles géomagnétiques virtuels compilés par Besse (1986). On remarquera que les pôles Jurassique supérieur et Miocène sont à peine distincts dans le quadrant NE, tandis que le pôle Crétacé, bien séparé de l'ensemble, se situe dans le quadrant NO.

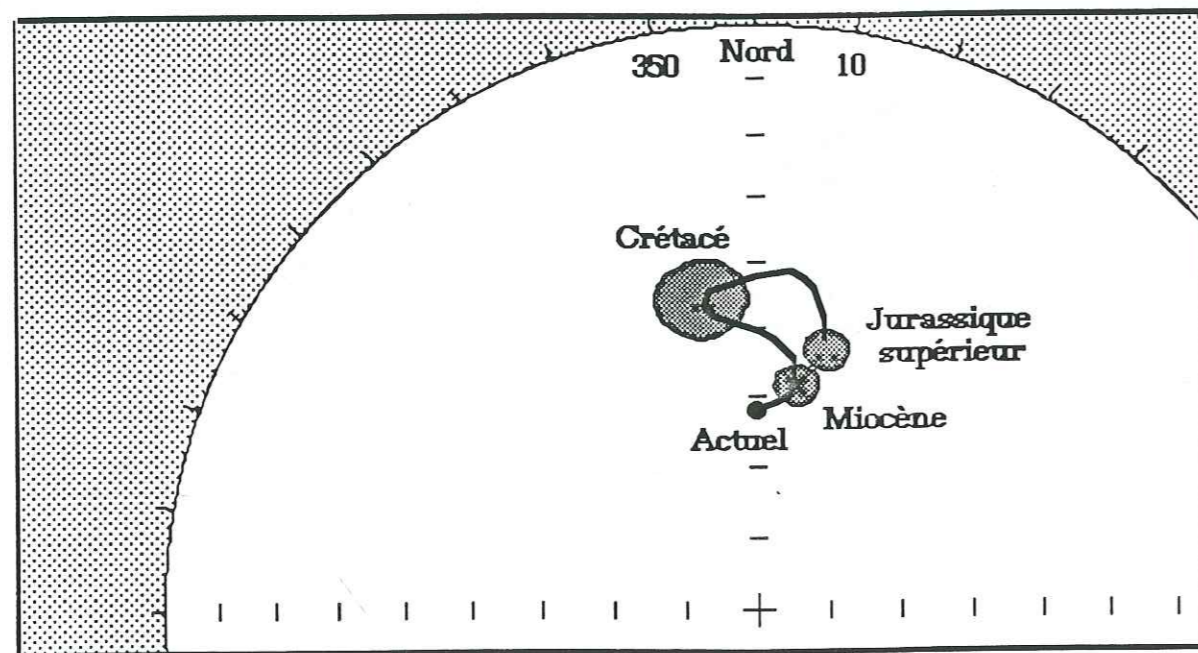


fig.2,44 Evolution des pôles géomagnétiques valable pour le SE de la France depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel. (d'après Besse, 1986)

D-II LE TRAITEMENT DES ECHANTILLONS

Les désaimantations pilotes, conduites pour chaque site, montrent qu'une aimantation relativement stable est atteinte après un traitement thermique suivi d'un traitement par champ alternatif. Les figures 2,45 et 2,46 rassemblent les diagrammes de Zijderveld qui permettent de visualiser l'évolution de l'ARN lors des différents traitements. Le nettoyage magnétique choisi consiste à chauffer les échantillons (à 150° pour le site N2, à 250° pour les sites A1, A2 et N12 et à 360° pour les autres) pour enlever une grande partie de l'aimantation visqueuse et d'éventuelles contributions de la goéthite et de la pyrrhotite, puis à surveiller la stabilité de l'aimantation en faisant un traitement modéré par champ alternatif (entre 10 et 50 mT).

Les spectres de désaimantation thermique depuis l'ambiante jusqu'à 500° (fig.2,47) issus des désaimantations pilotes montrent une décroissance rapide de l'ARN des sites Ni (sauf N4 et N10) comparée à celle des sites Ardéchois (Ai) : les sites Ni ont du être désaimanté partiellement probablement en raison d'un métamorphisme très modéré induit par la phase alpine. Les sites N4 et N10, qui présentent des spectres différents, ont sans doute l'ARN portée par de la magnétite plus ou moins pure.

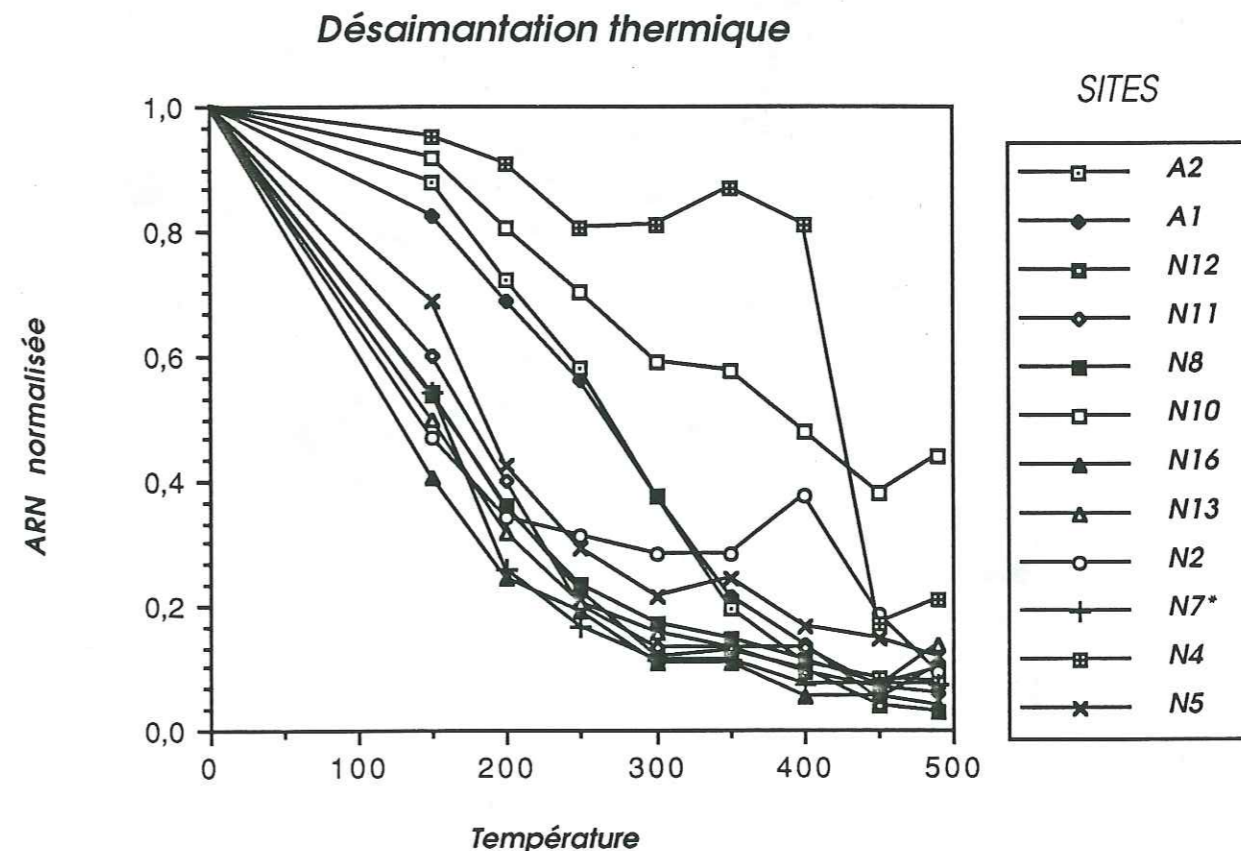


fig.2,47 Spectres de désaimantation thermique d'ARN des Terres Noires

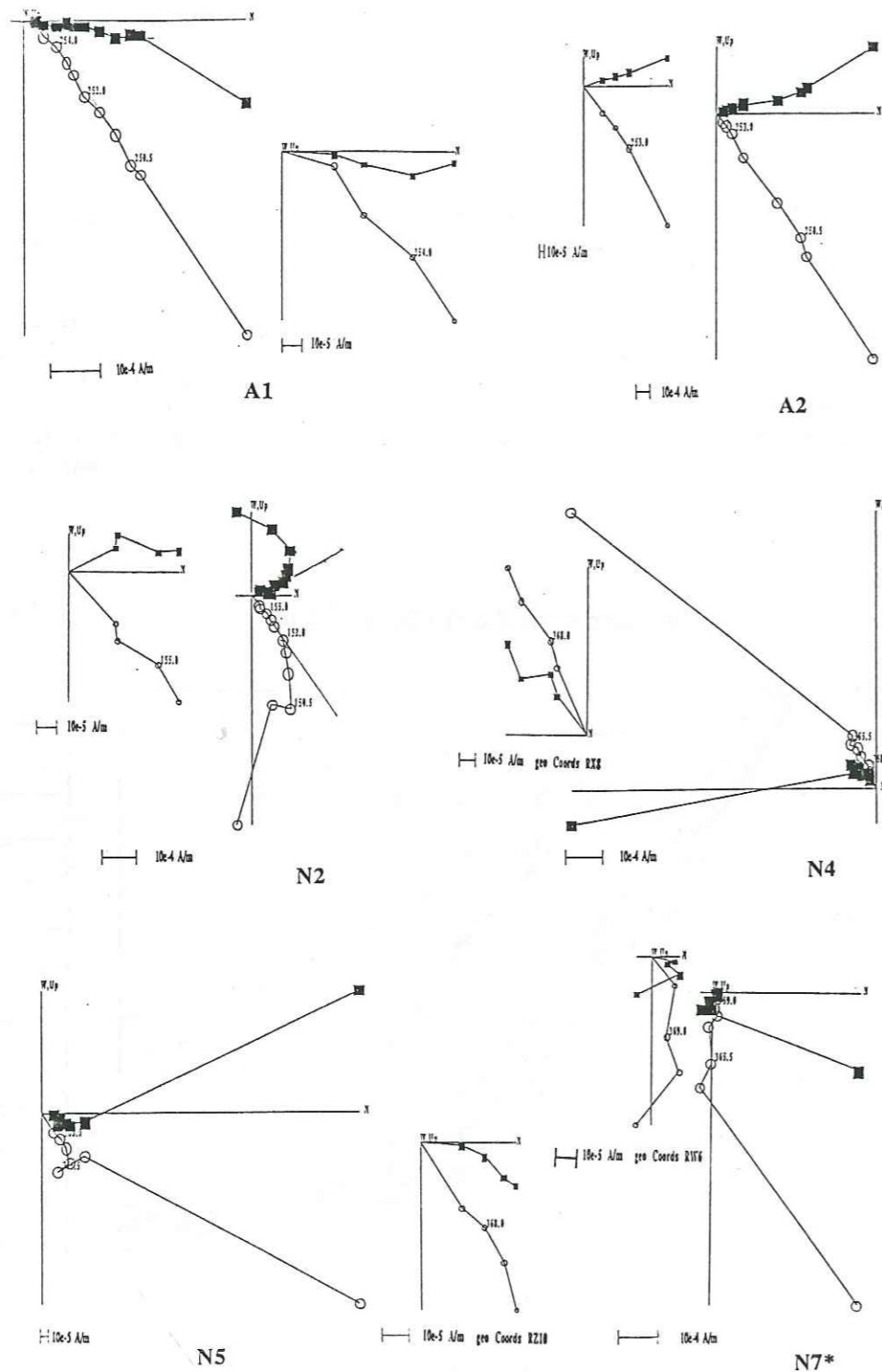


fig.2,45 Diagrammes de Zijderveld des désaimantations par champ alternatif et thermique des Terres Noires.(les chiffres des centaines expriment la température, les décimales, le champ alternatif en dixième de mTesla)

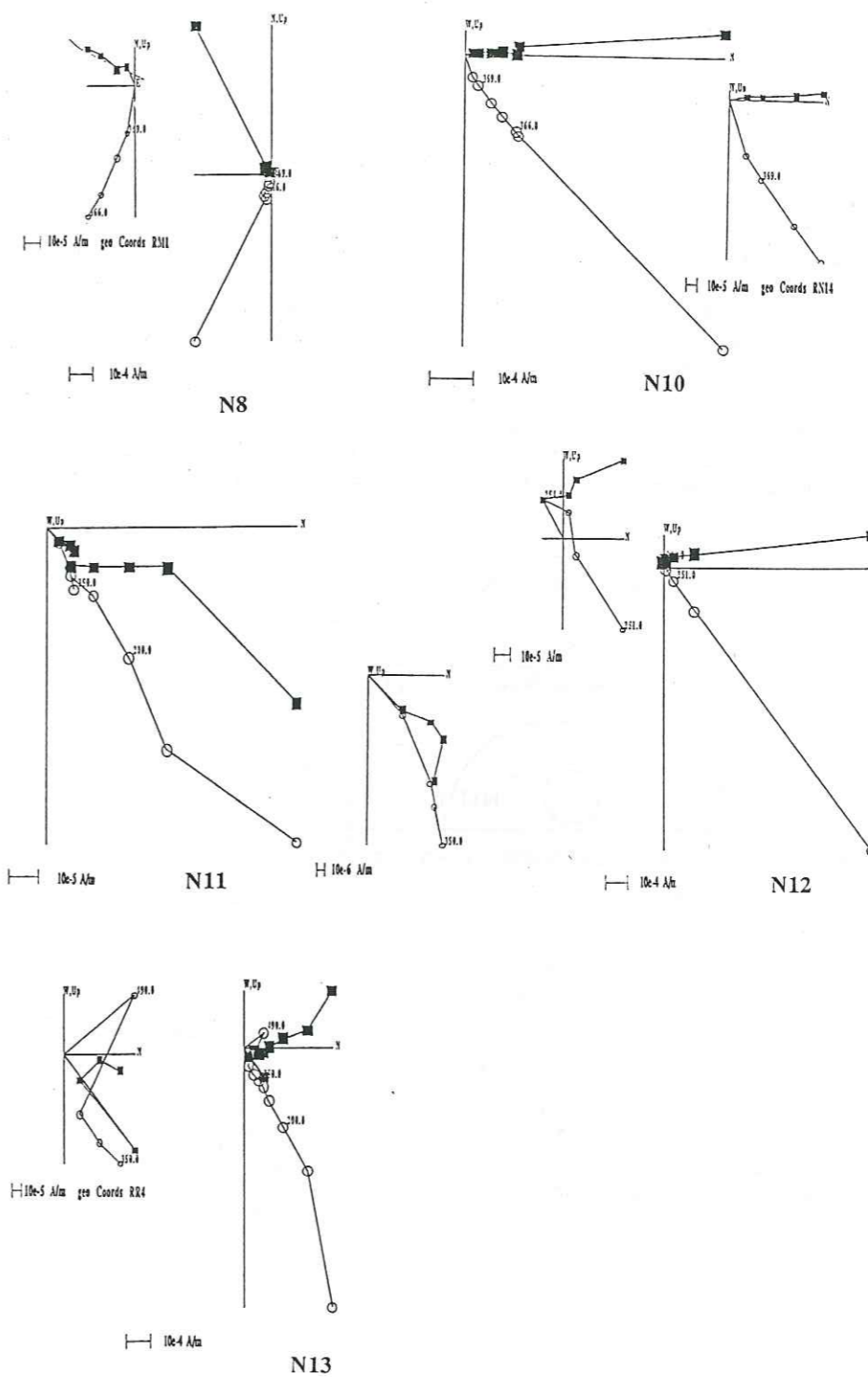


fig.2,46 Diagrammes de Zijderveld des désaimantations par champ alternatif et thermique des Terres Noires.(les chiffres des centaines expriment la température; les décimales, le champ alternatif en dixième de mTesla)

D-III LES DIRECTIONS D'ARN APRES TRAITEMENT

On présente sur la figure 2,48 les directions d'ARN après nettoyage magnétique. Dans l'ensemble, le groupement des points est correct, voir excellent pour les sites Ardéchois A1 et parfois non significatif comme pour le site N2.

On remarque d'abord la polarité normale de toutes les directions d'ARN. Cette constante rend très peu probable une réaimantation générale pendant la phase alpine (Oligo-miocène), car à cette période les inversions du champ magnétique terrestre sont très fréquentes (Berggren et al., 1985). Les polarités normales indiqueraient soit une aimantation actuelle, soit une aimantation dans la longue période normale Crétacé (Lowrie et al., 1980), soit enfin l'aimantation primaire du Jurassique supérieur (Channel et al., 1986).

La seconde remarque que l'on peut faire est de noter la présence manifeste de réaimantations actuelles dans les sites N11 et surtout A2 et d'une réaimantation post-plissement, probablement Miocène pour le site N5 (fig. 2,49).

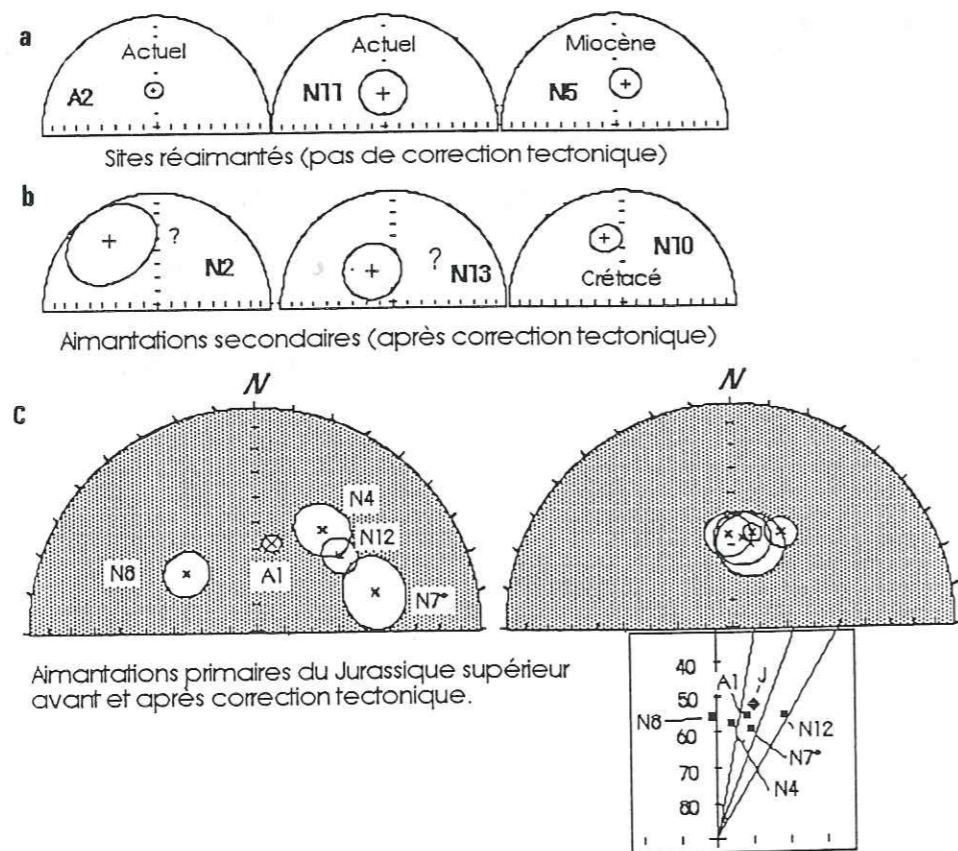


fig.2,49 Les moyennes d'ARN avec ou sans correction tectonique selon les cas. (a) : Réaimantations probablement actuelles (sans correction tectonique) (b) : Réaimantations secondaires (moyennes d'ARN données après correction tectonique). (c) : Aimantations probablement primaires du Jurassique supérieur (les moyennes sont données après correction tectonique). En zoom : le pôle Jurassique (J) et les moyennes d'ARN.

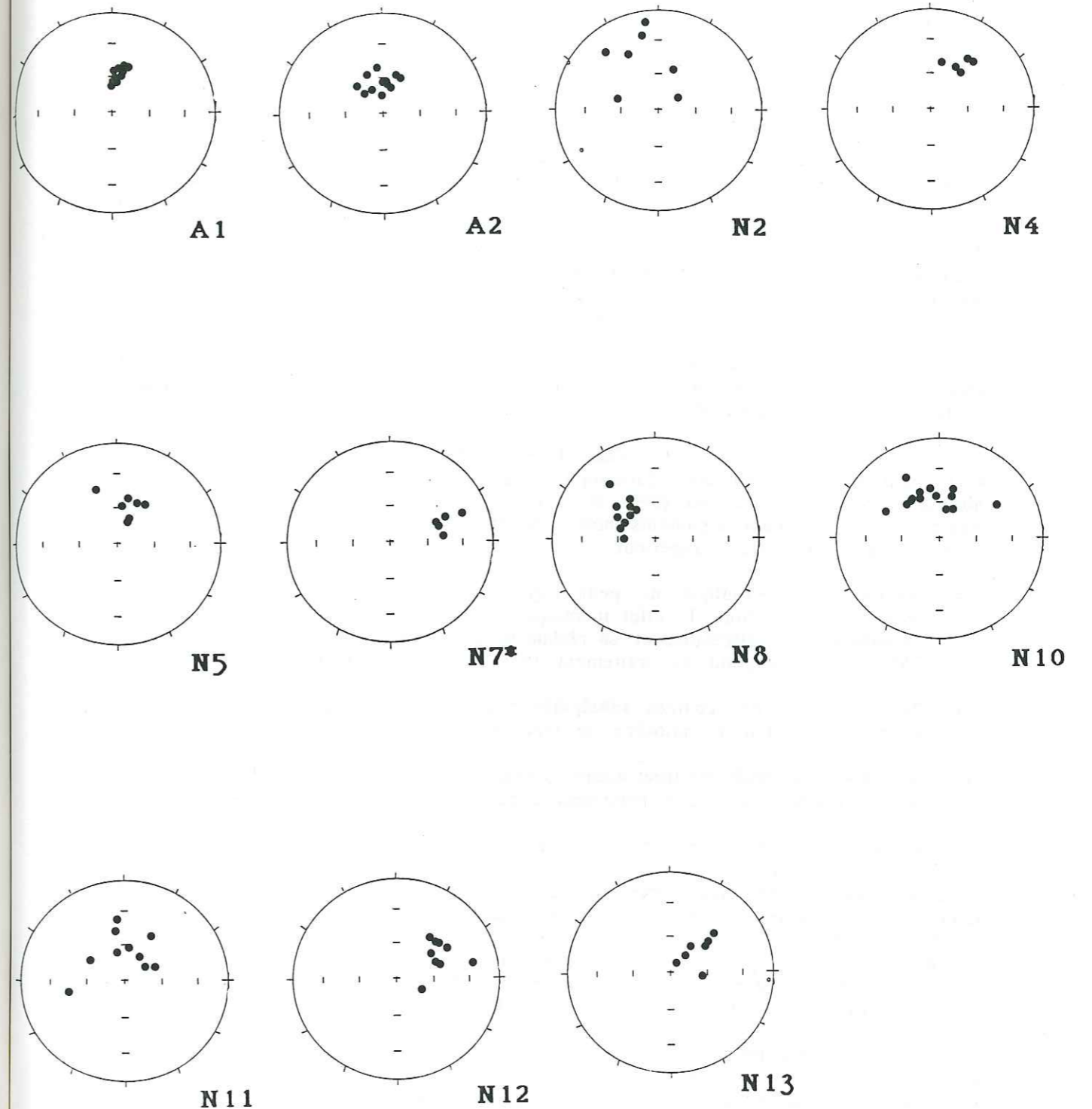


fig.2,48 Directions d'ARN sans correction tectonique après nettoyage magnétique dans les Terres Noires

Pour exploiter plus avant les ARN non affectés par une réaimantation récente, on applique le test du pli (fig. 2,49), qui dans le contexte structural des sites échantillonnés (où les couches sont régulièrement monoclinales) se cantonne à rabattre la stratification à l'horizontale. So est déterminé soit par les mesures *in situ* soit par les K3 obtenus après moyenne tensorielle des tenseurs d'ASM.

Les sites N2 et N13 après correction sont peu exploitables du fait de la forte dispersion des mesures. Les aimantations de N2 sont peut-être Crétacé et celles de N13 anté Miocène, mais dans les 2 cas, on note un azimuth moyen plus N-O que celui attendu, ce qui peut suggérer l'existence d'une légère rotation anti-horaire des directions d'ARN (l'azimut de So dans les 2 sites est cohérent avec la tendance régionale, ce qui exclut les rotations rigides que peuvent induire les rejeux tectoniques tardifs).

Le site N10 a sans doute été réaimanté au cours du Crétacé. Cette période se caractérise justement par une stabilité du champ magnétique terrestre "normal" entre 80 et 120 Ma (Lowrie et al., 1980), propre à imprimer une aimantation visqueuse (ARV) de polarité normale dans ce type de sédiment.

Les autres sites ont des pôles d'ARN, qui, après correction tectonique, se regroupent très près du pôle Jurassique moyen (fig.2,49b). Bien que l'inclinaison moyenne de ces aimantations (56°) se rapproche plutôt du pôle Miocène donné par Besse (1986), plusieurs arguments nous permettent de croire que les ARN de ces sites datent du Jurassique supérieur :

- (i) Aucun effet tectonique ne peut expliquer une réaimantation Tertiaire dans le site A1 Ardéchois. L' effet thermique lié à la coulée tertiaire des Coirons est probablement négligeable, et si réchauffement il y a, il ne doit pas dépasser 250° qui correspond au traitement thermique des échantillons;
- (ii) Tous les sites des chaînes subalpines ont été chauffés à 360° C, cela exclut donc les aimantations miocène de type ATR partielles;
- (iii) A priori une réaimantation alpine devrait se produire pendant ou juste après le plissement plutôt que nettement avant;
- (iii) Aucune polarité inverse n'est observée.

Il existe actuellement une polémique assez vive quant aux polarités du champ magnétique terrestre pendant le Jurassique. Certains auteurs font état de nombreuses inversions (Steiner, 1980), mais des résultats assez récents attestent plutôt d'une longue période normale dans tout le Jurassique moyen et supérieur (fig. 2,50). Il n'est donc pas contradictoire de trouver des aimantations primaires à polarité normale dans les Terres Noires (Callovien-->Oxfordien supérieur).

Reste le problème de l'inclinaison trop forte de cette aimantation primaire. Il faut noter à ce sujet que Van Fossen & Kent (1989) ont mis en doute la valeur habituellement admise de l'inclinaison du pôle Jurassique aux Etats Unis. Si on extrapole leurs résultats en Europe (l'ouverture de l'Atlantique Nord date du Jurassique supérieur) on doit s'attendre à une inclinaison plus forte du pôle Jurassique, en accord donc avec nos données des Terres Noires. La déclinaison et l'inclinaison du pôle moyen obtenu à partir des 5 sites sont respectivement de 12,6° et 56,0° - $\alpha_{95}=7^\circ$ - (contre 15° et 52° d'après Besse, 1986).

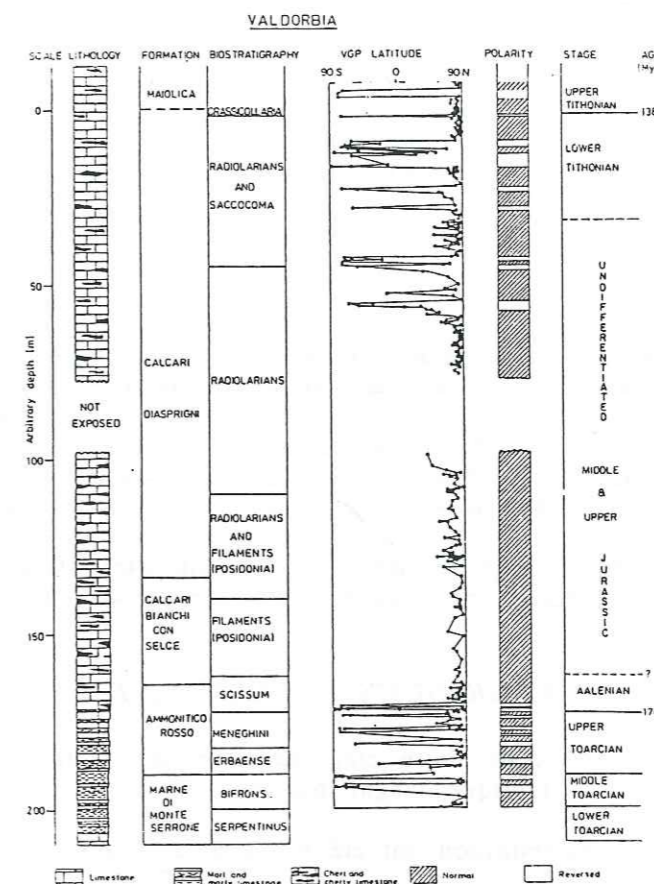


fig.2,50 Polarités du champ magnétique terrestre pendant le Jurassique (tiré de Channel et al., 1984)

D-IV LE PROBLEME DE LA DEFORMATION.

La déviation d'une ARN dans une roche déformée, qu'elle soit acquise avant ou après la déformation est toujours à craindre. J.P Cogné (1987b) montre par exemple qu'un raccourcissement de 50% peut créer une erreur d'inclinaison de 10° sur des échantillons riches en hématite. Cependant il est probable que la déviation de l'aimantation rémanente dans les Terres Noires étudiées est minime. En effet, la compaction tend à diminuer l'inclinaison de l'ARN, alors qu'on mesure plutôt une inclinaison plus forte. En outre, l'OPF qui donne lieu aux linéations magnétiques n'est sans doute pas assez développée pour dévier significativement les ARN vers le K1.

D-V LE PROBLEME DES ROTATIONS

On a déjà suggéré la possibilité d'une rotation anti-horaire pour les sites N2 et N13. Si l'on regarde maintenant les pôles moyens des directions primaires et Crétacé (fig. 2,49b), on observe deux tendances :

- (i) une rotation horaire de l'ordre de 15° du site N12 par rapport à la déclinaison attendue (pôle Jurassique supérieur) mais pas de rotation significative pour N7 et A1.
- (ii) une rotation anti-horaire de l'ordre de 10° des sites N10, N8 et N4 par rapport à la déclinaison de leur pôle respectif.

Le cas du site N 12 est particulier et il sera discuté dans la troisième partie de cette thèse. En revanche, il se dégage de cette étude paléomagnétique une tendance à la rotation anti-horaire des directions d'ARN. Notons que l'état de la précision angulaire sur les mesures et les pôles de référence rendent cette rotation à peine significative.

D-VI CONCLUSION

Cette étude paléomagnétique sommaire des Terres Noires s'est révélée fructueuse. La mise en évidence d'aimantations primaires dans 5 sites ouvre des perspectives de recherches intéressantes car ces aimantations pourraient contribuer efficacement à la définition du pôle Jurassique supérieur, qui on l'a vu, reste d'actualité. Outre ces résultats classiques, on a montré que les directions d'ARN semblaient être affectées d'une rotation anti-horaire qui demande à être confirmée.

Les Terres Noires offrent donc un terrain d'investigation paléomagnétique très favorable qui mériterait sans aucun doute une étude plus générale et détaillée.

E FABRIQUES EXPERIMENTALES

L'un des buts de cette thèse était de faire un parallèle entre le taux de la déformation finie et la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines.

Deux types de modélisation ont été tentés pour cela :

- (1) en effectuant une compaction expérimentale sur des argiles proches des faciès marneux des Terres Noires (argile de la Flachère) : cela a été réalisé à l'Institut de Mécanique de Grenoble (IMG) sous la direction du professeur Boehler.
- (2) en déterminant l'anisotropie intrinsèque de l'ensemble des marqueurs magnétiques des Terres Noires. Ceci doit permettre d'utiliser un modèle mathématique pour quantifier l'OPF de ces marqueurs (Lamarque & Rochette, 1986)

Nous présentons rapidement les grands traits de ces expériences et les problèmes rencontrés.

E-I COMPACTION EXPERIMENTALE DES ARGILES DE LA FLACHERE

E-I-1 Historique de l'expérience

L'idée principale était de pouvoir faire une corrélation entre le taux de compaction et l'ASM. Une coopération entre l'équipe de magnétisme des roches du LGIT et l'équipe d'anisotropie mécanique des roches du laboratoire de mécanique de Grenoble s'est donc instaurée. Des compacions expérimentales sur les argiles de la Flachère, provenant de la région de la Chartreuse, ont été réalisées à l'IMG selon un protocole utilisé par Bonaz (1976) et Lefèbvre (1980).

Osipov et Sokolov, (1972) sont probablement les premiers à avoir testé des corrélations entre l'anisotropie mécanique et magnétique d'argiles compactées expérimentalement. Ils se sont heurtés, comme Bonaz (1976) au problème de la forme de fabrique magnétique qui n'était pas orthotrope de révolution, l'axe minimum de susceptibilité K3 n'étant pas parallèle à l'axe de compaction σ_1 . Dans ce qui va suivre, nous allons nous intéresser uniquement à l'aspect magnétique de la fabrique; les mesures mécaniques n'ayant donné aucun résultat probant.

E-I-2 Dispositif expérimental

Le protocole complet de l'expérience pourra être trouvé dans les thèses de Bonaz (1972) et Lefèbvre (1980), nous en donnons ici les grandes lignes.

La figure (2,51) montre le dispositif général de consolidation. Les parois du consolidomètre sont abondamment graissées de façon à permettre un tassement homogène, cependant, Boehler et Neuhaus (non publié) ont montré que le bloc était hétérogène sur les bords et au centre. De fait, la zone de prélèvement des échantillons est limitée comme indiqué sur la figure 2,51. Le prélèvement est réalisé de façon très soignée à l'aide d'un carottier muni d'une trousse coupante.

Deux consolidations ont été faites, l'une à 9 bars, la seconde à 18 bars. Dans les deux cas la teneur en eau est constante et représente $18,1(\pm 0,4)$ % de la masse totale de l'argile déformée. La hauteur initiale du cylindre d'argile est de 80 cm, après la première et la seconde compaction, elle est respectivement de 40 et 25 cm.

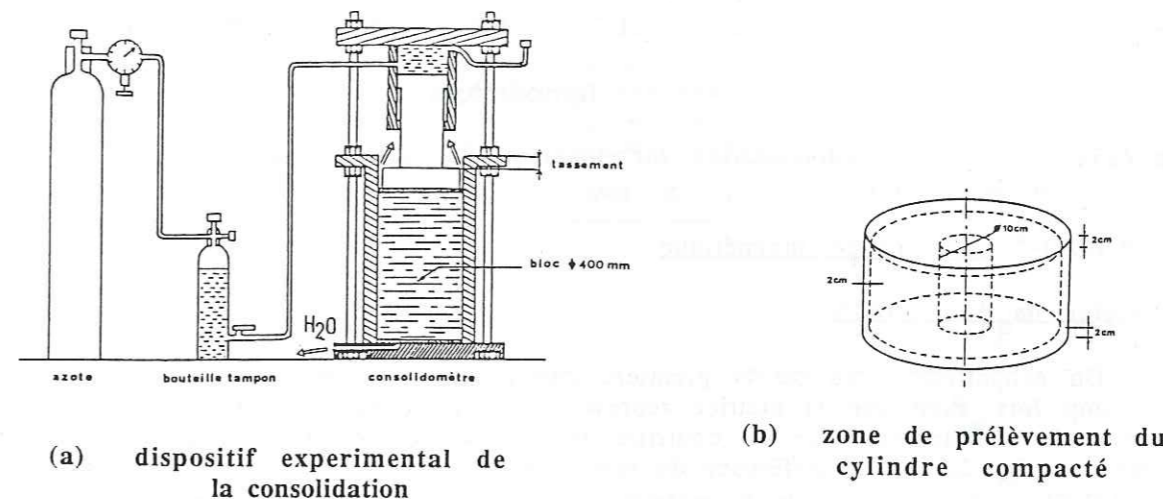


fig.2,51 Caractéristiques de la consolidation.

E-I-3 Etude magnétique

E-I-3-1 Minéralogie magnétique

La couleur rougeâtre de ces argiles suggère la présence d'hématite. Cela est confirmé en étudiant le spectre de désaimantation thermique (fig. 2,52) car il reste 4 % d'aimantation résiduelle à 600° C (les problèmes de réaimantation parasite sont négligeables au cours de cette désaimantation thermique). Hormis cette contribution, on supposera une minéralogie comparable à celle qu'on trouve dans les Terres Noires.

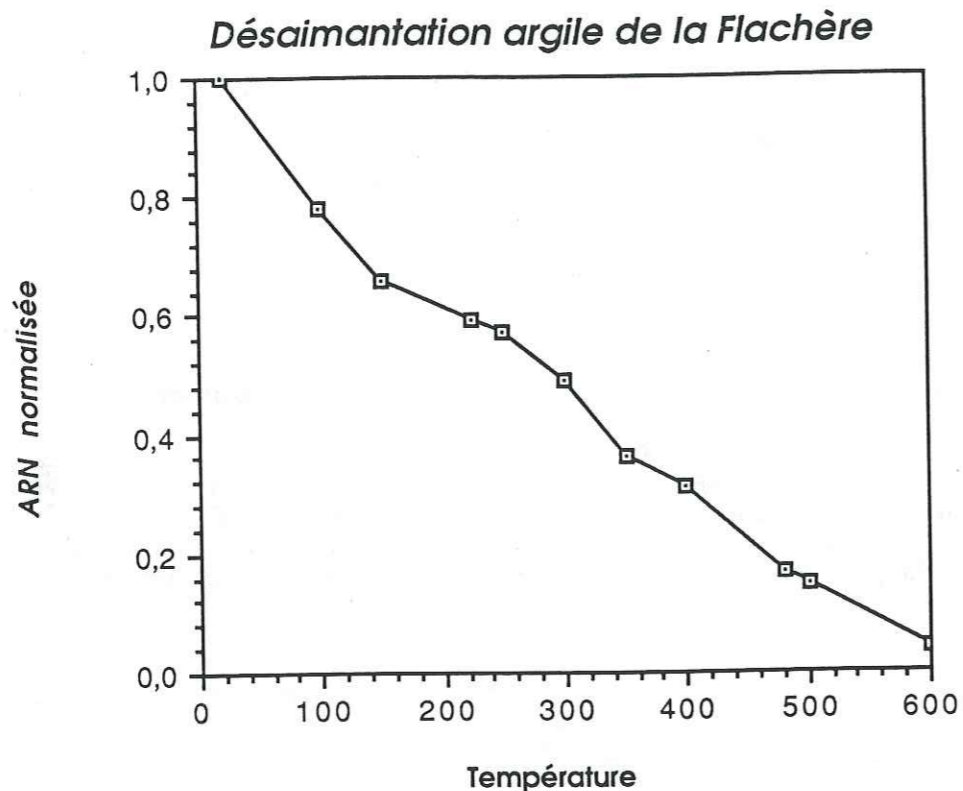


fig.2,52 Spectre de désaimantation thermique d'ARIs sur un échantillon d'argile de la Flachère.

E-I-3-2 La fabrique magnétique

a) Origine de l'anisotropie

Un échantillon, issu de la première consolidation, a été l'objet d'une étude en champ fort. Bien que la matrice représente 70 % de la susceptibilité moyenne, on voit immédiatement que la contribution anisotrope des ferromagnétiques est importante (fig. 2,53) : la différence de susceptibilité entre les axes K1 et K3 est de $45 \cdot 10^{-6}$ SI alors que celle de la matrice est de l'ordre de $10 \cdot 10^{-6}$ SI. Ce résultat diffère très nettement de ce que l'on peut trouver dans les Terres Noires, où les phyllosilicates dominent l'anisotropie. Cette différence provient sans doute d'une OPF bien réglée des grains d'hématite.

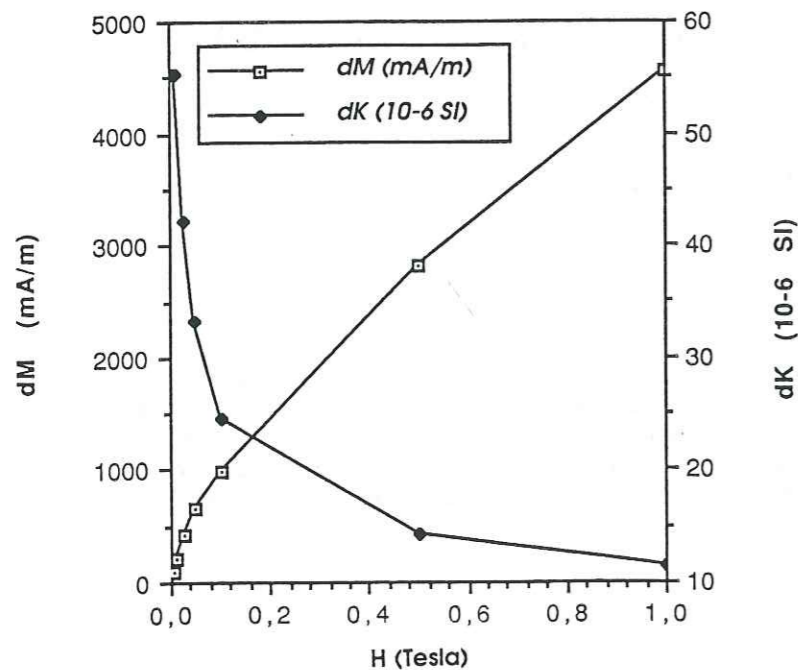


fig.2,53 Résultats des mesures d'anisotropie en champ fort (anisotropie entre axes K1-K3) des argiles de la Flachère (Chartreuse) consolidés expérimentalement.

b) Les axes d'ASM

Dans ce type de déformation qui est la consolidation, on doit s'attendre à obtenir une fabrique orthotrope de révolution, c'est à dire avec les trois axes minimums de susceptibilité K3 parallèles à l'axe de compaction σ_1 et les K1 dispersés autour de cette direction. C'est ce que l'on observe par exemple dans le site A1 des Terres Noires ardéchoises (cf. fig. 2,24).

Dans la 1^{ère} consolidation (9 bars), les K1 d'une carotte (diamètre = 35 mm, longueur 8 cm) prélevée parallèlement à la direction de compaction sont bien dispersés (fig.2,54) dans un plan, comme on peut l'attendre d'une symétrie orthotrope de révolution. La direction de K3 en revanche, diffère très nettement de la direction de compaction σ_1 (ici verticale, repères des carottes arbitraires). La deuxième consolidation à 18 bars montre sensiblement les mêmes résultats avec cependant un pôle de foliation moyen proche de σ_1 .

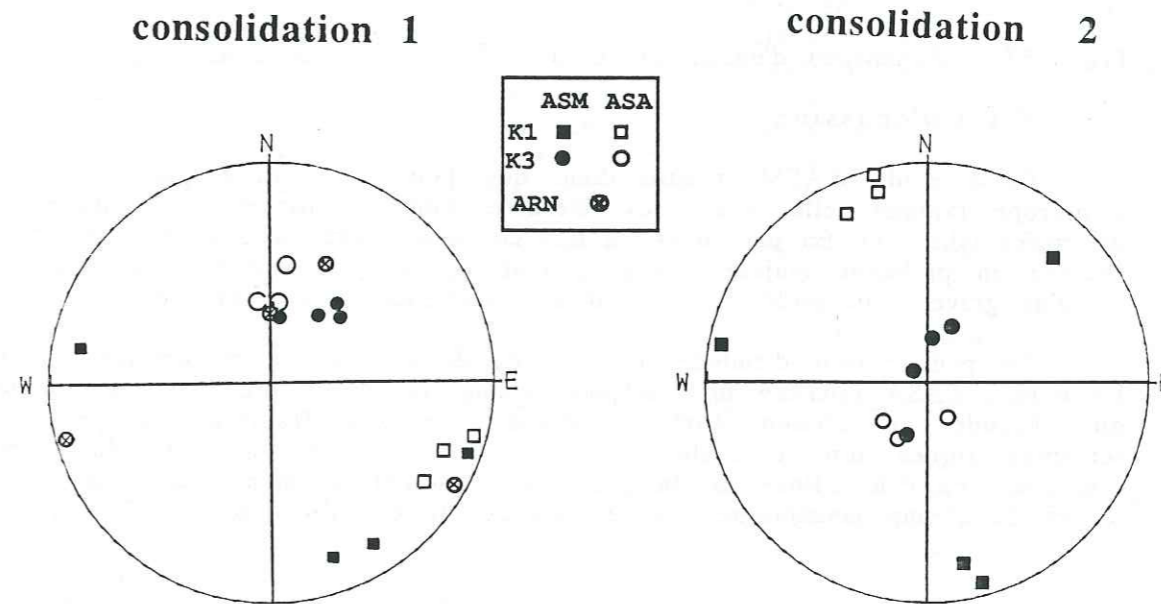


fig.2,54 Fabriques magnétiques et directions d'aimantation rémanentes des argiles compactés (ASM+ASA + ARN : consolidation 1, ASM : consolidation 2)

c) Les paramètres d'ASM

La susceptibilité moyenne est relativement élevée par rapport à celle observée dans les Terres Noires, et légèrement différente d'une consolidation à l'autre : $K_m = 310 (\pm 10) \cdot 10^{-6}$ SI pour la première et $K_m = 360 (\pm 4) \cdot 10^{-6}$ SI pour la seconde. Des différences plus importantes apparaissent lorsque on considère les paramètres d'anisotropie. D'abord, le degré d'anisotropie d'ASM $P = K_1/K_3$ de la deuxième consolidation est plus faible que celui de la première : $P_2 = 1,115 \pm 0,021 < P_1 = 1,185 \pm 0,021$. La figure 2,55 précise ce résultat tout à fait étonnant. On voit ainsi d'une part, que les paramètres de foliation sont beaucoup plus importants dans la première consolidation, pourtant moins compactée que la seconde, et d'autre part, que l'anisotropie linéaire est plus développée dans la seconde consolidation.

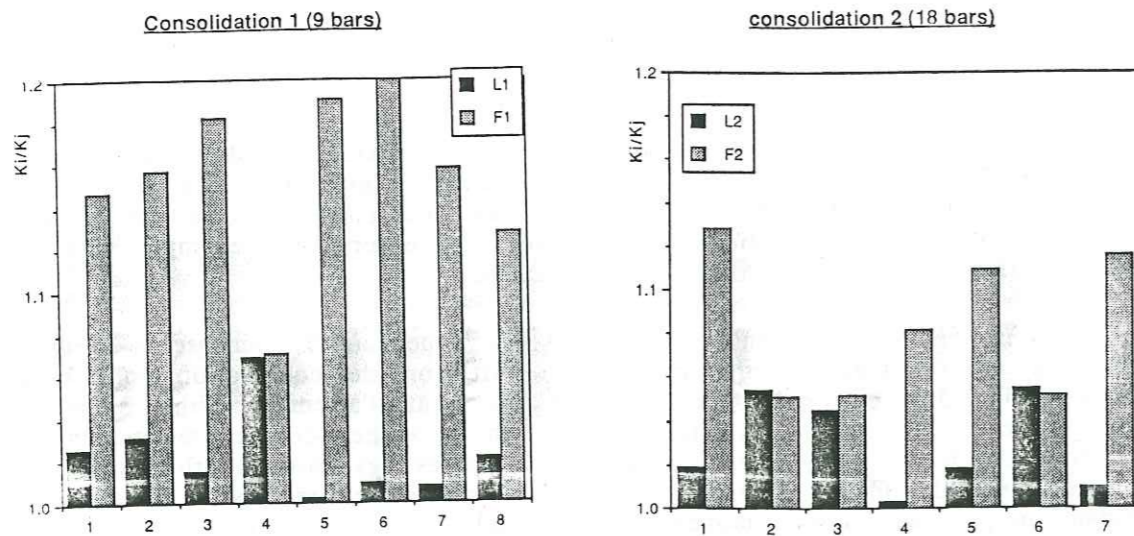


fig.2,55 Paramètres d'anisotropie L et F des deux compactations.

E-I-4 Discussion

Cette étude d'ASM montre donc que l'on ne retrouve pas de fabrique orthotrope typique telle qu'elle est mesurée dans les roches sédimentaires peu déformées (site A1). En particulier, la non coaxialité entre l'axe σ_1 et le K3 d'ASM soulève un problème majeur : s'agit-il d'un problème de minéralogie magnétique ou plus grave, d'un problème inhérent à l'expérience de consolidation.

On peut écarter d'emblée le problème de minéralogie magnétique, car tant les études d'ASA (menées sur quelques échantillons de la première consolidation), que l'étude en champ fort, montrent que les fractions argileuses et ferromagnétiques sont coaxiales. De même, une étude succincte du moment rémanent des échantillons de la première consolidation montre qu'il n'y a pas d'effet du champ magnétique terrestre pendant la consolidation (fig.2,54).

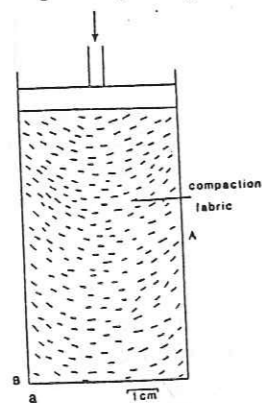


fig.2,56 Fabrique arquée d'argiles compactées. (d'après Arch et al., 1988)

En fait, lorsque l'on regarde le dispositif expérimental du consolidomètre (fig. 2,51), on voit que l'eau s'échappe à la fois en haut et en bas de l'appareillage pendant la durée de la compaction. Cette disposition implique forcément une

Il est bien connu que la compaction d'un petit cylindre ne génère pas une fabrique planaire, c'est ce qui a été observée par Arch et al (1988) sur un cylindre d'argile compactée de 5 cm de diamètre (fig. 2,56). Ces auteurs arguent d'un effet de bord pour expliquer la forme arquée de la fabrique; c'est sans doute vrai pour un cylindre de cette taille, mais pour un cylindre de 40 cm diamètre, il faut sans doute chercher un effet supplémentaire.

circulation d'eau à l'intérieur du cylindre d'argile selon une direction plus ou moins verticale, c'est-à-dire, parallèlement au σ_1 de la consolidation.

Il est probable que dans une argile encore non compactée, les grains peuvent s'aligner selon la direction du mouvement des fluides d'autant plus rapidement que la vitesse de déformation est rapide (Urrutia & Fucugauchi, 1982). Dans le cas des argiles de la Flachère, où l'anisotropie est portée par des grains allongés de (titano)-magnétite et d'hématite, cet effet doit être particulièrement efficace, mais il l'est aussi dans une moindre mesure pour les argiles constituant la matrice, car l'anisotropie en champ fort a montré que l'on avait une coaxialité d'axes d'anisotropie entre la matrice et la fraction ferromagnétique. Cette hypothèse, impliquant l'action de la circulation des fluides, se trouve renforcée par les fortes anisotropies linéaires que l'on est amené à mesurer, surtout dans la deuxième compaction où le rôle des fluides doit être particulièrement important (compaction 18 bars). Les linéations mesurées seraient ainsi analogues à celles de courants dans les roches naturelles.

Si l'origine de la fabrique arquée est bien expérimentale, il faut se demander pourquoi les mécaniciens des roches mesurent une anisotropie mécanique de type orthotrope de révolution. Sans mettre en doute leurs résultats, qui toutefois sont dans l'ensemble très dispersés (Lefèbvre, 1980), la différence que l'on observe entre les deux anisotropies (magnétique et mécanique) est sans doute liée à un problème d'échelle. En effet la méthode mécanique, qui consiste à étudier le comportement d'une carotte en compression simple, est sensible aux clivages et aux plans de fracture qui sont d'ordre macroscopique comparés aux grains que l'on mesure par la méthode magnétique.

Hormis ces problèmes expérimentaux qui perturbent l'acquisition d'une fabrique planaire, il reste deux points à préciser :

- (1) comment l'anisotropie globale de la deuxième consolidation peut être moins intense que celui de la première;
- (2) comment rattacher les résultats de cette compaction expérimentale à un cas naturel.

En l'état, nous manquons de données pour pouvoir donner une solution au problème concernant l'évolution du paramètre d'anisotropie de la première à la seconde consolidation. Le rapport L/F plus important de la deuxième consolidation suggère une fabrique plus perturbée.

On peut essayer de rattacher la première consolidation à une déformation naturelle. En effet, connaissant la susceptibilité moyenne, le pourcentage de matrice, et les dK_l et dK_f , il est possible de donner un ordre de grandeur du degré d'anisotropie de la phase paramagnétique. Si on suppose un ellipsoïde de révolution, on obtient $P_{para}=1,04$ et $P_{ferro}=1,48$.

Si on raisonne maintenant en terme de raccourcissement, celui induit par la compaction 1 (9 bars) est de 50%, ce qui correspond selon Schneider et Parize (1989) à une surcharge lithologique de 1000 m. C'est à peu près ce que l'on rencontre dans les Terres Noires de la région Ardéchoise qui n'ont subi qu'une diagénèse. Dans ce cas, le P mesuré qui est de l'ordre de 1,03, est tout à fait comparable à celui déterminé dans la première compaction.

E-I-5 Conclusion

Cette étude illustre bien le problème lié à la compaction expérimentale d'argiles même dans la cas d'un consolidomètre de grande dimension. Elle montre en particulier la non coaxialité entre la fabrique macroscopique qui est globalement orthotrope de révolution (fractures, clivage) et la fabrique microscopique (grains), qui elle s'avère non orthotrope de révolution.

Ces résultats vont sans doute remettre en cause certains protocoles expérimentaux, et l'on peut, dans notre cas, suggérer la mise en place d'un drainage latéral, qui minimiserait les mouvements d'eau verticaux pendant la compaction.

E-II ORIENTATION D'UNE POUDRE SOUS CHAMP

L'objectif principal de cette expérience inédite est de déterminer l'anisotropie intrinsèque des constituants magnétiques d'une roche en créant une orientation préférentielle parfaite des grains selon une direction. Le champ magnétique est donc l'outil le plus adapté pour créer cette anisotropie idéale, à condition qu'il soit suffisamment intense pour orienter à la fois les minéraux ferromagnétiques, paramagnétiques et antiferromagnétiques.

E-II-1 Protocole

L'étude a porté sur un faciès marneux des Terres Noires du site N12. Le débit prismatique "en frites" est caractéristique de cette zone et a facilité l'échantillonnage de 4 Kg de sédiments. Pour obtenir une poudre homogène et riche en phase magnétique nous avons dissous les carbonates avec une solution d'acide chlorhydrique (3,5 %). La fraction tamisée à 5 mm a ainsi baigné dans cette solution pendant une journée, permettant d'éliminer 42% des carbonates.

On observe après la dissolution des carbonates, une augmentation de la susceptibilité (98.10^{-6} SI/g avant, 140.10^{-6} SI/g après) qui confirme l'enrichissement en argiles du résidu. Ce dernier est ensuite soigneusement broyé dans un creuset et seule la poudre tamisée à 0,125 mm a été sélectionnée. Des mesures de susceptibilité effectuées sur plusieurs échantillons montrent que la minéralogie magnétique est globalement constante, sans aucun apport de phases magnétiques extérieures.

Pour orienter cette poudre sous champ (électroaimant du laboratoire L. Néel), nous avons dans un premier temps dilué la poudre dans de la résine époxy, le tout dans un porte échantillon cubique en Téflon. La solidification de la résine s'est faite sous un champ intense à 2,5 Tesla. Il est apparu à la mesure de l'échantillon obtenu un problème majeur : le signal diamagnétique de la résine masque le signal paramagnétique et ferromagnétique de la poudre orientée. Aussi dans un second temps, nous avons utilisé l'acétone qui possède la caractéristique de s'évaporer très rapidement à l'air libre et à température ambiante. La manipulation consiste donc à diluer au mieux la poudre dans l'acétone avec une tige en cuivre, puis à placer l'ensemble (qui est dans un porte-échantillon cubique en plexiglas) sous un champ à 2,5 Tesla le temps de l'évaporation complète de l'acétone.

E-II-2 Résultats

La fragilité de l'échantillon ne permettait pas de calculer le tenseur complet d'ASM (15 positions) aussi l'anisotropie a-t-elle été calculée à partir de deux mesures de susceptibilité; l'une parallèle au champ de saturation, la seconde dans une direction perpendiculaire. Le paramètre ainsi estimé doit se rapprocher du paramètre de linéation intrinsèque des constituants.

Le L^* moyen calculé sur 5 échantillons est $L^*=1,180 \pm 0,057$. Cette valeur, bien sûr, ne peut pas être mise en relation avec le degré d'anisotropie des Terres Noires brutes, car dans ce cas, c'est l'anisotropie planaire qui prévaut. Nous prendrons comme valeur comparable le paramètre de linéation d'un échantillon du site N12 très proche de l'échantillonnage qui a servi aux poudres, avec un $L = 1,010$.

E-II-3 Utilisation quantitative des résultats

Si l'évaluation du paramètre de linéation intrinsèque des Terres Noires est correcte, il doit être possible d'utiliser en première approximation le modèle de March-Fernandez que l'on a étudié dans la première partie de cette thèse. Notons que la valeur obtenue de $L_i=1,180$ correspond selon Uyeda et al (1963) à une magnétite ($K=0,5 \text{ m}^3/\text{Kg}$) ellipsoïdale de rapport axial égal à $k = 1,2$. Cette valeur un peu faible du rapport axial des grains de magnétite (que l'on a supposé jusqu'ici assez allongés) provient sans doute d'une sous-estimation de L^* puisque l'anisotropie des ferromagnétiques est diluée par celle des argiles.

On peut calculer les paramètres H_m et H_r qui sont respectivement des paramètres d'anisotropie des minéraux (calculés à partir de la poudre) et de la roche (calculé à partir d'un échantillon brut).

$$H_m = 100.(K_1-K_2)/K_m \approx 17,84$$

$$H_r = 0,97$$

Le rapport $H_r/H_m \approx 0,05$ est donc faible. Si on applique le modèle de March-Fernandez (cf 1^{ère} partie, p.24-26), ce rapport atteste d'une densité maximum (D_{\max}) de 1,25 (l'isotropie parfaite est de $D_{\max}=1$).

E-II-4 Conclusion

Cette expérience, positive dans son ensemble, montre qu'il est possible d'estimer la densité maximale linéaire des marqueurs magnétiques en orientant sous champ une poudre baignée dans de l'acétone. Ce résultat est particulièrement intéressant car la détermination de D_{\max} est cruciale pour qui veut faire une application quantitative des paramètres d'anisotropie. Dans le cas des Terres Noires cette expérience a confirmé que l'orientation préférentielle linéaire des grains est vraiment très faible et pratiquement non détectable par d'autres mesures d'anisotropie. En particulier, celle-ci est trop faible pour dévier significativement une aimantation rémanente.

TROISIEME PARTIE

- I INFLUENCE DES PHASES MAGNETIQUES***
- II CARTOGRAPHIE DES LINEATIONS MAGNETIQUES***
- III ACQUISITION DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES***
- IV LA FABRIQUE MAGNETIQUE ET L'INTENSITE DE LA DEFORMATION***
- V INTEGRATION DES RESULTATS DANS UN MODELE GEODYNAMIQUE***
- VI PROTOCOLE D'UTILISATION DES TECHNIQUES D'ETUDE DE L'ANISOTROPIE MAGNETIQUE***

Cette étude a donné lieu à 2 publications (Aubourg et al., C. R. Acad. Sc., soumis, Aubourg et al., Tectonophysics, accepté). Ces articles n'ont pris en compte ni les sites du Dévoluy et de la demi-fenêtre d'Embrun, ni les résultats d'ASA et d'ACF. Aussi les discussions, si elles ne changent pas sur le fond, diffèrent cependant de ce qui va suivre par des précisions sur quelques points de détails.

I INFLUENCE DES PHASES MAGNETIQUES

I-1 Les marqueurs magnétiques des Terres Noires : le rôle nuancé de la matrice

Les études de minéralogie magnétique nous ont montré que les phases magnétiques des Terres Noires étaient sinon complexes du moins contrastées. En particulier, les deux principaux marqueurs magnétiques (les titanomagnétites et les phyllosilicates) s'opposent à différents points de vue.

La susceptibilité intrinsèque des titanomagnétites est très importante, mais les très faibles teneurs de ces grains (de l'ordre de la centaine de ppm) comparées aux teneurs importantes en argile qui varient entre 20% et 60%, font que, bien souvent, la susceptibilité moyenne est dominée par la susceptibilité des phyllosilicates qui est pourtant bien moins élevée que celle des ferromagnétiques. On montre ainsi que la contribution de la susceptibilité de matrice K1 à la susceptibilité moyenne Km, que l'on corrèle à la teneur en phyllosilicates, varie entre 20% dans les faciès calcaires à 90% dans les faciès très marneux. Dans les Terres Noires, le K1 maximale est de l'ordre de $250 \cdot 10^{-6}$ SI. Au delà de cette valeur, la contribution des ferromagnétiques dans l'ASM devient de plus en plus importante.

La forme des deux marqueurs est aussi différente, on distingue ainsi les plaquettes des phyllosilicates des ellipsoïdes allongés des grains de titanomagnétite. Dans une roche sédimentaire, où la compaction joue un rôle primordial, on peut gager d'une meilleure OPF des phyllosilicates comparée à celle des grains de magnétite. C'est ce que confirme les études d'anisotropie en champ fort qui nous montrent que l'anisotropie de la matrice (c'est-à-dire des phyllosilicates) explique plus de 70% de l'anisotropie totale en champ faible et cela même lorsque la contribution ferromagnétique domine la susceptibilité (site N7). En fait ce résultat est un peu étonnant; en effet, on retrouve dans un échantillon d'argile compacté expérimentalement une forte contribution anisotrope des ferromagnétiques alors que la susceptibilité de matrice domine ($K1/K = 0,7$) et que l'OPF est très planaire ($L = 1,01 \ll F = 1,15$) (cf p. 135). Il est vrai que dans ce cas là, la phase ferromagnétique est probablement dominée par l'hématite, laquelle peut présenter une anisotropie de forme beaucoup plus planaire que les grains de titanomagnétite.

L'importance de la matrice dans les Terres Noires est sans doute amplifiée par les faibles anisotropies intrinsèques des grains de titanomagnétite. En effet, on peut supposer que les grains de magnétite d'origine détritique ont un degré d'anisotropie P qui ne dépasse pas *a priori* 2 (pour un rapport axial inférieur à 2,5).

Il faut cependant nuancer l'importance de la matrice argileuse car elle ne domine sans doute pas systématiquement l'anisotropie des faciès très calcaires et l'anisotropie linéaire dans tous les faciès confondus. Le premier point est évident puisqu'il est directement lié à la faible teneur en argile et à la compaction moindre qu'on rencontre dans les faciès calcaires. Le second point mérite une attention

particulière. En effet il est important de savoir si les linéations magnétiques sont le fait d'une OPF linéaire des grains de titanomagnétite ou d'une OPF linéaire des phyllosilicates. Il est apparu clairement au cours des études conjointes d'ASM et d'ASA que plusieurs OPF linéaires se superposaient, notamment celle des phyllosilicates et celle des magnétites (sites N7, N10, N4* et E4). L'existence de plusieurs phases tectoniques superposées avec différents étirements vient encore compliquer la situation.

Nous discuterons dans un chapitre ultérieur l'acquisition d'une fabrique en schématisant les différentes OPF possibles des marqueurs principaux.

I-2 Le problème des petits grains ferromagnétiques : "les linéations anormales"

Nous avons déjà discuté l'existence de fabriques anormales (cf deuxième partie, C3.III-2) dans des faciès principalement calcaires des Terres Noires. On a ainsi évoqué le problème des inversions d'axes K1-K3 (fabrique inverse), qui ont été déjà décrits dans la littérature (Rochette, 1988b), mais aussi des axes K2-K3 (fabrique intermédiaire) que l'on a rencontré principalement dans les faciès calcaires des Terres Noires. Nous allons nous intéresser maintenant aux inversions d'axes K1-K2 (linéation anormale) puisque dans les Terres Noires les marqueurs microstructuraux relatifs à l'orientation préférentielle linéaire des grains sont quasiment absents.

Dans le modèle que nous avons étudié (fig. 2,41) une telle inversion peut apparaître très rapidement lorsqu'on a un mélange de grains polydomaines à anisotropie plutôt planaire et de grains monodomaines à anisotropie très linéaire, (fig. 2,41 cas b, étape 2, p.120).

Un tel cas de "linéation anormale" où le K1 mesuré est perpendiculaire à la linéation d'étirement de l'OPF, alors même que la fabrique apparaît normale du point de vue de la foliation (K3 perpendiculaire à So), nous intéresse au premier chef, car on mesure dans les Terres Noires deux linéations différentes (intersection et transport) quasiment perpendiculaires. Dans les sites à "fabrique anormale" que l'on a étudiés, seul le site S11 montre quelques inversions d'axes K1-K2, mais d'une part l'existence des monodomaines n'a pas été démontrée et d'autre part l'azimut de ces linéations singulières n'est pas significatif puisque les angles de confiance E12 sont supérieurs à 60° (L = 1,000). On pourrait cependant suspecter dans ce cas une interférence de type grains pseudomonodomaines - grains polydomaines.

Parmi les sites à "fabrique normale", on relève le cas intéressant du site N6. On présente sur la figure 3,1a) les directions d'anisotropie corrigées. La fabrique est bien réglée, mais on note cependant 3 échantillons qui ont un K1 à 90° de la linéation moyenne. Les échantillons 5 et 7 ont été tous les deux prélevés dans le même banc calcaire alors que l'échantillon 6 a le même faciès argileux que les autres échantillons normaux. Si on étudie les paramètres d'anisotropie (fig. 3,1b), on observe que les trois échantillons ont des paramètres qui diffèrent de l'ensemble. Le fabrique de l'échantillon 6 est un peu moins planaire que l'ensemble, mais surtout les fabriques de 5 et 7 sont très linéaires. Peut-on parler dans ce cas de linéation anormale ? Cette fabrique suit en tout cas une évolution comparable au modèle b de la figure 2,41, c'est à dire, dans un premier temps une inversion des axes K1-K2 (échantillons 6 et 7), puis une fabrique intermédiaire (échantillon 5), le stade ultime étant la fabrique inverse qui n'a pas été observée ici.

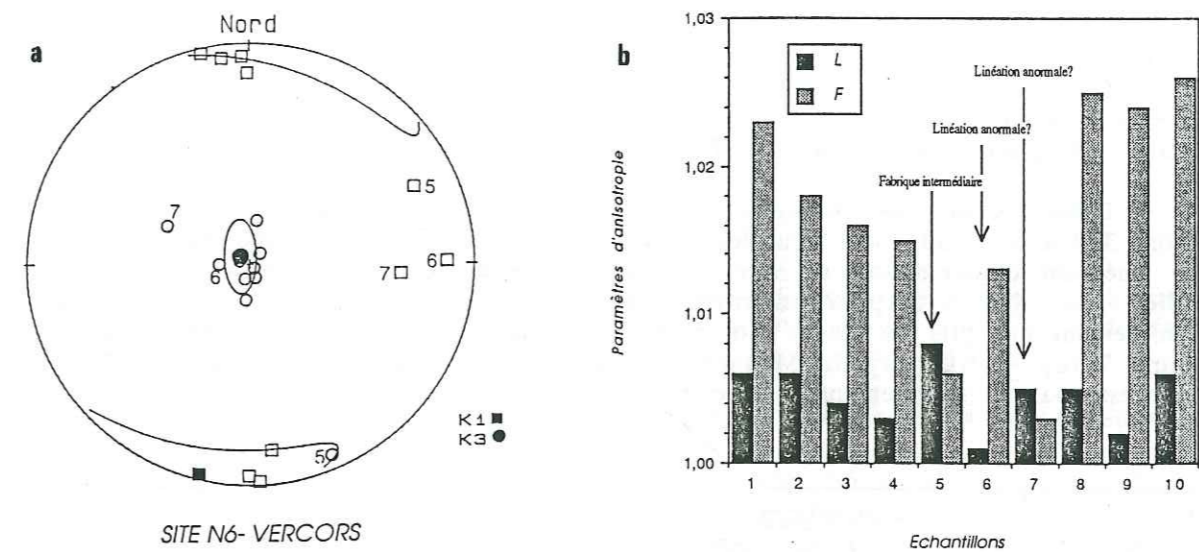


fig.3,1 Inversions d'axes dans le site N6 (route de Prélénfrey, Vercors).
 (a) : axes d'ASM. La linéation magnétique moyenne est parallèle à l'axe de pli (linéation d'intersection). Les carottes 5, 6 et 7 ont une linéation magnétique probablement anormale (inversion des axes K1-K2)
 (b) : paramètres d'anisotropie L et F. Noter le faible paramètre de foliation des échantillons 5, 6, et 7.

D'un autre coté cette linéation E-O peut correspondre à un héritage tectonique, qui dans le contexte régional peut être une linéation de transport. Ce site mériterait sans doute une étude magnétique plus fine (ASA).

Parmi les autres sites on ne trouve pas, *a priori*, des cas de linéations anormales et les tests de Lowrie-Fuller modifiés n'ont jamais démontré l'existence de grains monodomaines. La dispersion des K1 dans le cas des sites N10 et N7* s'explique par une superposition d'OPF distinctes.

Pour conclure ce paragraphe sur les linéations anormales, on peut dire qu'une telle linéation doit apparaître principalement dans les faciès calcaires riches en grains très fins (calcaire sublithographique). Une étude d'ASA peut être décisive pour trouver l'origine de la perturbation.

II CARTOGRAPHIE DES LINEATIONS MAGNETIQUES

On présente sur la figure 3,2 une synthèse des linéations magnétiques des Terres Noires subalpines et du Néocomien que l'on a étudiées avec l'ASM mais aussi avec l'ASA.

II-1 Les linéations d'intersection

On les retrouve aussi bien dans les faciès calcaires que dans les faciès argileux. Les linéations magnétiques sont en général bien groupées, subhorizontales et assez anisotropes (L ≈ 1,01), particulièrement dans les chaînes subalpines Sud.

Dans la zone de demi-fenêtre d'Embrun, les linéations d'intersection sont clairement en relation avec la phase alpine, sauf pour le site E8.

Dans le Diois et le Dévoluy il est très difficile d'associer une phase aux linéations d'intersection, certaines peuvent être provençales (S1, S1*, S2 et S5), les autres sont probablement alpines (S7, S9 et S10).

Dans les chaînes subalpines Nord, les linéations d'intersection sont alpines (Nord 350 à Nord 30), sauf pour les sites N10 et N15 qui montrent une direction E-O. La linéation d'intersection du site N10 est probablement alpine précoce, alors que celle du site N15 pourrait correspondre soit à une phase précoce avec un enroulement des plis de Roche Torse suite au plissement de la dent d'Arclusaz, soit selon Tardy (1990) et G. Ménard (comm. pers.), à une phase tardive qui se manifeste par un cisaillement vers le Sud de la partie SE des Bauges.

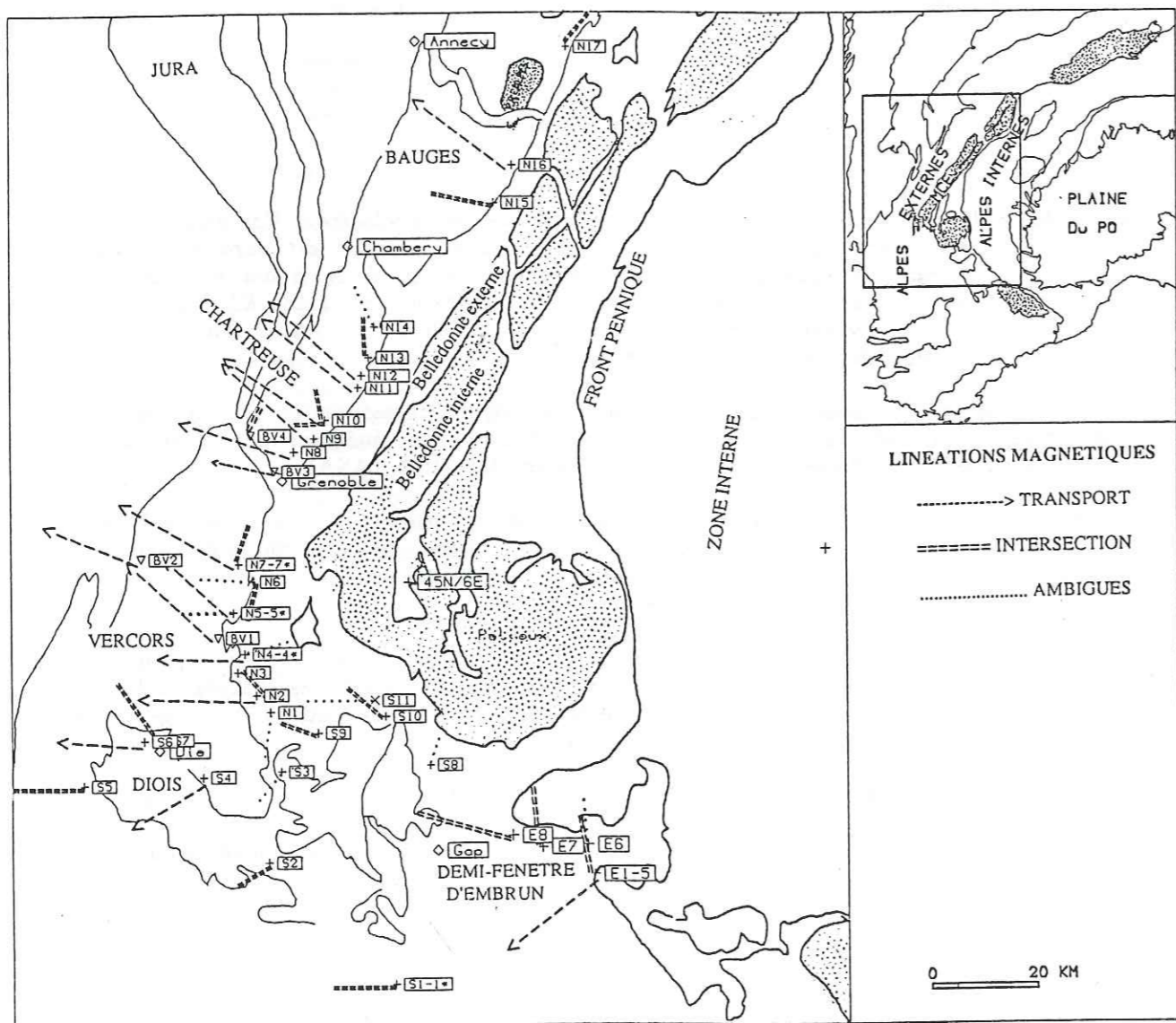


fig.3,2 Carte des linéations magnétiques détectées dans les faciès des Terres Noires et du Crétacé inférieur.

II-2 Les linéations de transport

Les linéations de transport se retrouvent dans des faciès variés, mais il ne faut qu'ils soient trop argileux car ils enregistreraient alors une direction d'intersection tardive. On a vu d'une façon générale que les caractéristiques de ces linéations magnétiques étaient d'être selon la ligne de plus grande pente de So ou S1 c'est à dire perpendiculaires aux axes de plis correspondants (cf. fig. 2,6), avec une dispersion des K1 en général plus marquée que pour les linéations d'intersection.

Sans discuter le mode d'acquisition de ces linéations (nous en discuterons plus loin), on remarque des différences significatives entre les différentes régions échantillonnées :

- dans la région de la demi-fenêtre d'Embrun, les linéations de transport sont clairement en relation avec le transport NE-SO des nappes de l'Embrunnais;
- dans le Diois les linéations de transport des sites S6 et S9 sont à prendre avec une extrême prudence étant donné le contexte structural;
- dans le Vercors on note une différence assez nette entre les linéations des sites au Sud de la faille de la Cléry (N2 et N4) et celles au Nord : on passe d'un azimut Nord-90 à un azimut Nord-120. Cette tendance Nord-120 se retrouve ensuite en Chartreuse et dans les Bauges.

Notons que les sites de Crétacé inférieur corroborent parfaitement cette direction Nord-Ouest. Il faut remarquer enfin que les linéations de transport N-O sont significativement différentes de la perpendiculaire aux axes b des plis, mais cela peut être mis sur le compte de l'organisation des plis en échelon sur cisaillement dextre de cette zone : le glissement vers le Sud-Ouest des zones internes par rapport aux couvertures subalpines déplacées prend en compte cette particularité (voir plus loin).

II-3 Les linéations ambiguës

Certains problèmes des linéations ambiguës en ASM ont pu être résolus en ASA; c'est le cas des sites N7 et N10. Celles que l'on a pointées sur la carte sont soit celles qui étaient très mal définies (N4*et N14), soit celles qui n'avaient pas de relation avec le plissement (E6, S8, S3, N1 et N6). La linéation E-O du site N5* pose quelques problèmes car il est difficile de trancher entre une direction de transport et une direction d'intersection provençale. Un échantillonnage plus large dans cette zone, et dans des faciès si possible argileux, permettrait peut être de lever le doute. La linéation de N1 est certainement liée à une déformation tardive alors que les quelques échantillons E-O du site N6 peuvent être associés, comme nous l'avons vu dans le §I de cette troisième partie, à une linéation anormale.

Une fois ces linéations cartographiées, il nous faut maintenant interpréter le mode d'acquisition des linéations d'intersection et de transport.

III ACQUISITION DE LA FABRIQUE MAGNETIQUE DES TERRES NOIRES

III-1 L'état non déformé

Les sites Ardéchois nous ont donné une très bonne description de l'état non déformé des Terres Noires. En particulier, on a vu que la fabrique se caractérisait par une orthotropie de révolution ($L < 1,003$) et que l'OPF planaire était bien réglé, parallèlement à la stratification ($F \approx 1,04$ pour les faciès marneux). Cette absence de linéation sédimentaire marquée accreditte l'origine tectonique des linéations que l'on retrouve dans les Alpes externes, notamment les linéations de transport, pour lesquelles on manque de microstructures validant leur existence.

On a représenté sur la figure 3,3a un bloc diagramme résumant schématiquement les orientations préférentielles des phyllosilicates et des grains de titanomagnétite dans une fabrique exclusivement sédimentaire. Il est probable que dans une telle fabrique planaire, ce sont les phyllosilicates qui dominent l'anisotropie de susceptibilité magnétique en champ faible aux dépens des magnétites.

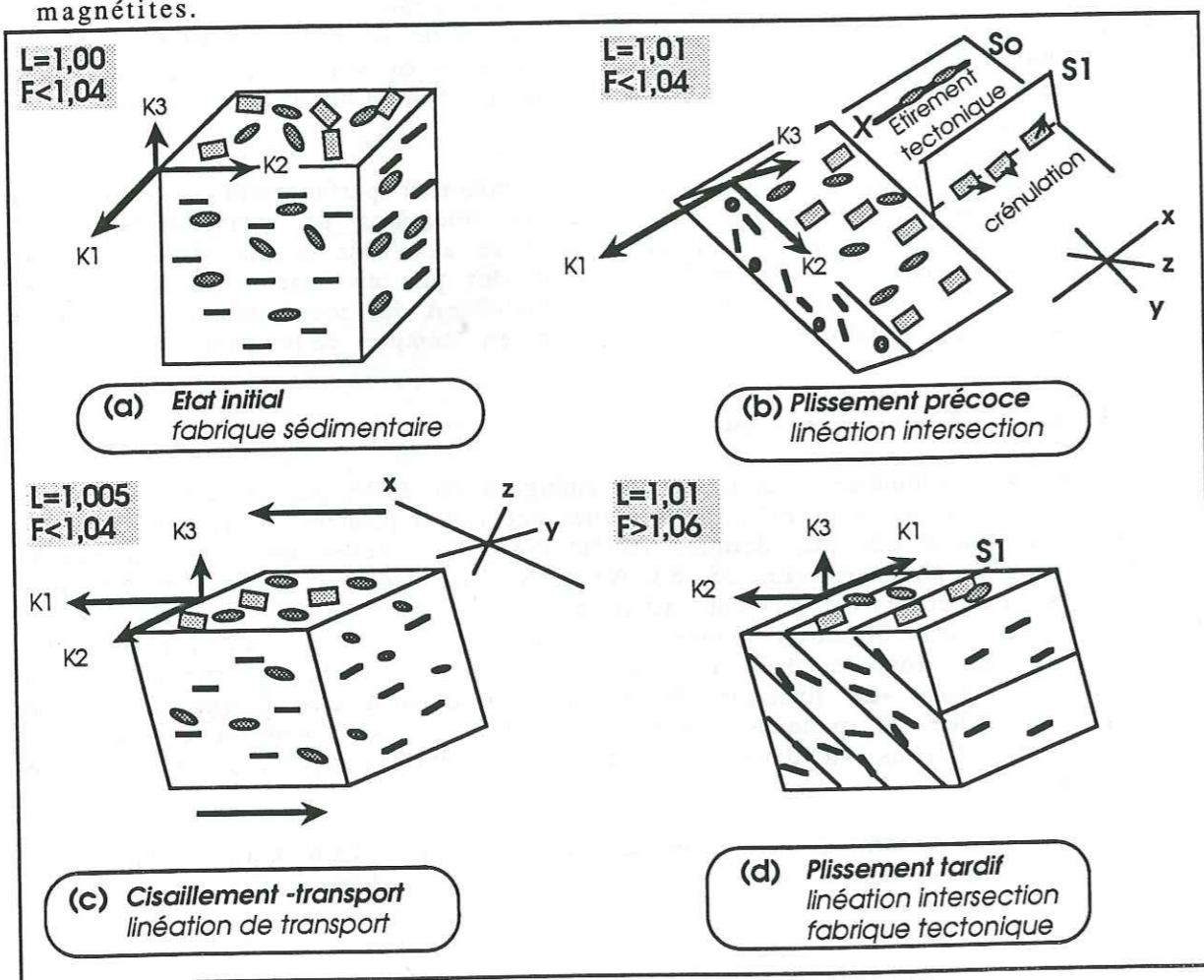


fig.3,3 Relations entre les orientations préférentielles des grains de magnétite (représentés par des ellipses) et des phyllosilicates (représentés par des rectangles) dans une chronologie probable de déformation. Les axes K1, K2, K3 sont les axes d'ASM. Les axes X, Y et Z sont les axes de déformation finie. Les paramètres d'anisotropie L et F sont donnés à titre tout à fait indicatif.

III-2 La déformation précoce : la phase provençale

La déformation précoce qui survient principalement dans les chaînes subalpines Sud affecte indifféremment les faciès marneux et calcaires comme on a pu le voir au cours de ce travail. Les plissements provençaux développent au sein de la roche une OPF linéaire des phyllosilicates et des grains de magnétite parallèlement à la direction des axes de plis.

Cette déformation précoce est importante car elle pose le problème de l'héritage tectonique. On a montré en effet que le faciès calcaire du Diois gardait une mémoire de la direction provençale même après la phase alpine (S5, N5*?).

Les mécanismes qui créent cette OPF linéaire sont de deux types (fig.3,3b): il peut s'agir d'un étirement tectonique parallèlement aux axes des plis, ce mécanisme est alors surtout efficace pour les grains allongés de magnétite, il peut aussi correspondre à la crénulation limitée entre S1 et S0 des phyllosilicates autour de la direction d'intersection.

III-3 Acquisition d'une linéation de transport avant le plissement alpin

Avant de parler du mécanisme de déformation qui va générer une direction de transport, on remarque que les linéations magnétiques N-O de Chartreuse ne sont pas perpendiculaires aux axes de plis : la tendance générale des axes de plis est Nord-10, alors que les linéations magnétiques sont en moyenne à Nord-120(± 10). Ce résultat est particulièrement important car il sous-entend soit une origine anté plissement des directions de transport, cela n'est pas tellement étonnant car on sait que la phase de plissement est tardive (Miocène) alors que le mouvement des Massifs Cristallins Externes (MCE) débute dans l'oligocène (Ménard, 1989), soit un plissement accompagné d'un cisaillement-décrochant (plis en échelon) (Vialon et al., 1989).

Le mécanisme d'acquisition le plus probable d'une telle linéation est le cisaillement simple. C'est ce que l'on rencontre par exemple dans la région de la demi-fenêtre d'Embrun, au contact des nappes. Le cisaillement est d'ailleurs si marqué que les axes de micro-plis tendent à se paralléliser à la direction de transport. Le cas de la couverture subalpine Nord est cependant un peu plus complexe; d'une part la déformation est plus faible (rareté des marqueurs microstructuraux) et d'autre part on retrouve cette linéation de transport dans la fabrique magnétique du Crétacé inférieur. Ces caractéristiques militent en la faveur d'un cisaillement modéré, à grande échelle, de la couverture avant la phase du plissement.

On représente sur la figure 3,3c les différentes O.P. linéaires créées lors d'un cisaillement simple. La direction de transport correspondrait à la projection dans un plan horizontal du grand axe X de déformation finie. A l'image du site N12 (cf deuxième partie, C3, III-1), on suppose que l'OPF linéaire des phyllosilicates est coaxiale à celle des (titano)magnétites. Les données font défaut pour savoir laquelle des deux OPF va dominer l'ASM, il manque notamment des études complètes d'anisotropie en champ fort (c'est à dire en calculant le tenseur). Toutefois, et c'est là un résultat étonnant, l'étude en champ fort menée sur le site N12 tend à montrer que les phyllosilicates dominent l'anisotropie linéaire.

III-4 Les linéations d'intersection tardives : la phase de plissement alpine

La phase de plissement qui est un phénomène tardif dans la tectogénèse alpine soulève un problème crucial : comment la fabrique va réagir à cette nouvelle sollicitation tectonique. Pour schématiser, on a d'un côté la fabrique magnétique des chaînes subalpines Sud déterminée pour une large part par la déformation Provençale, et de façon moindre, par le déplacement de la couverture pendant le chevauchement des nappes internes et d'un autre côté la fabrique magnétique des Terres Noires de la couverture Nord qui garde une mémoire d'un cisaillement général, mais qui elle, est exempte, *a priori*, de tout autre phase (sauf cas exceptionnels).

Tout au long de ce travail, on a souligné l'importance de la lithologie dans le type de fabrique que l'on rencontre. La fabrique d'un faciès marneux pourra, selon certaines conditions (déformation, ductilité, etc...), être complètement remobilisée en donnant une linéation d'intersection bien définie effaçant par la même occasion les incréments de déformation initiaux; c'est ce que l'on observe aussi bien dans la demi-fenêtre d'Embrun que dans les chaînes subalpines Sud et Nord.

En revanche les faciès calcaires réagissent différemment en gardant une mémoire de l'incrément de déformation initial, ainsi dans le Diois on retrouve des linéations magnétiques Provençales et dans les chaînes subalpines Nord les linéations de transport semblent être mieux conservées dans les faciès plutôt calcaires.

Cette vision cependant est très schématique. En effet, ne trouve-t-on pas des linéations alpines dans le site S9, pourtant très calcaire (l'échantillonnage a porté essentiellement sur le coeur du pli) et des linéations de transport dans le site N16, très marneux?

Les marqueurs, et particulièrement la forme des marqueurs, vont avoir un rôle très important quant à l'évolution de la fabrique. Les études d'ASA nous ont montré la différence de comportement des grains de magnétite qui tendent à rester parallèles au transport et des plaquettes des phyllosilicates qui se crénelent facilement autour de la linéation d'intersection (sites N10, N7, E1, E2, E4, E5). L'évolution des différentes orientations préférentielles, que l'on a résumées sur la figure 3,3d, tient compte de la forme des marqueurs.

Cette évolution de la fabrique que l'on vient d'évoquer est bien sûr très schématique. Le point marquant de cette chronologie de la déformation, au demeurant très hypothétique, est le caractère précoce de l'étirement lié au transport des massifs subalpins.

IV LA FABRIQUE MAGNETIQUE ET L'INTENSITE DE LA DEFORMATION

Jusqu'ici la discussion n'a porté que sur l'aspect qualitatif de la fabrique, qu'en est-il des paramètres d'anisotropie? Evoluent-ils de concert avec la déformation?

La possibilité de quantifier la déformation finie confère à l'ASM et aux autres méthodes magnétiques une potentialité non négligeable, encore faut-il qu'un certain nombre de conditions soient réunies, c'est ce que nous allons préciser maintenant.

IV-1 Etude semi-quantitative des paramètres d'ASM

IV-1-1 Le paramètre de foliation magnétique

Les figures 2,26 et 2,32 nous ont permis de suivre l'évolution des paramètres d'ASM. Le premier point qui s'est dégagé est un contrôle évident de la lithologie sur l'intensité du paramètre de foliation : sur un même affleurement, le F d'un faciès calcaire sera plus faible que le F d'un faciès marneux. Hormis ce problème d'ordre lithologique, et sans doute aussi minéralogique, on a pu observer des tendances intéressantes qui suivent l'évolution de la déformation.

Dans les Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun, on a vu que le paramètre de la foliation était relativement important, de l'ordre de 1,06 (en pouvant atteindre 1,12). Mais c'est surtout dans les Terres Noires des chaînes subalpines Nord que l'on a suivi l'évolution la plus représentative. Le paramètre F reste globalement constant autour de 1,04 qui est typique d'une fabrique sédimentaire -à l'instar du site Ardéchois A1-, puis brutalement, dans la Nord de Chartreuse, le paramètre de foliation augmente très rapidement pour atteindre 1,12. Cette évolution en deux temps du paramètre F va de pair avec la généralisation de la schistosité observée sur le terrain et on assiste au passage brusque de la fabrique sédimentaire à la fabrique tectonique. Selon Doudoux et al. (1982), il se peut que l'influence de la charge des nappes préalpines débutent dès le Nord de la Chartreuse. Les augmentations de température et de pression associées au passage de ces nappes expliqueraient alors pourquoi on observe une évolution si brutalement contrastée du paramètre F.

IV-1-2 Le paramètre de linéation

L'évolution du paramètre de linéation est beaucoup plus bruitée. Outre les problèmes minéralogiques qui peuvent faire fluctuer les taux d'anisotropie de façon sensible (variation de l'anisotropie intrinsèque), il y a surtout la superposition de plusieurs orientations préférentielles dans le plan de foliation qui peuvent diminuer la valeur du paramètre de linéation. Les exemples typiques sont les L particulièrement faibles des sites E2, E5 et N14 qui peuvent s'expliquer par une compétition entre les phyllosilicates et les (titano)magnétites.

Dans l'ensemble, on remarque que les paramètres de linéation dans les chaînes subalpines Sud sont relativement importants (de l'ordre de 1,01) alors que ceux des chaînes subalpines Nord sont plus faibles en moyenne (1,005), mais ces derniers tendent à augmenter en allant vers le Nord.

Dans le premier cas, les L assez importants sont sans doute à attribuer au caractère précoce du plissement provençal, alors que dans le second cas, on aurait la somme des incréments transport + intersection. Notons que si l'augmentation des L est cohérente avec le gradient de déformation longitudinal observé dans cette zone, la dispersion des paramètres interdit toute tentative de retrouver la pente du gradient.

IV-2 Etude quantitative

IV-2-1 Cas des sites N7 et N17.

A partir des différences de susceptibilité dK (qui sont l'analogue de paramètres d'anisotropie) obtenues en anisotropie en champ fort sur les sites N7 et N17, on peut calculer un Dmax en supposant que les argiles sont représentés majoritairement par la chlorite. D'après Ballet (1979), le Hm d'une chlorite à 6 % de

Fe est de 17,6%. Connaissant les Hr de N7 et N17 qui sont respectivement égaux à 3,5% et 14,3%, on obtient des Dmax de l'ordre de 2,6 et de 85.

Pour des marqueurs planaires, on a la relation suivante (p.23):

$$D_{max} = \lambda_3^{3k/2}$$

avec $\lambda_3 = (l_1/l_0)^{1/2}$ et $k=-1$ (marqueur idéalement planaire)

Le rapport entre la longueur finale L_1 et initiale L_0 (fig.3,4) est de l'ordre de 0,7 pour N7 et de 0,2 pour N17, soit un raccourcissement de près de 30 % pour N7, ce qui est cohérent pour une fabrique sédimentaire, et de 80 % pour la fabrique tectonique du site N17. Ces valeurs souffrent bien entendu de nombreuses imprécisions. Ce ne sont que des ordres de grandeurs.

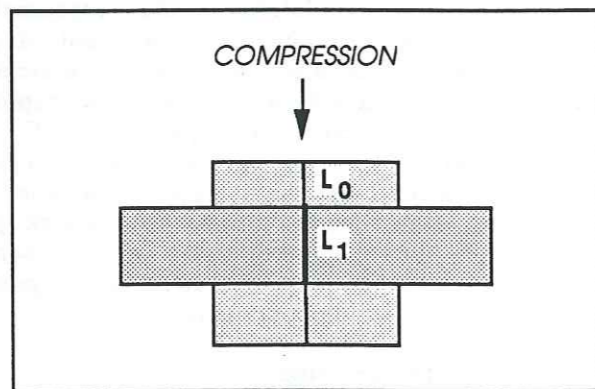


fig.3,4 Relation entre L_1 et L_0 dans le cas d'une compression simple.

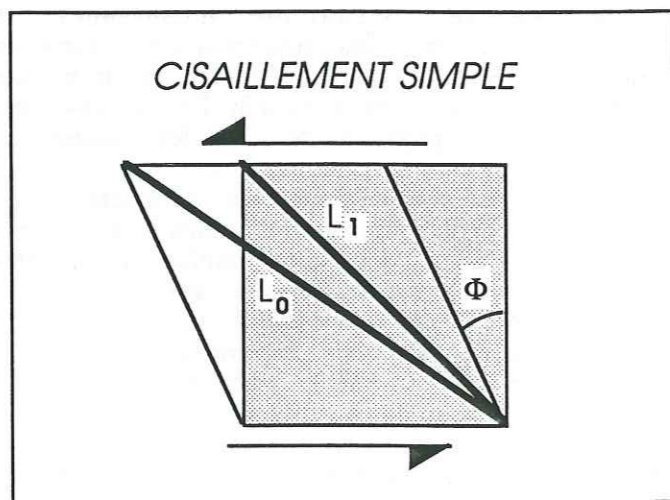


fig.3,5 Relations entre L_0 et L_1 dans le cas d'une déformation par cisaillement simple.

IV-2-2 Cas du site N12

Grâce à l'étude d'orientation de poudre sous champ (p.137), on a pu estimer un Dmax de 1,25 de l'OPF linéaire des marqueurs magnétiques du site. En reprenant l'équation du modèle de Fernandez, on a la relation :

$$D_{max} = \lambda_1^{3K/2} \quad \text{pour les marqueurs linéaires.}$$

K est le paramètre de forme. Si on choisit le rapport axial des marqueurs à 2 (grains d'origine détritique), on a $K = 0,6$

comme $\lambda_1 = (L_1/L_0)^2$ il vient $L_1/L_0 = 1,1$

L_0 étant la longueur initiale, L_1 la longueur finale. Comme la déformation est faible, on peut en première approximation considérer le mode de déformation en cisaillement simple (fig.3,5). On obtient alors un angle $\phi = 15^\circ$ pour un étirement de l'ordre de 10% (Ramsay, 1967) selon la direction horizontale. Pour une pile épaisse de 2000 mètres des Terres Noires, on obtient une flèche de cisaillement de l'ordre de 500 mètres.

IV-2-3 Discussion

Les valeurs que l'on vient de donner ne sont que des ordres de grandeurs. Les calculs souffrent d'un certain nombre d'incertitudes et de limitations qui sont :

- l'estimation de l'anisotropie intrinsèque des marqueurs (Hm);
- le choix de la fonction de densité, en effet les différences peuvent devenir importantes pour les rapports Hr/Hm élevés (Lamarche & Rochette, 1987b; Henry & Hrouda, 1989), ainsi la fonction de Fischer donnerait un Dmax de l'ordre de 15 pour N17 (au lieu de 85);
- le modèle de fabrique de révolution est une approximation du cas réel orthorhombique;
- la simplification du mode de déformation (aplatissement et cisaillement simple).

Quoiqu'il en soit, on peut tirer deux enseignements de cette approche quantitative :

- (1) on met en évidence un raccourcissement de l'ordre de 50% entre une fabrique sédimentaire (site N7) et une fabrique tectonique (site N17);
- (2) le flèche de cisaillement estimée est très faible comparée à la valeur minimale de 14 Km avancée par Mugnier et al. (1986). Cette différence suggère que le décollement a dû se concentrer dans une ou plusieurs bandes étroites des Terres Noires et d'autres faciès ductiles comme le Crétacé inférieur par exemple.

IV-3 Conclusion

Le problème majeur des Terres Noires, qui va à l'encontre d'une quantification fiable de la déformation, tient dans la compétition qui existe entre les phyllosilicates et les (titano)magnétites. Ces minéraux ont non seulement une anisotropie intrinsèque distincte, mais leurs orientations préférentielles respectives peut différer de façon très significatives (jusqu'à 90°).

Pour remédier à cela, l'anisotropie de susceptibilité anhystérétique peut être un bon compromis, mais cette méthode telle qu'elle est mise en oeuvre actuellement au LGIT souffre d'un manque de précision (amélioration en cours). De plus le temps inhérent à la mesure (45mn/échantillon) exclut une étude statistique à grande échelle nécessaire pour lisser les variations locales de la déformation.

Dans les roches où la matrice joue un rôle important, la solution la plus adaptée reste sans doute la mesure de l'anisotropie en champ fort. Une étude est en cours au LGIT pour développer un susceptibilitémètre qui permettrait des mesures rapides et précises. Gageons qu'un tel instrument trouvera de très nombreuses applications dans le magnétisme des roches.

V INTEGRATION DES RESULTATS MAGNETIQUES DANS UN MODELE GEODYNAMIQUE

Les linéations de transport ont une valeur cinématique qu'il nous faut exploiter. Mais avant cela, nous allons voir quels sont les principaux arguments qui nous font penser qu'une famille de ces linéations est bien liée à la direction de transport dans les massifs subalpins.

- (1) On retrouve ces linéations dans des faciès variés et elles sont réparties sur une grande hauteur stratigraphique (Callovien-Oxfordien et Crétacé inférieur) : elles n'ont donc pas une origine sédimentaire. Rappelons aussi qu'un site de Bathonien de Chartreuse montrait la même direction (Lamarche & Rochette, 1987a).
- (2) Les phases tectoniques étant globalement coaxiales dans les chaînes subalpines Nord, il ne s'agit pas d'un héritage tectonique d'une direction d'intersection.
- (3) Ce n'est pas un phénomène de compétition entre deux orientations préférentielles linéaires respectivement N-S et E-O.
- (4) Ce ne sont pas des linéations anormales (interférence grains monodomaines-polydomaines).
- (5) On retrouve clairement de telles linéations dans un contexte structural équivalent, quoique plus réduit, celui des Terres Noires de la demi-fenêtre d'Embrun.

Sur la figure 3,6 on a pointé l'ensemble des directions de transport obtenues dans cette étude, mais aussi celles issues des travaux de P. Rochette et G. Lamarche (Lamarche et Rochette, 1987a). Ces derniers ont souligné la très bonne correspondance qui existe entre les linéations magnétiques et les linéations déduites des microstructures compilées par Gamond, (1980). Notons que dans notre cas, les linéations que l'on met en évidence dans cette zone des Alpes Externes sont complètement inédites (hormis celles déjà décrites par Rochette et Lamarche).

Il nous faut maintenant expliquer :

- (1) le fait que l'on trouve des linéations de transport dans les Terres Noires et le Crétacé inférieur, mais pas dans le Jurassique moyen et inférieur.
- (2) la dispersion radiale, quoique non régulière autour de l'arc alpin occidental, de ces directions de transport.

V-1 Allochtonie des massifs subalpins

Le déplacement relatif des massifs subalpins est surtout manifeste dans la partie supérieure de la couverture, c'est-à-dire à partir des Terres Noires, où a lieu le décollement. Toutefois il est sinon certain, du moins probable que certains niveaux "parautochtones" du Jurassique moyen et inférieur aient pu être cisailés pendant une phase initiale de déplacement de la couverture des Massifs Cristallins Externes.

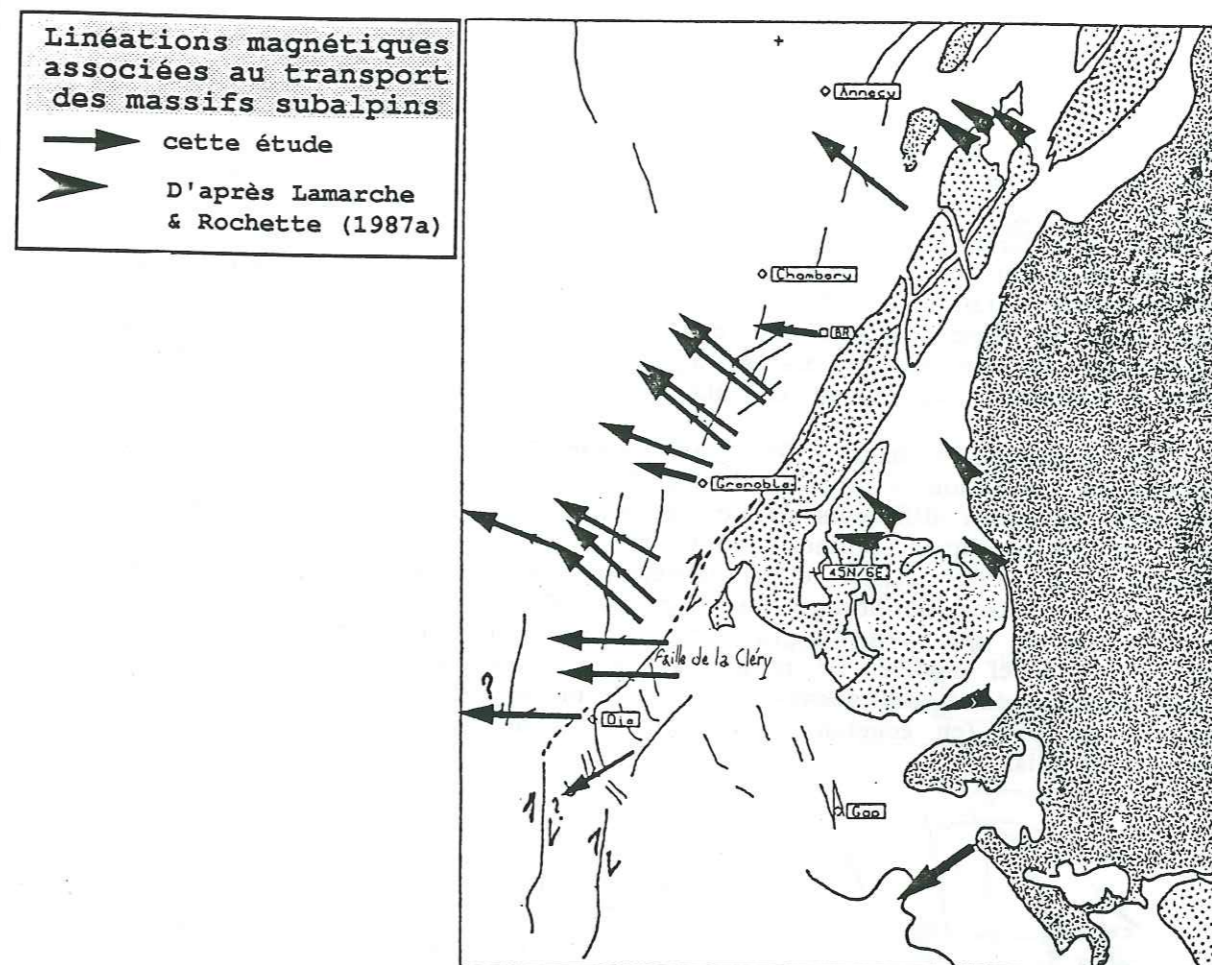


fig.3,6 Carte synthétique des linéations magnétiques supposées parallèles au transport des massifs subalpins.

On peut ainsi imaginer une phase, peut être contemporaine du chevauchement de Belledonne interne (Oligocène-Miocène) (Ménard, 1989), pendant laquelle l'ensemble des niveaux ductiles aurait enregistré précocement une direction de transport (fig.3,7a). Un argument qui corrobore cette présomption est la détection d'une linéation magnétique Nord-100 (cf fig. 3,6, site BR) dans le Bajocien (Jur. Moy) de la région de Poncharra (30 Km au Nord de Grenoble). Le site BR originellement étudié par Rochette (1983) a été remesuré avec le KLY-2 qui bénéficie d'une meilleure précision que le DIGICO, ce qui explique pourquoi cette linéation était passée quasiment inaperçue auparavant.

Après cette phase initiale, on peut supposer une seconde phase (Miocène-présent) qui pourrait être contemporaine du chevauchement de Belledonne externe. Le décollement de la couverture se confinerait alors essentiellement dans les niveaux des Terres Noires, et peut-être dans une moindre mesure dans les niveaux du Crétacé inférieur, c'est ce que l'on a indiqué sur la figure 3,7b. Dans un tel contexte, les Terres Noires pourraient avoir enregistré plusieurs incréments de déformation.

La phase principale de plissement dans cette chronologie intervient *a priori* tardivement. C'est dans cette phase compressive que les directions de transport du Jurassique moyen et inférieur, mais aussi celles des niveaux très ductiles des Terres Noires, ont pu être oblitérées par le développement de la schistosité et des linéations d'intersection associées (fig. 3,7c).

V-2 Divergence des directions de transport.

La divergence des directions de transport dans la zone externe des Alpes est suggérée par de nombreux auteurs (Goguel, 1963 ; Choukroune et al., 1986; Lacassin, 1989, Gratier et al., 1989; Ménard, 1989, Vialon et al., 1989). Choukroune et al. supposent que les directions de transport sont radiales à la géométrie en "L" des MCE alors que Gratier et al., à partir de la déformation enregistrée par le Tithonique (failles et plis), proposent un champ de vecteurs de déplacement alpins qui atteste d'une rotation antihoraire des directions de transport. L'hypothèse de Choukroune et al. n'est pas suffisante car il faut rendre compte d'une divergence des directions de transport, mais aussi d'une augmentation de la flèche de cisaillement (gradient longitudinal) en allant vers le N-NE.

C'est pourquoi Ménard (1989) et Vialon et al. (1989) proposent un mouvement de translation + rotation des MCE. Les mécanismes invoqués par ces auteurs sont cependant différents. Vialon et al., en se basant à la fois sur les données paléomagnétiques alpines -dont on trouvera une excellente synthèse dans Heller et al., 1989- et sur le parallélisme des grandes failles majeures (fig.3,8) supposent une rotation antihoraire du bloc des MCE. Notons que nos résultats paléomagnétiques qui font état d'une possible rotation antihoraire, accrédiateraient un tel modèle. De même, la rotation des zones internes par rapport aux chaînes subalpines impliquent un cisaillement dextre aux limites et la non cylindricité des plis (en échelon) ainsi que l'obliquité des directions de transport sur les axes de plis.

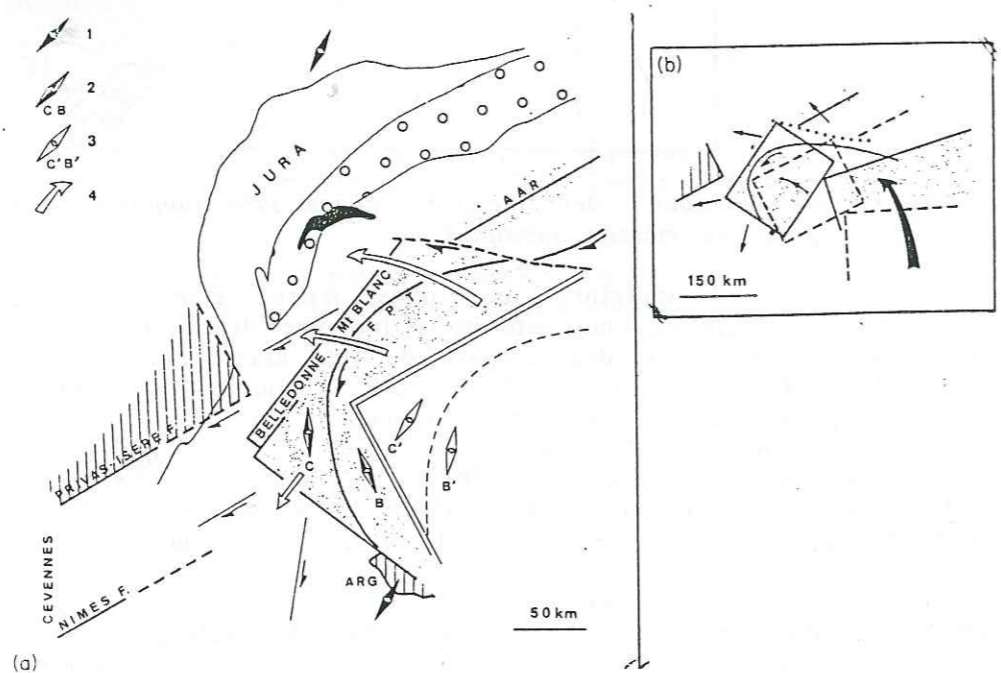
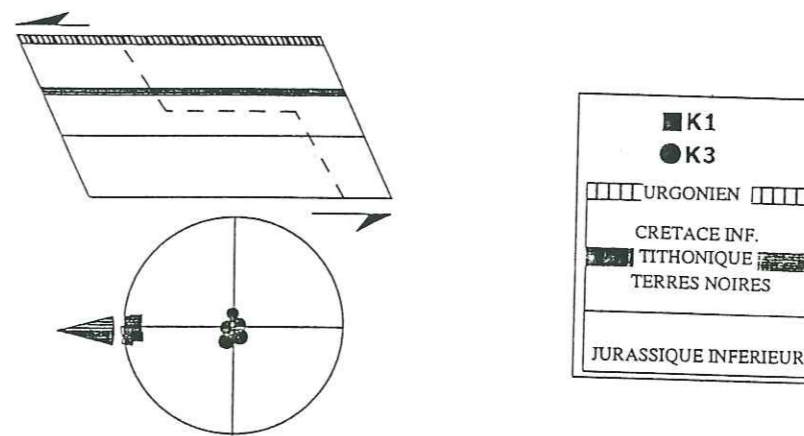


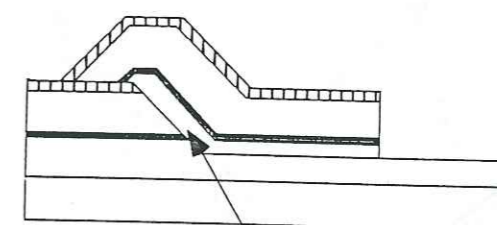
fig.3,8 Modèle de translation+rotation des MCE d'après Vialon et al. (1989). (1) Directions paléomagnétiques de l'Europe Stable (Permo-Trias) (2) Orientations paléomagnétiques dans des roches du Trias. (3) Orientations paléomagnétiques corrigées après une rotation des ensembles cristallins (grisés). Noter alors l'alignement des MCE avec les failles des Cévennes (hachurées). (4) Déplacements (translation + rotation) des MCE depuis leurs positions initiales. (b) Le mouvement de rotation à une échelle plus large avec les directions de transport associées.

(a)- Cisaillement-transport général

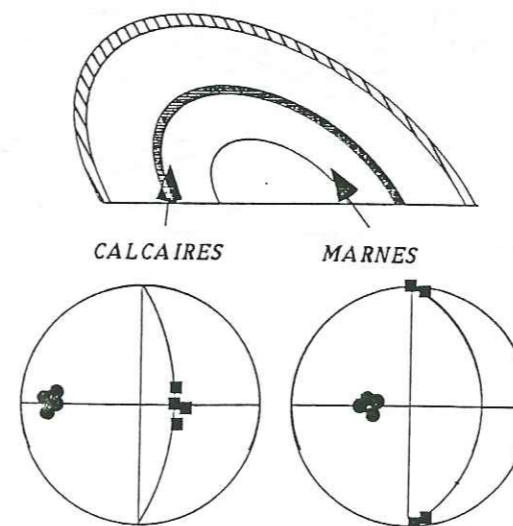


Linéations de cisaillement transport

(b)- Déplacement de la couverture



(c)- Phase tardive de plissement



Linéations de transport

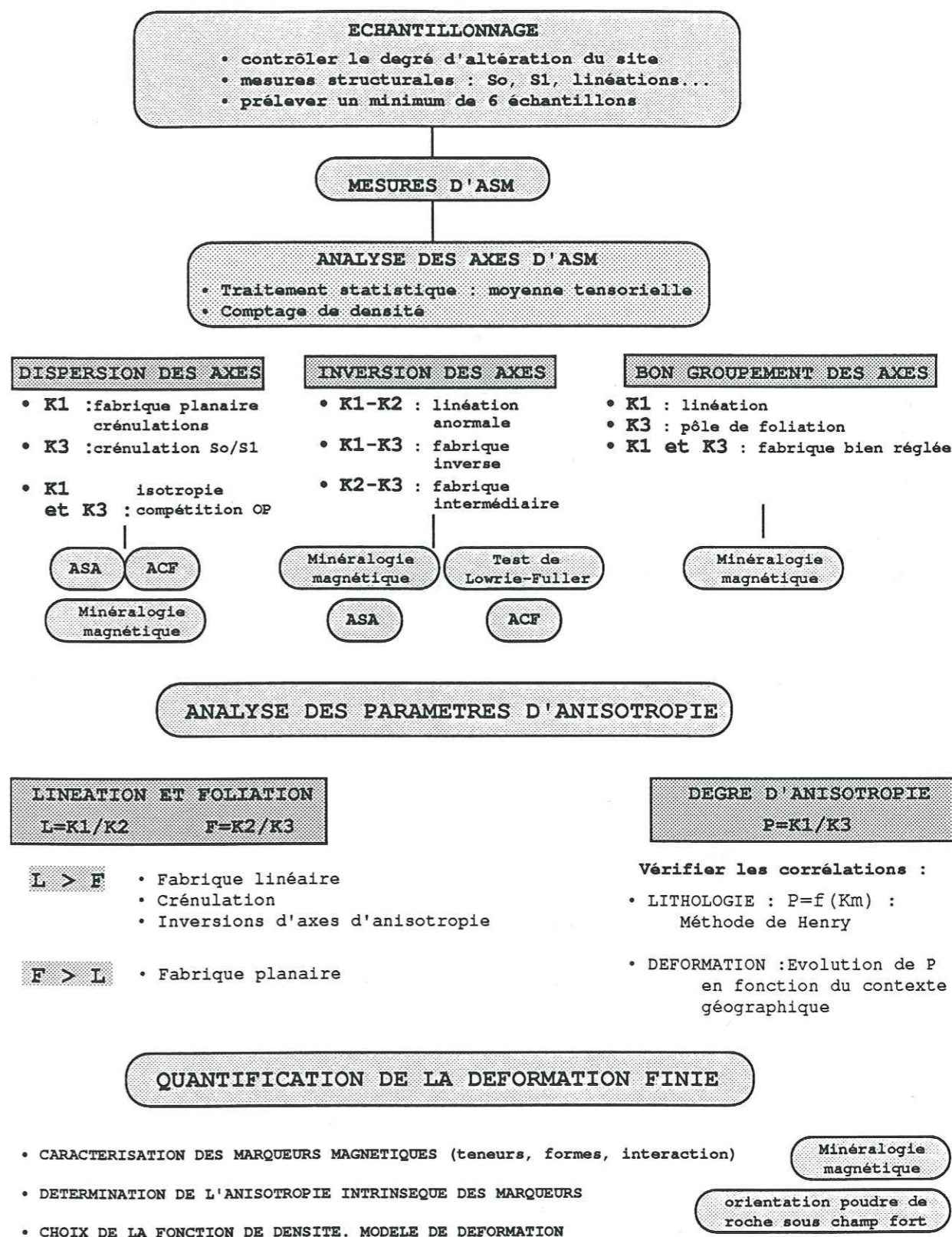
Linéations de transport linéation d'intersection

fig.3,7 Evolution possible de la couverture subalpine Nord. On suppose ici que les Terres Noires enregistrent deux incréments de cisaillement transport ; le premier lors d'un cisaillement précoce de la couverture, puis un second lors du déplacement de la couverture, localisé dans les niveaux ductiles des Terres Noires.

En revanche, si les axes d'ASA restent anormaux, la perturbation est sans doute d'origine tectonique ou, mais cela reste très hypothétique, correspond à un mélange de grains pseudomonodomaines - polydomaines.

La quantification de la déformation finie par la seule utilisation de l'ASM est d'autant plus précise que la minéralogie magnétique est simple. On a montré que l'accès à la valeur moyenne de Hm pouvait être atteinte efficacement en orientant un poudre sous champ. Cependant, il est certain que lorsque plusieurs phases interfèrent, l'utilisation conjointe de l'ASM et de l'ACF doit permettre une bien meilleure approche de la déformation finie et des structures superposées. Notons qu'une application quantitative des données d'ASA est moins satisfaisante car la valeur moyenne des Hm des grains ferromagnétiques fluctuent beaucoup avec la nature et la taille des grains.

L'ASA et l'ACF apparaissent ici comme des méthodes qui complètent efficacement l'ASM. Le principal avantage de l'ASA, qui n'a été exploitée que partiellement dans cette thèse, est la possibilité de discriminer finement la taille des marqueurs ferromagnétiques. L'application immédiate est de faire ressortir des sous fabriques (Jackson et al., 1989). L'ACF utilisée conjointement avec l'ASA, dans le cas où la matrice argileuse est très abondante, devrait permettre un élargissement du champ d'investigation qui ira de la distinction entre fabriques ferromagnétiques et paramagnétiques (Hrouda et al., 1989) jusqu'à la quantification de la déformation finie. Il est certain que le développement d'un "susceptibilitémètre" en champ fort qui allierait vitesse et précision des mesures comme le Kappabridge serait très utile pour étudier efficacement la déformation des roches par voie magnétique.



CONCLUSIONS GENERALES

L'accès aux très faibles orientations préférentielles des minéraux dues aux déformations enregistrées par une roche sédimentaire faiblement magnétique, est rendu possible par l'utilisation d'un certain nombre d'outils magnétiques. On a d'une part une méthode de mesure déjà bien éprouvée; celle de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), et d'autre part, des méthodes plus discriminantes et d'utilisation très récente; l'Anisotropie de Susceptibilité Anhystérique (ASA) - qui mesure la contribution ferromagnétique- et l'Anisotropie de Susceptibilité en Champ Fort (ACF) - qui mesure les contributions dia- para- et anti-ferromagnétiques.

Je me suis efforcé au cours de ce travail, de préciser le rôle et la valeur dans l'évolution de la déformation des différents marqueurs magnétiques qui contribuent aux caractères structuraux des Terres Noires. Plusieurs facteurs sont importants à préciser :

- (i) **La teneur relative des différents constituants** : dans les faciès très argileux, la contribution de la matrice argileuse (teneur entre 20 et 60%) domine largement la valeur globale de la susceptibilité magnétique au détriment de celle qui est due à la fraction ferromagnétique (teneur de l'ordre du ppm).
- (ii) **La forme des marqueurs en fonction de leur nature** : dans une roche sédimentaire, où la compaction joue un grand rôle dans la déformation, les phyllosilicates ont une meilleure Orientation Préférentielle de Forme (OPF) que les grains de titanomagnétite de forme oblongue. Ainsi l'ASM est dominée par l'organisation de la matrice argileuse, et cela même dans des faciès relativement calcaires. Cependant en cas d'étirement important, les grains de magnétite, par leurs formes ellipsoïdales, vont développer une OPF linéaire qui entrera en compétition, et parfois supplantera, celle des phyllosilicates.
- (iii) **La taille des grains ferromagnétiques** : on a présenté un modèle numérique simple qui explique les phénomènes d'inversion d'axes d'ASM mais aussi d'ASA, lorsque la proportion en grains monodomains et pseudomonodomains augmente. On peut ainsi rendre compte d'une linéation anormale (inversion des axes K1-K2), d'une fabrique intermédiaire (inversion des axes K2-K3) et d'une fabrique inverse (inversion des axes K1-K3). Ces trois cas ont été observés dans les faciès calcaires des Terres Noires. On a soulevé le cas intéressant des grains pseudomonodomains qui pourraient avoir des caractéristiques magnétiques tout à fait singulières (axe de susceptibilité maximale et axe d'aimantation rémanente maximale perpendiculaire à l'axe d'allongement du grain).
- (iv) **Les OPF des différents marqueurs** : on a montré que dans un contexte de cisaillement + aplatissement, les grains de magnétite tendent à conserver une OPF linéaire parallèlement à la projection X du cisaillement - c'est à dire la linéation de transport - alors que les phyllosilicates se crénelent rapidement autour de la direction d'intersection stratification-schistosité. Il résulte une compétition des 2 OPF linéaires qui se manifeste à la fois qualitativement avec la dispersion des axes K1, mais aussi quantitativement, avec une sous-estimation des paramètres d'anisotropie.

Dans un tel contexte où les marqueurs magnétiques s'opposent en se combinant de diverses façons, on a montré l'intérêt de faire une étude des propriétés magnétiques en tenant compte de la minéralogie des composants de la roche et particulièrement de l'influence de la matrice, mais aussi sur des caractères singuliers des grains ferromagnétiques beaucoup moins abondants. Les études

d'ASA et d'ACF qui complètent judicieusement l'ASM dans le cas de fabriques perturbées indiquent respectivement les OPF des ferromagnétiques et de la matrice.

• *L'apport des données magnétiques.*

Lorsque les conditions s'y prêtent, les axes d'ASM, d'ASA et d'ACF donnent accès aux axes de la déformation finie d'une roche et dans une moindre mesure, les paramètres d'anisotropie d'ASM caractérisent le taux de déformation.

En ce sens l'étude des Terres Noires et du Crétacé inférieur subalpins ont considérablement élargi le champ d'investigation des méthodes magnétiques.

C'est d'abord le cas des linéations parallèles au transport des massifs subalpins, indétectables directement sur le terrain mais détectés magnétiquement. Il est probable que dans ce cas, seules les méthodes magnétiques sont capables d'accéder à de très faibles OPF linéaires.

C'est aussi la détermination d'une évolution tangible des paramètres d'anisotropie avec l'évolution régionale de la déformation. Une évolution qui est cependant nuancée, d'une part par la lithologie et la minéralogie magnétique qui en découle -un faciès calcaire aura un paramètre de foliation magnétique moins important que celui d'un faciès marneux à taux de déformation équivalent-, d'autre part, par les variations locales de la déformation finie (rejeux tardifs, failles, etc.). De l'Ardèche au front subalpin de Savoie, on observe une évolution en deux temps du paramètre de foliation magnétique F des Terres Noires des chaînes subalpines Nord: le paramètre F est stable, typique d'une fabrique planaire sédimentaire, jusqu'à ce qu'apparaisse la schistosité. Le paramètre F augmente alors brutalement comme augmente aussi la flèche du cisaillement de la couverture déformée des Massifs Cristallins Externes. Cependant la dispersion des paramètres empêche toute corrélation plus précise.

Il ne nous a pas été possible de mener à bien une quantification cohérente de la déformation finie dans les Terres Noires en raison de la complexité des marqueurs qui interfèrent. On a toutefois suggéré l'utilisation des résultats d'une expérience très prometteuse pour déterminer l'anisotropie intrinsèque linéaire des minéraux: c'est l'orientation d'une poudre de roches sous champ. Une tentative de corrélation entre le taux de compaction d'une fabrique d'argile expérimentale s'est révélée infructueuse, principalement pour des raisons méthodologiques que l'on a détaillées.

La moisson des données magnétiques obtenues à partir des Terres Noires, et dans une moindre mesure du Crétacé inférieur, a permis de confirmer et préciser des modèles géodynamiques relatifs au déplacement des massifs subalpins (translation + rotation du bloc crustal). Cela donne une nouvelle dimension aux mesures d'anisotropie magnétiques effectuées car elles ont maintenant des applications géodynamiques comme le paléomagnétisme.

Enfin, l'étude paléomagnétique des Terres Noires qui clôturait cette investigation magnétique met en évidence des directions d'aimantation primaire qui ouvrent un terrain d'étude particulièrement prometteur.

L'ASM est maintenant une technique d'étude devenue presque banale dans les Sciences de la Terre. Gageons que l'ASA -qui est facile à mettre en oeuvre dans un laboratoire de paléomagnétisme- et l'ACF -qui mérite certainement une mise au point- vont connaître un développement sinon comparable, du moins aussi important que l'ASM.

ANNEXE I

CARACTERISTIQUES DE L'ECHANTILLONNAGE ET DU TRAITEMENT DES ECHANTILLONS

--TABLEAU RECAPITULATIF--

| (1) | (2) | lat. | long. | n | Facès | So | S1 | Li | Fr | Traitement |
|----------------------------------|-----|-------|-------|----|-------|--------|--------|--------|--------------|-------------|
| CALLOVO-OXFORDIEN | | | | | | | | | | |
| • ARDECHE | | | | | | | | | | |
| A1 | PC | 44,49 | 4,27 | 13 | ▬▬▬ | 25E15 | / | / | / | 1-4-5-6 |
| A2 | PB | 44,66 | 4,38 | 10 | ▬▬▬ | 40N9 | / | / | 100/50 | 1-6 |
| • CHAINES SUBALPINES SUD | | | | | | | | | | |
| Baronnies | | | | | | | | | | |
| S1 | EA | 44,20 | 5,54 | 6 | ▬▬▬ | 65N30 | = | / | / | 1-5 |
| S1* | EB | " | " | 7 | ▬▬▬ | " | = | / | / | 1-5 |
| Diois | | | | | | | | | | |
| S2 | DC | 44,33 | 5,37 | 15 | ▬▬▬ | 152W13 | / | / | 350,250/90 | 1-2-5 |
| S3 | DA | 44,42 | 5,40 | 12 | ▬▬▬ | 130/90 | / | / | / | 1-5 |
| S4 | DB | 44,42 | 5,29 | 12 | ▬▬▬ | 160E28 | / | / | / | 1-5 |
| S5 | DF | 44,42 | 5,12 | 14 | ▬▬▬ | 50W17 | / | / | / | 1-5 |
| S6 | DE | 44,46 | 5,21 | 14 | ▬▬▬ | horiz. | 0W20 | / | / | 1-5 |
| S7 | DD | 44,46 | 5,21 | 12 | ▬▬▬ | 126E45 | / | / | / | 1-5 |
| Dévoluy | | | | | | | | | | |
| S8 | DJ | 44,42 | 5,12 | 12 | ▬▬▬ | 75S74 | / | 80/12 | / | 1-2 |
| S9 | DI | 44,46 | 5,46 | 10 | ▬▬▬ | pli | / | 150/5 | / | 1 |
| S10 | DH | 44,47 | 5,55 | 11 | ▬▬▬ | 111S82 | / | 150/5 | / | 1 |
| S11 | DG | 44,49 | 5,54 | 9 | ▬▬▬ | 155W30 | / | / | 45S85,105N80 | 1-2 |
| Demi-fenêtre d'Embrun | | | | | | | | | | |
| E1 | DM | 44,28 | 6,24 | 6 | ▬▬▬ | 140W45 | 35E45 | / | / | 1-2 |
| E2 | DN | 44,23 | 6,22 | 7 | ▬▬▬ | = | 180E42 | 335/8 | / | 1-2 |
| E3 | DR | 44,28 | 6,21 | 8 | ▬▬▬ | 145W20 | 150E62 | 160/11 | / | 1-2 |
| E4 | DQ | 44,28 | 6,20 | 8 | ▬▬▬ | = | 150E30 | 170/10 | / | 1-2 |
| E5 | DP | 44,29 | 6,19 | 7 | ▬▬▬ | = | 150E60 | 0/20 | / | 1-2 |
| E6 | DK | 44,32 | 6,23 | 16 | ▬▬▬ | 150E50 | 135E40 | / | / | 1 |
| E7 | DL | 44,33 | 6,16 | 12 | ▬▬▬ | 165E40 | 160E60 | / | / | 1 |
| E8 | DS | 44,34 | 6,12 | 13 | ▬▬▬ | 90N10 | 100N30 | 35/20 | / | 1 |
| • CHAINES SUBALPINES NORD | | | | | | | | | | |
| Vercors | | | | | | | | | | |
| N1 | RS | 44,58 | 5,39 | 11 | ▬▬▬ | 24W57 | / | / | / | 1-4-5 |
| N2 | RT | 44,50 | 5,37 | 12 | ▬▬▬ | 0W34 | 155W20 | / | / | 1-4-5-6 |
| N3 | RU | 44,52 | 5,35 | 11 | ▬▬▬ | 140W46 | = | / | / | 1-4-5 |
| N4 | RX | 44,54 | 5,35 | 16 | ▬▬▬ | 0W35 | / | / | / | 1-4-5-6 |
| N4* | RY | " | " | 10 | ▬▬▬ | " | / | / | / | 1-2-4-5 |
| N5 | RZ | 44,58 | 5,35 | 11 | ▬▬▬ | 20W40 | / | / | / | 1-4-5 |
| N5* | SB | " | " | 12 | ▬▬▬ | " | / | / | / | 1-4-5 |
| N6 | SA | 45,01 | 5,38 | 10 | ▬▬▬ | 30W35 | / | / | / | 1-4-5 |
| N7 | RV | 45,03 | 5,36 | 10 | ▬▬▬ | 35W48 | / | 12/24 | 90/90,20/90 | 1-2-3-4-5 |
| N7* | RW | " | " | 11 | ▬▬▬ | 32W40 | / | 10/11 | / | 1-4-5-6 |
| Chartreuse | | | | | | | | | | |
| N8 | RM | 45,14 | 5,45 | 12 | ▬▬▬ | 160E35 | / | / | 110S45 | 1-4-5-6 |
| N9 | RK | 45,15 | 5,48 | 7 | ▬▬▬ | 46W53 | / | / | 68S70 | 1-4-5-6 |
| N10 | RN | 45,17 | 5,55 | 36 | ▬▬▬ | 85N18 | / | 15/0 | 87S87 | 1-2-4-5-6 |
| N11 | RJ | 45,20 | 5,48 | 14 | ▬▬▬ | 22W25 | / | / | / | 1-4-5-6 |
| N12 | RH | 45,21 | 5,56 | 17 | ▬▬▬ | 33W20 | 55S58 | / | / | 1-2-3-4-5-6 |
| N13 | RR | 45,23 | 5,57 | 12 | ▬▬▬ | 20W56 | 33E52 | / | / | 1-4-5-6 |
| N14 | RQ | 45,26 | 5,58 | 13 | ▬▬▬ | 12W30 | = | 12/30 | 15W80 | 1-4-5 |
| Bauges | | | | | | | | | | |
| N15 | RP | 45,37 | 6,17 | 13 | ▬▬▬ | 155N55 | 160N35 | / | 126S72 | 1-5 |
| N16 | RO | 45,41 | 6,20 | 12 | ▬▬▬ | 45W23 | 0E20 | / | / | 1-5 |
| N17 | ME | 45,52 | 6,29 | 17 | ▬▬▬ | 179W35 | 34W30 | / | / | 1-2-3-5 |
| NEOCOMIEN | | | | | | | | | | |
| • VERCORS | | | | | | | | | | |
| BV1 | SC | 44,56 | 5,35 | 13 | ▬▬▬ | 10W45 | / | / | / | 1 |
| BV2 | SF | 45,04 | 5,22 | 13 | ▬▬▬ | 30E15 | / | / | / | 1-4-5 |
| • CHARTREUSE | | | | | | | | | | |
| BV3 | RL | 45,27 | 6,04 | 11 | ▬▬▬ | 20W45 | / | / | / | 1 |
| BV4 | SE | 45,28 | 5,39 | 13 | ▬▬▬ | 100W20 | / | / | / | 1-4-5 |

LEGENDE

(1); index du site, (2); nom du site, lat; latitude, long; longitude, n; nombre nombre de carottes, faciès; ▬▬▬ calcaire
 ▬▬▬ marnes et calcaires dominants ▬▬▬ marno-calcaires ▬▬▬ marnes dominantes et calcaires ▬▬▬ marnes, So; stratification,
 S1; schistosité Li; linéation, Fr; failles, Traitement; 1-ASM, 2-ASA, 3-ACF, 4-champ fort, 5-test LF, 6-paléomagnétisme

ANNEXE II

RESULTATS DES MOYENNES TENSORIELLES

| Site | n | Km | σKm | L | σL | F | F | K1 | | K3 | | E12 | E32 | E31 |
|------|----|-----|-----|-------|----|-------|----|-----|----|-----|----|-----|-----|-----|
| | | | | | | | | D | I | D | I | | | |
| A1 | 13 | 94 | 2 | 1,000 | 2 | 1,037 | 8 | 180 | 0 | 270 | 82 | 75 | 5 | 8 |
| A2 | 10 | 95 | 16 | 1,003 | 3 | 1,015 | 15 | 46 | 6 | 255 | 84 | 17 | 10 | 13 |
| S1 | 6 | 327 | 65 | 1,016 | 6 | 1,014 | 5 | 267 | 2 | 164 | 85 | 17 | 7 | 4 |
| S1* | 7 | 316 | 35 | 1,010 | 3 | 1,018 | 4 | 71 | 0 | 162 | 88 | 20 | 6 | 6 |
| S2 | 15 | 129 | 49 | 1,010 | 11 | 1,002 | 5 | 240 | 1 | 194 | 38 | 5 | 33 | 4 |
| S3 | 12 | 55 | 8 | 1,002 | 3 | 1,015 | 15 | 222 | 6 | 31 | 84 | 15 | 5 | 8 |
| S4 | 12 | 143 | 35 | 1,007 | 5 | 1,017 | 13 | 241 | 5 | 125 | 79 | 17 | 8 | 4 |
| S5 | 14 | 32 | 32 | 1,005 | 7 | 1,011 | 23 | 85 | 3 | 333 | 82 | 9 | 12 | 7 |
| S6 | 14 | 106 | 35 | 1,007 | 8 | 1,010 | 9 | 291 | 8 | 107 | 82 | 13 | 4 | 8 |
| S7 | 12 | 155 | 56 | 1,004 | 6 | 1,020 | 6 | 326 | 5 | 126 | 85 | 12 | 5 | 5 |
| S8 | 12 | 260 | 70 | 1,031 | 24 | 1,033 | 42 | 198 | 3 | 287 | 11 | 10 | 12 | 5 |
| S9 | 10 | 190 | 48 | 1,020 | 7 | 1,010 | 6 | 178 | 0 | 307 | 89 | 2 | 9 | 5 |
| S10 | 11 | 275 | 44 | 1,008 | 14 | 1,053 | 38 | 164 | 3 | 23 | 86 | 33 | 8 | 7 |
| S11 | 9 | 202 | 178 | 1,010 | 15 | 1,006 | 12 | 271 | 2 | 180 | 22 | 24 | 55 | 10 |
| E1 | 6 | 252 | 106 | 1,013 | 17 | 1,041 | 37 | 76 | 5 | 251 | 85 | 33 | 11 | 14 |
| E2 | 7 | 266 | 84 | 1,002 | 4 | 1,058 | 62 | 105 | 4 | 270 | 85 | 60 | 18 | 10 |
| E3 | 8 | 177 | 34 | 1,012 | 21 | 1,049 | 20 | 233 | 3 | 104 | 85 | 14 | 6 | 11 |
| E4 | 8 | 174 | 30 | 1,012 | 3 | 1,092 | 15 | 350 | 2 | 231 | 88 | 7 | 5 | 4 |
| E5 | 7 | 205 | 29 | 1,002 | 5 | 1,061 | 22 | 221 | 0 | 121 | 89 | 21 | 2 | 4 |
| E6 | 16 | 279 | 176 | 1,008 | 10 | 1,003 | 19 | 189 | 12 | 55 | 72 | 17 | 35 | 14 |
| E7 | 12 | 243 | 25 | 1,013 | 3 | 1,027 | 12 | 358 | 2 | 260 | 88 | 6 | 2 | 3 |
| E8 | 13 | 255 | 61 | 1,006 | 4 | 1,022 | 21 | 286 | 4 | 172 | 86 | 12 | 4 | 2 |
| N1 | 8 | 194 | 25 | 1,003 | 2 | 1,028 | 14 | 181 | 1 | 279 | 81 | 16 | 15 | 4 |
| N2 | 12 | 152 | 29 | 1,003 | 1 | 1,024 | 14 | 272 | 6 | 73 | 84 | 16 | 11 | 7 |
| N3 | 9 | 245 | 81 | 1,008 | 3 | 1,061 | 32 | 318 | 2 | 122 | 88 | 8 | 3 | 6 |
| N4 | 10 | 308 | 193 | 1,002 | 3 | 1,034 | 15 | 255 | 0 | 139 | 89 | 31 | 8 | 6 |
| N4* | 14 | 188 | 66 | 1,005 | 2 | 1,023 | 15 | 272 | 7 | 124 | 82 | 10 | 3 | 3 |
| N5 | 10 | 145 | 16 | 1,003 | 2 | 1,023 | 5 | 132 | 0 | 10 | 89 | 11 | 17 | 6 |
| N5* | 12 | 128 | 26 | 1,005 | 4 | 1,004 | 5 | 268 | 0 | 89 | 90 | 7 | 13 | 20 |
| N6 | 10 | 122 | 27 | 1,003 | 6 | 1,014 | 13 | 194 | 2 | 309 | 85 | 39 | 6 | 10 |
| N7 | 10 | 351 | 36 | 1,006 | 4 | 1,009 | 5 | 59 | 0 | 329 | 72 | 18 | 6 | 7 |
| N7* | 10 | 175 | 28 | 1,005 | 1 | 1,033 | 5 | 201 | 2 | 103 | 78 | 7 | 3 | 4 |
| N8 | 13 | 136 | 34 | 1,006 | 5 | 1,020 | 8 | 288 | 4 | 79 | 85 | 6 | 2 | 3 |
| N9 | 7 | 106 | 36 | 1,018 | 10 | 1,029 | 25 | 133 | 1 | 263 | 89 | 6 | 16 | 10 |
| N10 | 36 | 173 | 47 | 1,004 | 3 | 1,035 | 10 | 305 | 1 | 24 | 88 | 11 | 6 | 3 |
| N11 | 12 | 32 | 24 | 1,003 | 4 | 1,010 | 23 | 299 | 0 | 180 | 89 | 28 | 11 | 20 |
| N12 | 13 | 346 | 176 | 1,012 | 5 | 1,019 | 17 | 322 | 0 | 122 | 90 | 7 | 5 | 5 |
| N13 | 12 | 226 | 66 | 1,016 | 5 | 1,027 | 9 | 178 | 0 | 269 | 84 | 6 | 3 | 4 |
| N14 | 8 | 240 | 27 | 1,002 | 2 | 1,080 | 10 | 150 | 1 | 336 | 89 | 54 | 4 | 6 |
| N15 | 14 | 165 | 61 | 1,016 | 7 | 1,065 | 29 | 102 | 0 | 192 | 88 | 8 | 2 | 4 |
| N16 | 11 | 220 | 19 | 1,009 | 3 | 1,135 | 25 | 307 | 2 | 83 | 88 | 15 | 3 | 3 |
| N17 | 16 | 244 | 31 | 1,017 | 7 | 1,113 | 25 | 220 | 4 | 112 | 79 | 5 | 5 | 4 |
| BV1 | 13 | 46 | 20 | 1,002 | 1 | 1,004 | 4 | 313 | 0 | 86 | 90 | 15 | 5 | 7 |
| BV2 | 11 | 24 | 7 | 1,004 | 3 | 1,008 | 5 | 292 | 0 | 184 | 90 | 11 | 5 | 4 |
| BV3 | 11 | 48 | 7 | 1,001 | 1 | 1,038 | 5 | 103 | 3 | 275 | 87 | 16 | 7 | 3 |
| BV4 | 13 | 41 | 14 | 1,001 | 1 | 1,004 | 2 | 211 | 5 | 28 | 88 | 14 | 13 | 8 |

Km (10-6SI), L=K1/K2, F=K2/K3, Eij demi-angle de confiance, σ : écart-type

RESULTATS DES MOYENNES TENSORIELLES
(après correction tectonique)

BIBLIOGRAPHIE

- Aprahamian J. *Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les alpes francaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite*. Geodinamica Acta., 2, 25-32, 1988
- Arnaud H. *De la plate-forme urgonienne au bassin Vocontien :le Barrémo-Bédoulien des alpes occidentales entre l'Isère et Buëch*. Géologie Alpine. ,12, Thèse d'état, 768 p, 1981.
- Arch J., A.J. Maltman and R.J. Knipe, *Shear zone geometries in experimentally deformed clay : the influence of water content, strain rate and primary fabric*. J. Struct. Geol., 10, 91-99, 1988.
- Aubourg C., *Etude de la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines*, Rapport de stage de DEA, Grenoble, 31, 1987.
- Aubourg C. et P. Rochette, *Paramagnetic and ferromagnetic fabrics of subalpine black shales*, IAGA VIth Assembly, Exeter, 1989.
- Aubourg. C, Rochette P. & P. Vialon. *Directions de transport révélées par la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines (Alpes Francaises)*. Soumis au C.R. Acad. Sc. de Paris.
- Aubourg. C, Rochette P. & P. Vialon. *Cryptic stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (french Alps)*. Accepté a Tectonophysics.
- Arpin R., *Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse*, Thèse d'université, Grenoble, 141, 1988.
- Artru. P. *Les terres Noires du bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) Stratigraphie, sédimentologie, Géochimie*. Thèse Sc., Univers. Lyon, 356p, 1972.
- Ballet O., *Fe²⁺ dans les silicates lamellaires : étude magnétique et Mössbauer*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble 120, 1979.
- Ballet O.,J.M.D. Coey et K.J. Burke , *Magnetic properties of silicates ; 2:1:1 layer minéraux*. Phys. Chem. Minéraux, 12, 370-378, 1985.
- Bailly M.E. & D.J. Dunlop, *Alternating field characteristic of pseudosingle-domain (2-14 µm) and multidomain magnetite*, Earth Planet. Sci. Lett. 63,335-352, 1983.
- Banerjee S.K., J. King et J. Marvin, *A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies*, Geophys. Res. Lett., 8, n° 4, 333-336, 1981.
- Barfety J.C., *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, 1985.
- Barfety J.C.,J.Debelmas et R. Mouterde, *Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W. et S.E. du massif de Belledonne*. Géol Alpine, t 48, 61-86, 1972.
- Bathal R.S., *Magnetic anisotropy in rocks*, Earth. Sci. Rev., 7, 227-253, 1971.
- Berggren W., D. Kent, J. Flynn and J. Van Couvering, *Cenezoic geochronologie*, Geological Society of America, Bulletin, 96, 1407-1418, 1985.
- Besse. *Cinématique des plaques et dérive des pôles magnétiques. Evolution de la Téthys, collision continentale et couplage noyau manteau*. Thèse univ. de Paris, 380 p, 1986.
- Besnus M.J. and A. J. Meyer, *Nouvelles données expérimentales sur le magnetisme de la pyrrhotine naturelle*, Proceedings of the International Conference of Magnetism Nottingham, p 507-511,1964.
- Bhathal R.S., *Magnetic Anisotropy in rocks*. Earth. Sci. Rev., 7, 227-253, 1971.
- Bonaz R. *Quantification des corrélations entre l'anisotropie de structure et l'anisotropie mécanique des argiles*. Thèse de l'univ. de Grenoble.,1976.
- Borradaile G. *Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain*. Tectonophysics, 138: 327-329. 1987
- Borradaile G. *Magnetic suceptibility, petrofabrics and strain*. Tectonophysics.,156, 1-20,1988.
- Borradaile G., S. Tella & J. McArthur, *Magnetic fabric as a kinematic indicator of folts : a test case*. III, 1, 3-11, 1989.
- Borradaile G. et D.H. Tarling, *The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks*. Tectonophysics, 77, 151-168, 1981.
- Borradaile G. et J.S. Mothersill, *Coaxial deformed magnetic fabrics without simply correlated magnitudes of principal values*, Phys. Earth Planet. Interiors, 35, 294-300, 1984.

- Borradaile G.J. & C. Alford. *Experimental shear zone and magnetic fabrics*. J. of Struc. Geology., 10, 8, 895-904, 1988.
- Borradaile G.J. & M.A. Puumala. *Synthetic magnetic fabric in a plasticene medium*. Tectonophysics, 164, 73-78, 1989.
- Bouchez J. L., *Traitement automatique des données directionnelles*. Trav. Lab. Tectonophysique Nantes, 34, 1977.
- Carmichael R.S., *Handbook of physical properties of rocks*, CRC Press. Boca Raton. Florida, 2, 320, 1982.
- Channell J.E.T., W. Lowrie, P. Piali et F. Venturi, *Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land sections*, Earth Planet. Sci. Lett. 68, 309-325, 1984.
- Choukroune P., H. Ballevre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle et J.P. Vuichard, *Deformation and motion in the western alpine arc*. Tectonics, 5, n° 2, 215-226, 1986.
- Cisowski . *Interacting vs non interacting single domain behaviour in natural synthetic samples*. Phys. Earth. Plan. Int., 26, 56-62, 1981.
- Clark D.A., *Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains*, Geophys. Res. Lett. 11, 173-176, 1984.
- Coe J.M.D., A. Moukarika et O. Ballet, *Magnetic order in silicate minerals*. J. Appl. Phys., 53(11), Nov. 1982.
- Cogné J.P., *Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées*, Thèse d'état, Rennes, 1987a.
- Cogné J.P., *Experimental and numerical modelling of IRM rotation in deformed synthetic samples*. Earth & Planet. Sci. Lett, 86, 39-45, 1987b.
- Cogné J.P. et H. Perroud, *Anisotropy of magnetic susceptibility as a strain gauge in the Flamanville granite, NW France*, vol. 51, No 4, 264-271, 1988.
- Coward M. & D. Dietrich, *Alpine tectonics- an overview*. Alpine tectonics, Geological Society Special Publication, 45, 1-33, 1989.
- Creer K.M., *Rock Magnetic investigations at low temperatures, in methods in paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 1967.
- Daly L. et M. d'Albissin, *Correlation entre les anisotropies de susceptibilité magnétique et de dilatation thermique; application en structurologie*, C.R. Acad. Sci. Paris, 267, 473-476, 1968.
- Daly L., *Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées*. Thèse d'état, Paris IV, 340, 1970.
- Daly L. & Zinsser. *Etude comparative des anisotropie de susceptibilités et d'aimantations rémanentes isothermes. Conséquences pour l'analyse microstructurale et le paléomagnétisme*. Ann. Geophys., 29, 189-200, 1973.
- David & Evans. *Interacting single domain properties of magnetic intergrowths*. J. Geophys. Res., 81, 989-994, 1976.
- Debelmas J., *Géologie de la France : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays*. Doin ed., Paris, 1974.
- Debelmas J. et C. Kerckhove, *Les Alpes Franco-Italiennes*. Géol. Alpine, vol. 56, 21-58, 1980.
- Deconinck J.F. et P. Debravant, *Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique*. Rev. de Géol. Dyn. et Géogr. Phys., vol.26, fas. 5, 321-330, 1985.
- Dekkers M.J. *Some rockmagnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grain hematite*. Geologica Ultraiectina, 51, Phd thesis Univeristy of Utrecht, 231p, 1988.
- Doudoux B., B. Mercier de Lepinay et M. Tardy, *Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales). Nappes de charriage oligocènes et déformations superposées*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 295, série II, 63-68, 1982.
- Dunlop D.J., *The rock magnetism of fines particles*. Earth. Planet. Int. ,26, 1-26, 1981.
- Dunlop D.J., J.A. Hanes & K.L. Buchan. *Indices of multidomain magnetic behaviour in basic igneous rocks : alternating field demagnetization, hysteresis and oxyde petrology*. J. Geoph. Res., 78, 1387-1393. , 1973.
- Ellwood B. B. F. Hrouda et J. J. Wagner, *Symposia on magnetic fabrics : introductory comments*, vol. 51, No 4, 249-253, 1988.
- Fernandez A., *Signification des symétries de fabrique monocliniques dans les roches magnétiques*, C.R. Acad. Sc. Paris, 294, Sér. II, 995-998, 1982.

- Fernandez A., *Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques*, Thèse d'état, Clermont, 283, 1984.
- Feynman, *Electromagnetism, Inter éditions*, Paris, t 1 et 2, 1979.
- Fillion G. and P. Rochette, *The low temperature transition in monoclinic pyrrhotite*. International Conference of Magnetism Paris, 1988.
- Fisher R.A., *Dispersion on a sphere*, Proc. Roy. Soc. London, 217, 295-35, 1953.
- Flandrin F., *Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies*. Bull. Soc. Géol. France, 7, 376-386, 1966.
- Flinn D., *On folding during three dimensional progressive deformation*, Quart. Jour. Geol. Soc. London, 118, 385-433, 1962.
- Flinn D., *Construction and compaction of three-dimensional progressive deformation*, J. Geol. Soc. Lond., 135, 291-305, 1978.
- Fuller M. , S. Cisowsky, M. Hart, R. Haston, E. Schmidke et R. Jarrard, *NRM:IRM(S) demagnetization plots: an aid to the interpretation of natural remanent magnetization*, Geophys. Res. Lett. 15, 518-521, 1988.
- Gamond J.F., *Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire Dauphinoise orientale*, Bull. Soc. Geol. de Fr., 3, 439-446, 1980.
- Gidon M., *l'arc Alpin a-t-il une origine tourbillonnaire?*, C. r. Acad. Sci. Paris, 278, 21-24, 1974.
- Gidon M., *Tectonique : les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble ; leurs rapports avec le socle*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292 II., 1057-1060, 1981.
- Gidon M., *La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales*. Géol. Alp., t. 58, 53-68, 1982.
- Goguel J., *l'interprétation de l'arc des Alpes occidentales*, Bull. Soc. Géol. Fr.(7), 5, 20-33, 1963.
- Goree W.S., M. Fuller, *Magnetometers Using RF-Driven Squids and Their Applications in Rock Magnetism and Paleomagnetism*, Reviews of Geophys. and space physics, 14, n° 4, 1976.
- Gratier J.P., *La déformation des roches par dissolution-cristallisation : aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure*. Thèse d'état, Grenoble, 306, 1984.
- Gratier J.P., B. Lejeune et J.L. Vergne, *Etudes des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes*, Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 1973.
- Gratier J.P., Ménard G. & R. Arpin. *Strain displacement compatibility and restoration of the chaînes subalpines of the western Alps*. Alpine tectonics, Geological Society Special Publication, 45, 65-83, 1989.
- Hamilton N. et A.F. Rees, *The use of magnetic in paléocurrent estimation*, In. S. K. Runcorn (ed.), Palaeogeophysic, Oxford, 445-463, 1970.
- Hamilton N. et A.F. Rees, *The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, central California*, Geol. Rundsch, 60, 1103-1124, 1971.
- Hartstra R.L., *A comparative study of the ARM and I_r of some magnetites of MD and PSD grain size*, Geophys. J.R. Astr. Soc., 71, 497-518, 1982a.
- Hartstra R.L., *Grain size dependance of initial susceptibility and saturation magnetisation related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range*, Geophys. J.R. Astr. Soc., 71, 477-495, 1982b.
- Heller F., W. Lowrie, A.M. Hirt. *A review of paleomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps*. Alpine tectonics, Geological Society Special Publication, 45, 399-421, 1989.
- Henry B., *Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrot (France) : paleotectonic and paleosedimentological implications*, Tectonophysics, 17, 61-72, 1973.
- Henry B., *contribution à l'étude des propriétés magnétiques de roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales*, Thèse d'état, Paris, 362, 1980.
- Henry B., *Estimation de la déformation finie des roches par analyse de leur anisotropie de susceptibilité magnétique*; C.R. Acad. Sci. Paris, 305, 1153-1156, 1987.

- Henry B., *The magnetic fabrics of the Egletons granite (France) : separation and structural implications*, vol. 51, No 4, 253-264, 1988.
- Henry B. et L. Daly, *Séparations d'anisotropie magnétiques composantes en vue d'applications à l'étude quantitative de la déformation des roches*. C.R. Acad. Sc., Paris, t 296, (17.01.83), série II, 153, 1983.
- Henry B. et F. Hrouda, *Analyse de la déformation finie des roches par détermination de leur anisotropie de susceptibilité magnétique*, C. R. Acad. Sci. Paris, t 308, série II, 731-737, 1989.
- Hounslow M.W., *Magnetic fabric arising from paramagnetic phyllosilicate minerals in mudrocks*, J. Geol. Soc., London, 142, 995-1006, 1985.
- Hrouda F., *Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics*, Geophys. Surveys, 5, 37-82, 1982.
- Hrouda F., *Mathematical model relationship between the paramagnetic anisotropy and strain in slates*, Tectonophysics, 142, 323-327, 1987.
- Hrouda F., J. Hanák et S. Jacko. *Parallel magnetic fabrics in metamorphic, granitoid and sedimentary rocks of the Branisko and Cierna hora Mountains (E Slovakia) and their tectonometamorphic control*, vol. 51, No 4, 271-290, 1988.
- Ildefonse Benoît. *Les linéations et la déformation. Aspects naturels, théoriques et expérimentaux des orientations préférentielles de forme*. Thèse. Université Claude Bernard- Lyon I. 190 p, 1987.
- Irving E. & A. Major : *Post depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment*. *Sedimentology*, 3, 114, 1964.
- Jackson M., W. Gruber, J. Marvin and S. Banerjee. *Partial anhysteretic remanence and its anisotropy : applications and grain-size dependence*. *Geophys. res. Lett.*, 15,5, 440-443, 1988
- Jackson M., S. Banerjee et J. Marvin, *Detrital remanence, inclination errors and anhysteretic remanence anisotropy: quantitative model and experimental results*, soumis à *Geophys. J.*, 1989.
- Jackson M., D. Sprowl & B. Ellwood. *Anisotropies of partial anhysteretic remanence and susceptibility in compacted black shales : grain size- and composition- dependent magnetic fabric*. *Geoph. Res. Letter*, 16,9,1063-1066,1989.
- Jeffery G. B., *The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid*, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 102, 161-179, 1922.
- Jelinek V., *The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application*, *Geofyzyka*, Brno, 1977.
- Jelinek V., *statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimen*, *Studia Geoph. et Geod.*, 22, 1978.
- Jelinek V., *Characterization of the magnetic fabric of rocks*, *Tectonophysics*, 79, 63-67, 1981.
- Johnson H.P., W. Lowrie & D.V. Kent. *Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles*. *Geoph. J.R. astr. Soc.*, 41, 1-10, 1975.
- Jover O., *Les massifs granitiques de Gueret et du Nord-Millevalches : analyse structurale et modèle de mise en place*, Thèse d'université, 233, 1986.
- Kent, D.V., *Post-depositional remanence in deep-sea sediments*, *Nature* 246, 32-34, 1973.
- Kerckhove C., *La "zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye" (Alpes occidentales)*, Thèse d'état, *Géol. Alpine*, 45, 5-204, 1969.
- King J., S.K. Banerjee, J. Marvin and Ö. Özdemir, *A comparison of different magnetic methods for determining relative grain-size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419, 1982.
- Kissel C., E. Barrier, C. Laj et T.Q. Lee, *Magnetic fabric in undeformed marine clays from compressional zones*, *Tectonics*, 5, 769-781, 1986.
- Kligfield R., W.H. Owens et W. Lowrie, *magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritimes Alps (France)*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 181-189, 1981.
- Lacassin R., *Plate scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the alps*. *Alpine tectonics*, Geological Society Special Publication, 45, 339-353, 1989.
- Lamarche G., *Analyse microstructurale et fabrique magnétique*, Thèse d'université, Grenoble, 168, 1987.

- Lamarche G. et P. Rochette, *Evolution des propriétés magnétiques lors de transformations minérales dans les roches : exemples du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises)*, *Bull. mineral.*, 109, 687-696, 1986.
- Lamarche G. et P. Rochette, *Microstructural analysis and origin of lineations in the magnetic fabric of Alpine slates*, *Tectonophysics*, 139, 285-293, 1987a.
- Lamarche G. et P. Rochette, *La fabrique magnétique du flysch dauphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative*, *Geodynamica Acta*, 1, 103-112, 1987b.
- Lamarche G., G. Ménard et P. Rochette, *Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone Dauphinoise interne*, *C.R.Acad.Sci. Paris*, 306,711-716, 1988a.
- Lamarche G. and P. Rochette, *Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone Dauphinoise interne*, *C.R.Acad.Sci. Paris*, 306,711-716, 1988b.
- Le Corre C., *Approche quantitative des processus synchisteux*, Thèse Doct. Etat, Univ. Rennes, 381, 1978.
- Lefevre. F. *Corrélations quantitatives entre l'anisotropie de structure et l'anisotropie mécanique d'un Kaolin. Evolution au cours d'une déformation irréversible*. Thèse. Univ. de Grenoble, 120 p., 1980.
- Lowrie W., J.E.T. Channell et W. Alvarez, *A review of magnetic stratigraphy investigations in Cretaceous pelagic rocks*, *J. Geophys. Res.* 85, 3597-3605, 1980.
- Lowrie W. and F. Heller, *Magnetic properties of marine limestones*, *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 171-192, 1982.
- Mc Cabe C. M. Jackson et B. Ellwood, *Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility*, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 333-336, 1985.
- Mc Elhinny M.W., *Paleomagnetism and plates tectonics*. Cambridge Earth Sciences series. Cambridge University press, 1973.
- March A., *Mathematische theorie der regelung nach der korngestalt bei affiner deformation*. *Zentbl. Krist.*, 81, 285-297, 1932.
- Means W.D., P.F. Williams & P.E. Hobbs. *Incremental deformation and fabric development in KCL/Mica mixture*. *J. Struct. Geol.*, 6,391-398, 1984.
- Ménard G., *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France*. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 1979.
- Ménard G., *Les Alpes Franco-Suisses : structure crustale et cinématique du Tertiaire à l'actuel*, Thèse d'état, Grenoble, 1988.
- Merle O., *Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales)*. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 140, 1982.
- Mugnier J.L. et R. Arpin, *La construction de coupes équilibrées : méthodes et applications au Nord du massif subalpin de la Chartreuse*. *Géodynamica acta*, à paraître, 1987a.
- Mugnier J.L., R. Arpin et F. Thouvenot, *Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse*. *Geodynamica Acta*, Paris, 1, n° 2, 125-137, 1987b.
- Nagata T., K. Kobayashi and M. D. Fuller, *Identification of magnetite and hematite in rocks by magnetic observations at low temperature*, *J. Geophys. Res.*, 69, 2111-2120, 1964.
- Néel, L., *Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux Terres Cuites*, *Ann. Geophys.*, 5, 99-136, 1949.
- Nicolas A. et P. Vialon, *Les mécanismes de déformation ductile dans les roches*, *Mém. hors série Soc. Géol. France*, 10, 127-139, 1980.
- O'Reilly W., *Rock and mineral magnetism*, Blackie Glasgow, 220, 1984.
- Oertel G. *The relation ship of strain and preferred orientation of phyllosilicate grains in rocks - a review*. *Tectonophysics*, 100, 413-447, 1983
- Osipov Y.B. & B.A. Sokolov, *Quantitative characteristics of clay fabrics using the method of magnetic anisotropy*. *Bull. of the Intern. Assoc. of Eng. Geology*, 5, 23-28, 1972.
- Owens W.H. *Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks*. *Tectonophysics*, 24, 115-131, 1974
- Owens W.H. & Rutter E.H. *The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock*. *Phys. Earth. Planet. Int.* 16,215-222, 1978.
- Parma J. *An automated torque meter for rapid measurement of high-field magnetic anisotropy of rocks*. *Phys. Earth. Plan. Int.*, 51, 387-389, 1988.

- Park J.K., Tanczyk E. & A. Desbarats, *Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dikes of Labrador, Canada*, J. Geophys. Res. 93, 4301-4319, 1988.
- Pijolat B., *Les déformations des terrains secondaires de la région de Mégève (Htes-Savoie) mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal*. Thèse 3^{ème} cycle, Lyon, 147, 1978.
- Potter D.K. & A. Stephenson, *Single domain particles in rocks and magnetic fabric analysis*. Geophys. Res. Lett., 15, 1097-1100, 1988.
- Pozzi, *Effet de pression en magnétisme des roches*. Thèse Paris, 190p, 1973.
- Ramsay J.G. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company. 568p, 1967
- Ramsay, J.G. *Stratigraphy, structure & metamorphism in the western alps*. Proc. Geol. Ass., 74, 3, 357-392, 1963.
- Rathore J.S. *Magnetic susceptibility anisotropy in the cambrian slate belt of North Wales and correlation with strain*. Tectonophysics, 69, 349-368, 1979.
- Rimbert F. *Contribution à l'étude de l'action de champ alternatifs sur les aimantations rémanentes des roches*. Rev. inst. Fr. du pétrole., 15, 1-75. 1959.
- Rochette P., *Propriétés magnétiques et déformations de roches sédimentaires alpines. Etude de Dogger de la zone dauphinoise*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Grenoble, 195, 1983a
- Rochette P. et G. Lamarche, *Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises)*, Bull. Minéral., 109, 687-696, 1986.
- Rochette P., *Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps : toward the use of magnetic isograds*, Earth Planet. Sci. Lett. 84, 446-456, 1987a.
- Rochette P., *Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies*, J. Struct. Geol., 9, 1015-1020, 1987b.
- Rochette P., *Relations entre déformations et métamorphisme alpins dans les schistes noirs helvétiques : l'apport de la fabrique magnétique*, Geodynamica Acta, 2, 17-24, 1988a.
- Rochette P., *Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks*, Earth planet. Sci. Lett., 90, 229-237, 1988b.
- Rochette P., *La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques: origines et applications*, Thèse d'Etat Université de Grenoble, 195, 1988c.
- Rochette P., *Remanence in "non-magnetic" pure synthetic goethite : high-field and temperature behavior*, Geophys. Res. Lett., 1989.
- Rochette P., G. Fillion, P. Mollard, R. Vergne. *Utilisation d'un magnétomètre à effet Josephson pour l'analyse de l'anisotropie magnétique des roches*, C. R. Acad. Sci. Paris, 296, 557-558, 1983.
- Rochette P. and P. Vialon, *Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control*, J. Struct. Geol., 6, 33-38, 1984.
- Rochette P. and G. Fillion, *Identification of multicomponent anisotropy in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer*, Phys. Earth Planet. Inter., 51, 379-386, 1988.
- Rochette P. and G. Fillion, *Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite: paleomagnetic implications*, Geophys. Res. Lett. 16, 851-854, 1989a
- Rochette P, G. Fillion, J.L. Mattéi and M. Dekkers, *Magnetic transition at 30-34 K in Fe7S8: insight into a widespread occurrence of pyrrhotite in rocks*, submitted to Earth Planet. Sci. Lett., 1989b.
- Schneider F. & O. Parize. *Détermination d'une loi de compaction pour la tranche superficielle des sédiments (0-400m) par l'utilisation des filons gréseux sédimentaires : approche théorique*. Bull. Soc. géol. France, 8, V, 4, 869-873. 1989.
- Schultz-Krütish T. & F. Heller. *Measurements of magnetic susceptibility anisotropy in Bundsandstein deposits from southern Germany*. J. Geophys., 57, 51-58, 1985.
- Siddans A.W.B., *Deformed rocks and their textures*, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 283, 43-54, 1976.
- Siddans A.W.B., *The development of slaty cleavage in a part of french Alps*. Tectonophysics, 39, 533-557, 1977.
- Siddans A.W.B., *Finite strain patterns in some alpine nappes*, J. Struct. Geol., 5, 441-448, 1983.

- Stacey F. D. *Magnetic anisotropy of igneous rocks*. J. Geophys. Res., 65, 2429-2442, 1960.
- Steiner M.B., *Investigation of the geomagnetic field polarity during the jurassic*, J. Geophys. Res., 85, 3572-3586, 1980.
- Stephenson A., S. Sadikum and D.K Potter. *A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals*. Geophys. J.R. astr. Soc., 84, 185-200, 1986.
- Tapponnier P., *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique*, Bull. Soc. Géol. Fr., XIX, 3, 437-460, 1977.
- Tarling D.H., *Palaeomagnetism*, Chapman and Hall Ltd, 1983.
- Thompson R. & Oldfield F. *Environmental magnetism*. Allen & UNWIN, London, 227 p. 1986
- Thouvenot F. et G. Ménard, *Allochtony of the Chartreuse Subalpine massif : seismic constraints*, J. Struct. Géol. 1990.
- Tribovillard. N.P. *Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin Dauphinois (France S-E) : mise en évidence de cycles climatiques*. Bull. Soc. Geol. France, 8, VI, 1, 141-150.
- Ueyda S., M.D Fuller, J.C. Belshe and R.W Girdler. *Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals*. J. Geophys. Res., 68, 279-291, 1963.
- Urrutia-Fuccugauchi J. *Anisotropy of magnetic susceptibility of a vertical sequence of middle Jurassic red beds from southern Mexico*. 5^o Congreso Latino-Americano de Geologica. Buenos Aires, Argentina, 1982.
- Urrutia-Fuccugauchi J. & Y. Odabachian. *A bibliography of magnetic susceptibility anisotropy of rocks*. Instituto de Geofisica. Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 42p. 1982
- Van Fossen M.C, V.D. Kent, *Paleomagnetic data from the White Moutains magma series in New Hampshire support high latitude model of Jurassic apparent polar wander for North America*, EOS 70, 312, 1989.
- Vergne R., P. Mollard, P. Rochette et P. Vialon, *Modèle d'anisotropie des propriétés magnétiques induites par l'O.P.F. dans une roche déformée*, Rev. Phys. Appliquée, 23, 891-918, 1988a.
- Vergne R., A. Fernandez et P. Rochette, *Relation entre la déformation finie d'une roche et son anisotropie de susceptibilité magnétique résultant de l'orientation préférentielle de forme de marqueurs paramagnétiques anisotropes*, C. R. Acad. Sc. Paris, 307, 1869-1874, 1988b.
- Vialon P., *Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences structurales*, Bull. Suisse de Min. et Pétrog., 54, 663-690, 1974.
- Vialon P., P. Rochette et G. Ménard. *Indentation and rotation in the western alpine arc*, Alpine tectonics, Geological Society Special Publication, 45, 329-339, 1989.
- Violat & Daly. *Anisotropie provoquée sur les roches volcaniques par action d'un champ alternatif*. C. Rend. Acad. des Sc. de Paris., D 273, 158-161, 1971.
- Westphal M., *Paléomagnétisme et magnétisme des Roches*. Doin édition. 1987.
- Wood D.S., G. Oertel, Singh J. & H.F. Bennet. *Strain and anisotropy in rocks*. Phil. Trans. R. Soc. London., A, 283, 27-42, 1976.

Thèse de Doctorat de l'Université
Joseph Fourier

Titre de l'ouvrage :

**METHODES D'ETUDE DE LA FABRIQUE
MAGNETIQUE APPLIQUEES AUX ROCHES
SEDIMENTAIRES PEU DEFORMEES
exemple des Terres Noires subalpines**

Nom de l'auteur : Charles AUBOURG

Etablissement :

**Université Joseph Fourier
Grenoble I**

RESUME

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) est maintenant une technique bien éprouvée qui permet de détecter rapidement et précisément l'orientation préférentielle des minéraux d'une roche même faiblement déformée. Lorsque plusieurs marqueurs magnétiques interagissent, il est nécessaire de coupler l'ASM à des études de minéralogie magnétique qui préciseront la nature des marqueurs, et à d'autres types de mesure d'anisotropie. Sont étudiées ici : l'anisotropie de susceptibilité anhystérique et l'anisotropie de susceptibilité en champ fort.

L'application de ces différentes techniques à des marnocalcaires des chaînes subalpines des Alpes françaises, principalement ceux des Terres Noires (Jurassique supérieur), et dans une moindre mesure, ceux du Crétacé inférieur, permet d'élargir le champ d'investigation habituel de ces méthodes magnétiques :

- on détecte des linéations magnétiques parallèles au cisaillement-transport de la couverture subalpine et qui n'ont pas d'homologues microstructuraux sur le terrain ;
- on précise les sous-fabriques qui correspondent à l'enregistrement des différents événements de l'histoire de la déformation par la matrice argileuse et les grains de titanomagnétites ;
- l'évolution de la déformation finie se traduit par une évolution des paramètres d'anisotropie magnétique.

Ces résultats magnétiques peuvent être intégrés dans un modèle d'évolution de l'arc alpin occidental caractérisé par des mouvements de translation et de rotation des blocs crustaux.

L'étude de l'aimantation rémanente naturelle des terres Noires permet de retrouver des aimantations primaires du Jurassique supérieur qui présentent un double intérêt : celui de définir la direction du pôle Jurassique supérieur et celui de préciser les rotations possibles de certaines unités de l'arc alpin pendant sa tectogénèse.

MOTS CLES

Fabriques magnétiques ; susceptibilités magnétiques en champ faible, en champ fort et anhystérique ; minéralogie magnétique ; directions de transport ; arc alpin ; Terres Noires ; fabriques expérimentales.