



Contribution à l'Etude des Propriétés magnétiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales.

Bernard Henry

► To cite this version:

Bernard Henry. Contribution à l'Etude des Propriétés magnétiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales.. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1980. Français. NNT: . tel-00875561

HAL Id: tel-00875561

<https://theses.hal.science/tel-00875561>

Submitted on 22 Oct 2013

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.



HENRY (B.)

n°1 A

THESE de DOCTORAT D'ETAT

ès Sciences Physiques

présentée

à l'Université Pierre et Marie Curie

- Paris 6 -

par Monsieur Bernard HENRY

pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

Sujet de la thèse :

Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de
roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales,
régionales et générales.

Tome I : Textes et Figures

soutenue le 3 décembre 1980

devant le jury composé de :

Monsieur G. JOBERT	Président
Monsieur J. GOGUEL	Examineur
Madame S. GUILLAUME	Rapporteur
Monsieur P. VIALON	Rapporteur
Monsieur L. DALY	Rapporteur

M

19 AOÛT 2003

18 FEV. 1981

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

THESE de DOCTORAT D'ETAT

ès Sciences Physiques

présentée

à l'Université Pierre et Marie Curie

- Paris 6 -

par Monsieur Bernard HENRY

pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

Sujet de la thèse :

Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de
roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales,
régionales et générales.

Tome I : Textes et Figures

soutenue le 3 décembre 1980

devant le jury composé de :

Monsieur G. JOBERT	Président
Monsieur J. GOGUEL	Examineur
Madame S. GUILLAUME	Rapporteur
Monsieur P. VIALON	Rapporteur
Monsieur L. DALY	Rapporteur

M

101486 M

AVANT PROPOS

Monsieur JOBERT a bien voulu s'intéresser à mon travail et présider mon jury de thèse. Je lui en suis sincèrement reconnaissant.

Monsieur GOGUEL m'a apporté par ses conseils une aide importante dont je tiens à le remercier tout particulièrement.

Madame GUILLAUME qui me connaît depuis plus de 12 ans, a suivi mon travail avec compréhension. Son appui dans tous les domaines m'a toujours été précieux et je l'assure de ma profonde gratitude.

Monsieur VIALON m'a permis d'acquérir une vision plus large de certains problèmes alpins. Je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Monsieur DALY a suivi mes recherches avec exigence et compréhension ; il a bien voulu revoir le manuscrit de ce mémoire. Je l'assure de ma profonde gratitude.

Ma reconnaissance va tout particulièrement à Monsieur GUILLAUME qui a suivi mes travaux avec intérêt et qui a bien voulu revoir le manuscrit de ce travail.

J'ai pu également dialoguer avec profit avec de nombreux géologues et géophysiciens, en particulier Monsieur H.R. WENK et des chercheurs de laboratoires de Paris, Saint Maur, Grenoble, Zürich, Newcastle, Genève et Brno. Je les remercie ici tous pour leur amitié.

Ma reconnaissance va également aux techniciens de Saint Maur, à Mademoiselle MAZOYER qui a assuré la frappe de ce travail et à Monsieur AUPETIT et Mademoiselle BARBIER SAINTE-MARIE qui en ont effectué le tirage.

Que ma famille et mes amis trouvent ici l'expression de mon affectueuse reconnaissance pour leur aide. Je n'oublierai pas en particulier ce que je dois à ma femme qui a su mieux que tout autre m'aider en toutes circonstances.

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

18 FEV. 1981

+++++
+ TABLE DES MATIERES +
+++++

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

AVANT PROPOS	
RESUME	
FIGURES PRESENTANT DES ORIENTATIONS	6
I INTRODUCTION	7
I.1.) Présentation générale	8
I.2.) Tectonique alpine et problèmes étudiés	8
I.2.1.) La tectonique des plaques dans les Alpes	8
I.2.2.) La région du Pelvoux	12
I.2.3.) La ligne péri-adriatique	14
I.3.) Méthodes utilisées	18
I.3.1.) Microtectonique	18
I.3.2.) Anisotropie de susceptibilité magnétique	18
I.3.3.) Aimantation rémanente	20
I.4.) Plan de travail	22
II METHODES D'ETUDES	23
II.A.) Quelques rappels sur les propriétés magnétiques	24
II.A.1.) Les aimantations	24
II.A.2.) Aimantation rémanente naturelle	29
II.A.2.1.) Effet de la température, et aimantation thermo-rémanente (ATR)	29
II.A.2.2.) Effet du temps et aimantation rémanente visqueuse (ARV)	34
II.A.2.3.) Effet d'un champ et aimantation rémanente isotherme (ARI)	36
II.A.2.4.) Effet de la pression et aimantation piezo-rémanente (APR)	38
II.A.2.5.) Effet des processus chimiques et aimantation rémanente cristalline (ARC)	38
II.A.2.6.) L'aimantation rémanente détritique (ARD)	40
II.A.2.7.) Les aimantations superposées	40
II.A.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique	42
II.A.3.1.) Définition	42
II.A.3.2.) Anisotropie cristalline	42
II.A.3.3.) Anisotropie de forme	43
II.A.3.4.) L'anisotropie des minéraux	44
II.A.3.5.) L'anisotropie à l'échelle de la roche	45
II.B.) Méthodes utilisées	46
II.B.1.) L'analyse structurale par étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	46
II.B.2.) Le paléomagnétisme	46
II.B.3.) Remarques sur la correction de pendage	53
II.C.) Techniques d'étude	64
II.C.1.) Analyse structurale sur le terrain	64
II.C.2.) Prélèvement d'échantillons orientés	65
II.C.3.) Mesure de l'aimantation rémanente	66
II.C.4.) Mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	70
II.C.5.) Rappel des différentes opérations effectuées sur les échantillons	75
III ETUDE DE QUELQUES SERIES DE ROCHES VOLCANIQUES	77
III.A.) Etude des différentes séries	83
III.A.1.) Laves spilitiques de Beaufin	83
III.A.2.) Laves spilitiques de Prés Clos	92
III.A.3.) Laves spilitiques de l'Esparcelet	102
III.A.4.) Laves spilitiques de la Combe d'Aspres	109
III.A.5.) Laves spilitiques d'Oris en Rattier (SE)	116

19 AOÛT 2003

III.A.6.)	Laves spilitiques du Col d'Hurtières	121
III.A.7.)	Laves spilitiques d'Oris en Rattier (NW)	131
III.A.8.)	Laves spilitiques de la Hte vallée de la Malsanne	137
III.A.9.)	Porphyrite de la Ponsonnière	147
III.A.10.)	Complexe volcanique du Guil	160
III.A.11.)	Laves trachytiques du Col de la Croix de Fer	173
III.A.12.)	Laves spilitiques du Lautarêt	180
III.A.13.)	Laves spilitiques d'Auris en Oisans	185
III.A.14.)	Complexe volcanique du Marinnet	193
III.B.)	Etude de propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées	200
III.B.1.)	Anisotropie de susceptibilité magnétique	201
III.B.2.)	Aimantation rémanente	214
IV	ETUDE DES MASSIFS DE ROCHES PLUTONIQUES	221
IV.1.)	Etude de quelques massifs intrusifs	222
IV.1.A.)	Granites de la Bérarde et du Rochail	222
IV.1.BC.)	Intrusions de Traversella et Biella	239
IV.1.D.)	Massifs du Bergell et de Novate	253
IV.1.E.)	Granodiorite de Triangia	275
IV.1.F.)	Intrusions de l'Adamello	278
IV.1.G.)	Granite de Bressanone	295
IV.1.HJK.)	Intrusions du Rensen, du Monte Alto et des Riesenferner-Cima di Vila	302
IV.1.L.)	Granodiorite de Hollbrück	322
IV.2.)	Etude des propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées	325
IV.2.1.)	Déformation visible	325
IV.2.2.)	Anisotropie de susceptibilité magnétique	325
IV.2.3.)	Aimantation rémanente	334
V	BILAN DE L'UTILISATION CONJOINTE DES METHODES MAGNETIQUES ET STRUCTURALES	335
V.A.)	Elaboration d'une méthode générale d'analyse magnétique structurale.	336
V.A.1.)	Données de l'observation : structures visibles	336
V.A.2.)	Données de l'anisotropie de susceptibilité : structures "magnétiques"	336
V.A.3.)	Données de l'aimantation rémanente : paléomagnétisme	339
V.A.4.)	L'analyse magnétique structurale	340
V.B.)	Application à l'étude de l'ophite de Nentilla	340
VI	CONSEQUENCES STRUCTURALES REGIONALES	347
VI.I.)	Région du Pelvoux	348
VI.I.1.)	Epanchements volcaniques et intrusions	348
VI.I.2.)	Phase 1 (anté-nummulitique)	349
VI.I.3.)	Phase 2 (oligocène)	356
VI.I.4.)	Phase 3 (miocène)	356
VI.II.)	Ligne péri-adriatique	358
VI.II.1.)	Intrusions magmatiques	358
VI.II.2.)	Jeu vertical de la ligne péri-adriatique et plissement tardif	358
VI.II.3.)	Phase tardive de compression	360
VI.II.4.)	Distension récente	361
	CONCLUSION	
	BIBLIOGRAPHIE	

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES PROPRIETES MAGNETIQUES
DE ROCHES MAGMATIQUES DES ALPES.
CONSEQUENCES STRUCTURALES, REGIONALES ET GENERALES.

+++++++
+ RESUME +
+++++++

Dans la chaîne alpine, les massifs plutoniques récents des zones internes et certains ensembles volcaniques ou plutoniques des zones externes ne présentent que peu de structures visibles. Leur étude par les méthodes classiques est souvent très limitée ; elle permet cependant, l'analyse de déformations qui, dans les terrains sédimentaires ou métamorphiques, sont souvent masquées par des structures tectoniques plus récentes ou plus anciennes.

L'un des objectifs de ce travail était de rechercher des informations nouvelles concernant l'histoire tectonique alpine par application des méthodes magnétiques.

L'autre objectif complémentaire, était de mettre en évidence les relations qui existent entre structures et propriétés magnétiques, les renseignements acquis dans ce domaine contribuant à préciser les limites d'utilisation du paléomagnétisme, souvent utilisé dans les zones déformées.

La première partie est consacrée à une analyse tant des propriétés magnétiques que des renseignements structuraux qu'elles peuvent fournir. Elle comporte une étude détaillée de la correction de pendage, qui, dans les zones plissées, se révèle être une des causes les plus importantes d'imprécision, tant pour les travaux paléomagnétiques que pour

les analyses structurales ; on montre comment les études de terrain permettent de limiter l'erreur et de déterminer la précision avec laquelle les mesures sont effectuées.

Les deux chapîtres suivants forment une analyse détaillée de deux types de formation ; d'une part certaines coulées volcaniques de la bordure du Pelvoux, du Taillefer, du Rochail et des Grandes Rousses, ainsi que des roches volcaniques de la zone briançonnaise, et d'autre part, deux plutons granitiques du Pelvoux et du Rochail, et des massifs plutoniques situés le long de la ligne péri-adriatique (Traversella, Biella, Bergell, Triangia, Adamello, Bressanone, Rensen, Monte Alto, Riesenferner-Cima di Vila et Hollbrück) ; chacun de ces chapîtres se termine par une brève synthèse sur les propriétés des roches étudiées.

La partie suivante est une synthèse montrant les apports de ce travail aux méthodes classiques et magnétiques. Voici résumées les principales conclusions concernant la microtectonique, l'anisotropie de susceptibilité magnétique et l'aimantation rémanente.

- On observe dans une zone schistosée, parmi les structures visibles des diaclases affectant les bancs compétents. Interprétées classiquement comme un cas de réfraction de la schistosité, ces diaclases correspondent, au moins dans certains cas, à une phase précoce de la déformation ; la véritable schistosité est alors très proche de la schistosité des bancs moins compétents.
- L'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique se révèle être une méthode capable de mettre en évidence des structures extrêmement frustes et non visibles à l'oeil nu. L'étude des valeurs du pourcentage d'anisotropie h en fonction de celles de la susceptibilité moyenne permet de distinguer parmi les roches analysées celles dont l'anisotropie est liée à un champ de contraintes et celles qui ne sont pas déformées (à l'exception des roches à faible susceptibilité et à faible paramètre h qui peuvent appartenir à l'une ou l'autre catégorie).

Une partie des résultats obtenus porte sur les conditions de mise en place. Dans les intrusions relativement superficielles (moins de 5 km de profondeur) et dans les laves, les structures magnétiques sont en relation avec l'écoulement du magma ; la linéation magnétique est la résultante de la linéation d'écoulement et de linéations de plis d'écoulement (d'orientation variable par rapport à la direction d'écoulement). Dans les intrusions profondes (plus de 8 km), l'anisotropie est en relation avec le champ de contraintes régnant en profondeur.

Une déformation, même de faible intensité, peut modifier l'anisotropie primaire. Elle peut se traduire par une réorientation de la linéation magnétique, ou par l'acquisition d'une nouvelle anisotropie (qui se compose avec l'anisotropie primaire ou la remplace). Elle entraîne aussi une augmentation du pourcentage d'anisotropie.

- L'aimantation rémanente est également très sensible aux déformations, même de très faible intensité. Des modifications de son orientation peuvent apparaître dans une roche dont la déformation, non visible à l'oeil nu, est mise en évidence par une analyse d'anisotropie de susceptibilité.

L'interprétation des résultats paléomagnétiques acquis lors de l'étude de roches intrusives dans une zone orogénique est souvent très aléatoire car des rotations ou des basculements caractérisés par des directions très différentes peuvent être envisagés dans le but de replacer l'intrusion dans la position qu'elle avait lors de l'acquisition de l'aimantation.

Ce chapitre se termine par un exemple d'application de ces résultats ; il s'agit de la datation par rapport à une déformation d'une intrusion ophitique.

La dernière partie permet de situer les résultats acquis dans le cadre de l'histoire alpine et de la tectonique globale.

C'est ainsi que dans l'histoire de la région du Pelvoux, ont été révélés des faits nouveaux concernant 4 périodes différentes.

- Limite Trias/Lias : la détermination de la direction d'écoulement des laves (et de son sens dans 2 coulées) permet de situer 2 foyers éruptifs et de reconstituer quelques grandes lignes de la topographie à cette période (telles que l'existence d'une zone basse à l'Ouest du Rochail qui pourrait être une ébauche du synclinal de Bourg d'Oisans).
- Phase anté-nummulitique : l'évènement majeur de cette période est une rotation, de l'ordre de 90° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, du massif du Taillefer ; cette rotation s'accompagne de plissement Est-Ouest et, entre Rochail (qui ne subit pas de rotation) et Taillefer, d'une distension très importante ; cette distension aboutit à la formation du synclinal actuel de Bourg d'Oisans. Cette phase correspond à une déformation du socle au Nord du chevauchement Meije-Muzelle, et à des cisaillements senestres Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest à l'Est de Belledune.

Deux hypothèses sont proposées pour expliquer cette rotation du Taillefer :

- + Ce massif correspond à une zone transformante senestre Nord-Est - Sud-Ouest.
- + Un accident important Nord-Ouest - Sud-Est passant au Sud du Pelvoux a eu un jeu senestre et a provoqué un chevauchement (G. Ménard 1979) du socle de Belledune et du Taillefer sur les zones plus externes ; la déformation du Taillefer serait alors un crochon de faille à très grande échelle. La translation proposée offre l'avantage de mieux s'intégrer dans l'ensemble des déplacements mis en évidence dans les zones internes.
- Phase Oligocène : généralement, les granites tardi-hercyniens du Pelvoux étaient considérés comme affectés par des déformations qu'en de rares endroits. En fait, ils présentent une schistosité oligocène d'orientation très régulière.
- Phase Miocène : Une nouvelle schistosité d'âge Miocène existe dans ces granites et au moins dans certaines roches de la zone briançonnaise. Cette période, bien connue pour la tectonique de couverture des zones externes, correspond donc aussi à un serrage important au niveau du socle.

L'évolution récente le long de la ligne péri-adriatique a également mis en lumière divers événements.

- Vers 30 MA, des intrusions se mettent en place dans un climat de compressions Nord-Sud profondes ; ces compressions provoquent un plissement qui suit de peu la mise en place des intrusions. Ces événements correspondent à une évolution typique d'une zone de subduction (fusion dans le plan de Benioff, avec climat élevé de contraintes profondes).
- Après arrêt de la subduction, le réajustement isostatique se traduit par un jeu vertical considérable de la ligne péri-adriatique (soulèvement du compartiment externe), en particulier dans les Alpes centrales où la subduction est très importante ; la rotation de la plaque sud-alpine fait que la zone d'Ivrée correspond à la fois à une zone transformante et à une subduction d'ampleur modérée. Ce jeu vertical provoque un basculement de l'ensemble de la zone Sesia, et une fracturation avec distension importante dans le Bergell (mise en place des filons du Bergell et du granite de Novate - 25 MA).
- La formation de la foliation visible des filons du Bergell et du granite de Novate (contraintes Nord-Sud) pourrait être simplement liée au relachement des distensions qui ont permis l'ouverture des cassures et la formation des filons.
- Le plissement plus récent, parallèle aux lignes Tonale et de la Pusteria, peut correspondre à une reprise du jeu vertical de ces lignes, ou à une phase de serrage Nord-Sud.

- Une dernière phase importante de compression (phase Néogène) affecte les intrusions étudiées ; elle est Est-Ouest dans les Riesenferner, Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est dans l'Adamello et le granite de Novate (Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est dans le Bergell en face de la ligne de l'Engadine) et Nord-Ouest - Sud-Est le long de la ligne du Canavese (J. Comes 1975). Ce serrage, dont la direction évolue régulièrement le long de la ligne péri-adriatique, correspond vraisemblablement à la translation vers l'Ouest de la zone sud-alpine (H. Laubscher 1971).
- L'évolution de la zone alpine interne se termine par le jeu récent d'un certain nombre d'accidents, repérables sur une carte des linéaments de la zone Alpes-Apennins du Nord (y compris dans le Plioquaternaire de la plaine du Pô).

FIGURES PRESENTANT DES ORIENTATIONS

La projection stéréographique à égale surface a été utilisée. Sauf mention spéciale, l'orientation des axes principaux de susceptibilité et des structures visibles est présentée dans l'hémisphère inférieur et celle des vecteurs aimantation dans la sphère complète (figurés pleins, vecteurs plongeant vers le bas ; figurés vides, vecteurs dirigés vers le haut).

Dans une figure où est indiquée l'orientation des trois axes principaux de susceptibilité, ceux-ci correspondent aux figurés suivants :

cercle

carré

triangle

axe minimal

axe intermédiaire

axe maximal.

++++++
 + INTRODUCTION +
 ++++++

<u>Plan du chapitre :</u>	pages
I.1.) Présentation générale	8
I.2.) Tectonique alpine et problèmes étudiés	8
I.2.1.) La tectonique des plaques dans les Alpes	8
I.2.2.) La région du Pelvoux	12
I.2.3.) La ligne péri-adriatique	14
I.3.) Méthodes utilisées	18
I.3.1.) Microtectonique	18
I.3.2.) Anisotropie de susceptibilité magnétique	18
I.3.3.) Aimantation rémanente	20
I.4.) Plan de travail.	22

I.1.) Présentation générale

Les roches sédimentaires et métamorphiques présentent des structures planaires (stratification ou foliation) et même parfois linéaires (direction de paléocourant par exemple, ou linéation) bien visibles. Ces éléments fournissent des repères très utiles pour une analyse des conditions de dépôt et de déformation et par suite, pour une meilleure compréhension de leur histoire géologique. Les roches magmatiques forment, au contraire, souvent des masses sans litage ou orientations préférentielles de leur minéraux ; les informations structurales permettant de connaître leurs conditions de mise en place et leur évolution ultérieure (déformations) sont souvent peu précises, voire inaccessibles, aux méthodes classiques de géologie structurale.

Depuis quelques années, il a été montré que l'analyse des propriétés magnétiques des roches pouvait contribuer à la connaissance de leur structure. C'est pourquoi, j'ai recherché les apports possibles du magnétisme à l'étude de ces roches magmatiques. Les structures de celles-ci peuvent être liées à leurs conditions de mise en place, c'est-à-dire soit à une intrusion (roches plutoniques, roches volcaniques en sill ou dyke), soit à une extrusion (coulée, dôme, ou projections de roches volcanique). Elles reflètent aussi dans certains cas les diverses déformations qui se sont produites. J'ai appliqué cette analyse "magnétique" dans deux domaines des Alpes où une telle étude paraissait devoir porter des résultats particulièrement intéressants, la région du Pelvoux, (où j'ai recherché les traces des compressions récentes et des grandes déformations depuis le Trias) et les intrusions plutoniques de la ligne périadriatique (où j'ai étudié la tectonique récente autour de la plaine du Pô).

Deux méthodes magnétiques complémentaires ont été utilisées : l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique peut permettre de mieux connaître la structure à l'échelle de la roche et par suite, celle de l'ensemble du massif qu'elles forment. L'étude de l'aimantation rémanente des roches peut, quant à elle, apporter des informations utiles sur les déformations à l'échelle régionale. Réciproquement, l'apport de l'analyse structurale aux études classiques du magnétisme et en particulier au paléomagnétisme forme aussi un des objectifs de ce travail.

I.2.) Tectonique alpine et problèmes étudiés (fig. I.1 et I.2)

I.2.1.) La tectonique des plaques dans les Alpes

Les deux grandes unités dont la collision a abouti à la formation

des Alpes, sont la plaque européenne et la plaque sud-alpine. La réalité semble cependant plus complexe puisqu'il faut envisager l'existence de microcratons, de micro-plaques intermédiaires ou d'une fragmentation de plaques pour arriver à une reconstitution satisfaisante.

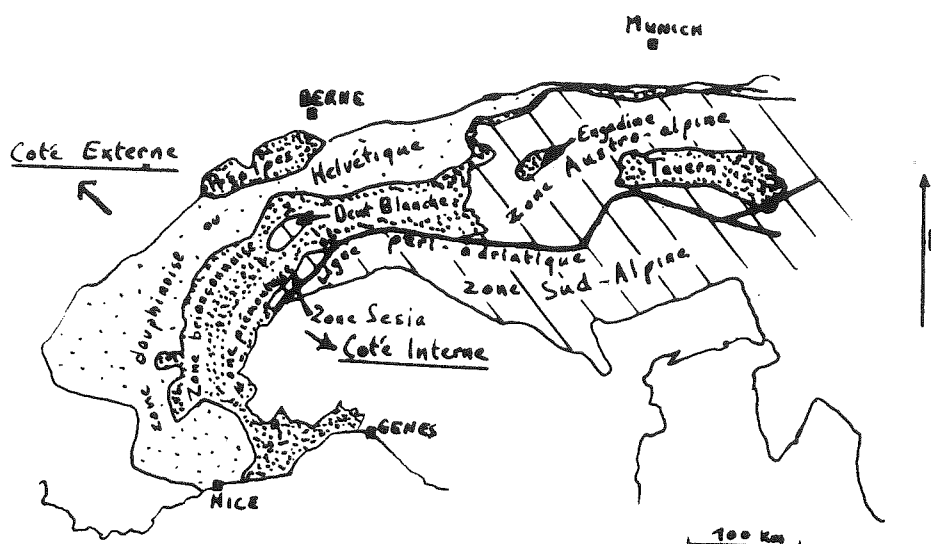


Fig. I.1. Les grandes unités alpines.

Les premières subductions ont été soupçonnées dans les Alpes par A. Amstutz en 1951 (voir D.A. White et al. 1970). Cette région reste cependant l'une de celles où les hypothèses sur les subductions sont les plus nombreuses. Le Jurassique correspond dans les zones internes alpines à une période de distension, durant laquelle la croûte océanique nouvelle a pu se former entre ces deux plaques (distension triasico-liasique de L. Glangeaud, 1951). Pour la majorité des auteurs, cette croûte océanique nouvellement formée aurait ensuite subi une subduction sous la plaque sud-alpine. Cependant, pour P. Vialon (1974) et E. Rod (1977), l'hypothèse d'un plongement sous la plaque européenne est à envisager.

Cette subduction aurait été active approximativement au Crétacé-Eocène inférieur (elle aurait continué au moins jusqu'à l'Oligocène si on envisage un plongement sous la plaque européenne). La cicatrice de cette subduction correspondrait à la ligne péri-adriatique.

Les hypothèses concernant la suite de l'évolution de la zone alpine sont très divergentes. Pour simplifier, nous pouvons les regrouper en trois ensembles principaux :

- la subduction crétacée serait la seule véritable pour W.G. Ernst (1971). Pour G.V. Dal Piaz et al. (1972) le sens de déplacement relatif des deux plaques se serait inversé (il n'y aurait pas eu blocage puis compensation isostatique), c'est à dire que les parties englouties, sont remontées lentement, en suivant le plan de Benioff. Ce schéma explique bien l'évolution (E. Jäger, 1973) du métamorphisme alpin crétacé et nummulitique par une remontée des isogéothermes (rééquilibrage des températures qui avaient été perturbées en profondeur par la venue d'une croûte superficielle "froide") et la formation des nappes (par le retour des masses subductées).
- Divers auteurs (A. Amstutz 1955, K.J. Hsü et S.O. Schlanger 1971, E.R. Oxburgh 1972, G. Poupinet 1976) estiment que des subductions à plongement vers le Nord-Ouest sont nécessaires pour expliquer une partie des structures alpines. R. Caby et al. (1978) présentent un schéma basé sur cette hypothèse, avec une subduction à plongement Nord-Ouest qui aurait été active de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur. Cette subduction, qui s'amortirait au Nord-Ouest par plusieurs sous charriages, aurait sa cicatrice au niveau du Briançonnais interne.
- Les autres hypothèses (H. Laubscher 1971, J. Martini 1972, R. Trümpy 1973, W. Frisch 1979...) supposent l'existence de deux subductions successives à plongement vers le Sud-Est. La première, à l'Eocène terminal, aurait sa cicatrice au front externe de la zone Sesia ou aussi au niveau de la ligne péri-adriatique. Ce sont les zones piémontaise et briançonnaise interne qui auraient été subductées. La seconde subduction, à la fin de l'Oligocène ou au Néogène, aurait sa cicatrice au niveau des écaillages en bordure interne des massifs cristallins externes ou au front briançonnais externe. Les intrusions de roches plutoniques de la lignes péri-adriatique (et peut-être aussi le volcanisme andésitique) correspondraient alors à des fusions dans le plan de Benioff. H. Laubscher (1971) estime de plus, que la ligne Insubrique a joué en décrochement dextre sur plusieurs centaines de kilomètres depuis l'Oligocène. A. Guillaume (1978, 1979) a souligné l'importance capitale des accident récents.

Rappelons enfin, que l'analyse des ondulations du géoïde (S. Coron et al. 1977) montre qu'il n'existe pas dans les Alpes d'indices de plaques "plongeantes" actuelles.

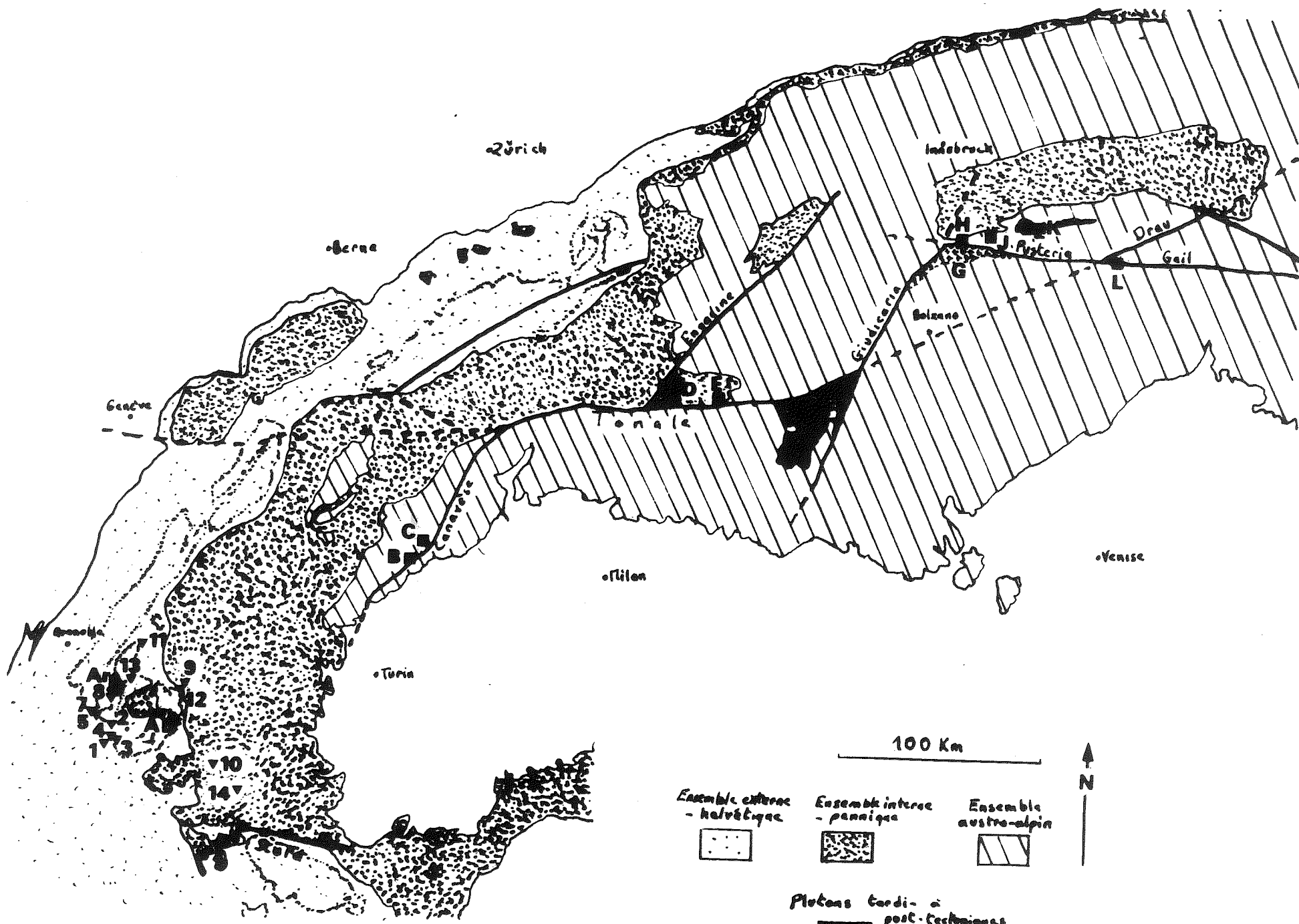


Fig. I.2. Les zones étudiées (carte d'après J. Debelmas 1975,
S. Borsi et al. 1972 et A. Guillaume 1978)

Zones de prélèvements :

Roches volcaniques, Carbonifère à Lias, (de 1 à 14)

Massifs intrusifs tardi-hercyniens (Ar, Ab et G)

Massifs intrusifs tardi à post-tectonique (B, C, D, E, F, H, J, K) (et L?)

I.2.2.) La région du Pelvoux

Pour pouvoir situer les problèmes analysés, il est nécessaire de décrire brièvement l'histoire géologique de cette région.

Le socle du Pelvoux comporte des éléments d'âge primaire et peut-être précambrien (P. Le Fort et al. 1969). La période hercynienne y est marquée par un métamorphisme intense et par des intrusions de granite syntectoniques (granites de la montagne des Bans 365 MA et de l'affleurement de Claphouse 355 MA, A. Barbieri 1970) et surtout post-tectoniques (275 à 330 MA, voir une compilation des résultats dans P. Le Fort 1973). Dans les Grandes Rousses, un volcanisme important d'âge stéphanien, pourrait avoir une relation avec ces intrusions granitiques profondes.

La fin du Carbonifère et le Permien sont des périodes d'érosion très intense (les gneiss et granites hercyniens arrivent à l'affleurement alors que les faciès du métamorphisme hercynien impliqueraient des profondeurs largement supérieures à 10 km). Un volcanisme important semble affecter la zone briançonnaise ; on en trouve également des traces dans la zone externe (A.C. Tobî 1959).

Le début du secondaire est marqué par une transgression et par des phénomènes de distension qui ont permis des venues de laves spilitiques le long de grandes cassures. La zone briançonnaise forme un haut fond où est émergée à partir de la fin du Trias.

Dans le Dévoluy, un plissement important a lieu au Turonien et au Coniacien. Au Nord du Pelvoux, le plissement "Arvinche" pourrait être de la même époque (il est en tout cas anté-Lutétien). Des écaillages du socle du Pelvoux (F. Bartoli et al. 1974, M. Gidon 1979) sont liés à ce plissement d'axe Est-Ouest à Est-Nord-Est/Ouest-Sud-Ouest dans la couverture autour de ce socle (P. Vialon 1974). Un métamorphisme de cet âge affecte les zones internes alpines.

Des dépôts importants de flyschs (Aiguilles d'Arves, Champaur) suivent cette période.

A la fin de l'Oligocène, une nouvelle crise orogénique affecte les Alpes. Elle est caractérisée par le jeu d'accidents pré-existants et des effets de poinçonnement du socle sur la couverture. La schistosité majeure se forme à cette époque, sous des pressions et températures au maximum de 2,5 kbars et 375° C pour la zone du Pelvoux (P. Saliot 1973, B. Poty et al. 1974). Dans les zones plus internes, les pressions semblent atteindre des valeurs plus importantes (jusqu'à 6 kbars dans les schistes lustrés de la zone piémontaise).

Après une période de dépôts molassiques, une nouvelle phase de déformation au Miocène reprend en les amplifiant les structures de la phase précédente, elle est visible surtout dans les zones dauphinoise et briançonnaise. Elle correspond au soulèvement des massifs cristallins externes et à des plissements importants. La pression et la température durant cette phase sont inférieures ou égales à celle de la phase précédente (D. Bernard 1978).

La conception classique des Alpes impliquait que toutes ses structures soient régies par des déformations et déplacements perpendiculaires à l'allongement de la chaîne. Cependant le rôle des grandes cassures dans cette tectonique alpine est apparu de plus en plus important (J. Goguel 1963, J.C. Barfety et al. 1968, M. Gidon et al. 1976, R.H. Graham 1978,...).

P. Vialon (1974) et J. Boudon et al. (1976) ont donné un modèle pour l'évolution des Alpes occidentales qui montre que les trois phases de déformation pourraient être liées à un même processus (serrage Nord-Sud dans une mosaïque de blocs limités par des failles).

Un des objectifs de mon travail a été de mieux connaître les déformations de ce secteur, à l'échelle de la roche comme à l'échelle de la chaîne. Un premier apport qui pouvait être attendu de ce travail est de comprendre l'évolution des structures d'une roche magmatique ayant subi une déformation, particulièrement lorsque celle-ci est faible. Pour cela, nous disposons d'éléments de comparaison avec, pour le granite du Pelvoux, d'une part les roches métamorphiques hercyniennes qui ont localement une schistosité alpine qui peut se distinguer de la foliation hercynienne (F. Bartoli 1973), et d'autre part des synclinaux très pincés de roches mésozoïques (mais qui apparaissent comme de véritables "couloirs" de très forte déformation dans un socle moins déformé - cf pincées de L. Glangeaud 1949). Les laves spilitiques de

la limite Trias-Lias se situent au milieu de terrains sédimentaires qui permettent une analyse détaillée des structures tectoniques et fournissent donc des indications précieuses sur le degré et le mode de déformation.

Du point de vue de la tectonique alpine, cette étude a deux objectifs majeurs. Le premier est l'analyse des effets possibles de la phase miocène sur le socle du Pelvoux ; son rôle, qui est très important pour la couverture de ce secteur, est en effet pratiquement inconnu dans ce socle. Il s'agit de plus, de préciser le rôle du chevauchement Meije-Muzelle (F. Bartoli et al. 1974) dans l'évolution des déformations du socle.

Le second objectif est de rechercher les grandes rotations relatives dans ce secteur par la méthode paléomagnétique. Cette étude nécessitait d'abord de déterminer jusqu'à quel degré de déformation des roches la méthode paléomagnétique peut être utilisée pour effectuer des reconstitutions paléogéographiques. Le choix de sites d'étude assez proches du Dévoluy permet de faire éventuellement la part des mouvements crétacés dans ces grands déplacements.

1.2.3.) La ligne péri-adriatique

Le socle des zones internes alpines a subi une évolution complexe anté-hercynienne (F.B. Sassi et al. 1974). Après le métamorphisme hercynien, des intrusions granitiques se sont mises en place et un volcanisme important a lieu au Permien dans la zone sud-alpine.

La première grande période de déformation alpine est d'âge crétacé supérieur (80 à 65 MA). Elle se caractérise au moins par des plissements et des chevauchements ainsi que par l'existence de phénomènes métamorphiques qui se poursuivent peut-être à l'Eocène inférieur.

Le chevauchement par les grandes nappes alpines et austro-alpines se fait essentiellement (il est probable en effet que certains mouvements datent de la phase crétacée) à l'Eocène supérieur/Oligocène inférieur (vers 40 à 38 MA).

Vers 30 MA, des intrusions plutoniques se mettent en place au Nord de la ligne péri-adriatique (au Sud de cette ligne, les intrusions de l'Adamello ont commencé vers 45 MA). Elles s'accompagnent d'un flux de chaleur. Elles correspondent dans certains secteurs à une déformation importante de l'ensemble des nappes.

L'existence d'une dernière phase de métamorphisme au cours du Miocène (jusque vers 20 MA) a été mise en évidence ces dernières années en divers secteurs de la ligne péri-adriatique. Elle correspond à la

dernière crise orogénique majeure de cette région, pendant laquelle se sont mises en place les nappes helvétiques.

La ligne Insubrique (= Tonale) devient alors une faille très active. H. Laubscher (1971) pense qu'elle a joué depuis en décrochement dextre sur près de 300 km ; mais, dans le même temps, elle provoque un soulèvement très rapide de son compartiment nord avec une érosion importante (2 MA après son intrusion à grande profondeur - 6 à 10 km -, le granite du Bergell est à l'affleurement). Les déplacements dextres le long de la ligne Insubrique ont pu durer jusqu'au Pliocène (A. Guillaume 1978-1979).

Au niveau de la ligne péri-adriatique, les effets de la tectonique récente sont mal connus. L'objectif essentiel de mon travail dans cette zone est d'essayer de les mettre en évidence. Avant de considérer plus en détail les problèmes analysés, il faut souligner que les soulèvements très importants des compartiments externes de la ligne péri-adriatique font que cette faille met en contact au Nord, des faciès profonds très métamorphisés, avec au Sud des faciès beaucoup plus superficiels, peu ou pas métamorphisés durant la période alpine.

Le massif granitique de Bressanone (Brixen) est un massif tardihercynien (280 à 290 MA, A. Alberti et M. Nicoletti 1971, et S. Borsi et al. 1972). Il est situé juste au Sud de l'intersection des lignes de la Giudicaria et de la Pusteria. Il a subi toute la tectonique alpine. Cependant, sauf au contact immédiat de ces accidents, il ne présente pas, apparemment d'orientation préférentielle (ces zones bordières nord et ouest correspondent d'ailleurs peut-être à un magmatisme beaucoup plus récent). L'étude de ses déformations éventuelles peut, comparée à celle d'intrusions beaucoup plus récentes du même secteur, nous ~~permettre de~~ compléter les connaissances sur les déformations alpines le long de ces deux lignes tectoniques majeures.

Au Nord de la ligne de la Pusteria affleurent une série d'intrusions qui se sont mises en place pendant la fin des plissements oligocènes de ce secteur (vers 30 MA - S. Borsi et al. 1978 a et b). Elles ont subi depuis (vers 20 à 17 MA) une phase de métamorphisme thermique durant laquelle les températures ont dépassé 300° C (S. Borsi et al. 1978 c). L'étude des massifs des Riesenferner - Vedrette di Ries - Cima di Vila, Monte Alto, et Rensen peut donc apporter des données concernant les phases tardives des plissements oligocènes et surtout les déformations plus récentes (en particulier pendant ce métamorphisme thermique tardif).

Le massif du Bergell, mis en place vers 30 MA (B.L. Gulson 1973) présente une succession d'évènements analogues. Il est déformé avec les nappes pendant son refroidissement. Il a subi ensuite le métamor-

phisme lépontin, avec des températures pouvant atteindre 550° C, vers 23 à 20 MA (R. Hännly et al. 1975, H.R. Wenk et al. 1977). Les résultats de cette étude sont donc probablement complémentaires de ceux des intrusions situées au Nord de la ligne de la Pusteria. Cependant, l'existence du granite plus récent de Novate et des filons du Bergell (environ 25 MA B.L. Gulson 1973), qui sont postérieurs à la déformation des nappes, nous donne ici la possibilité de mieux connaître les déformations les plus récentes.

Le massif de l'Adamello, situé au Sud de la ligne Insubrique, est formé de différentes masses intrusives d'âge variant entre 45 et 31 MA (G. Ferrara 1962, S. Borsi et al. 1966). Il ne semble ni métamorphisé, ni même déformé. E. Semenza (1974) estime cependant que des déformations importantes ont eu lieu à l'Est de ce secteur jusqu'au Pliocène moyen à supérieur. Le but de l'étude de ce massif est donc de mettre en évidence d'éventuelles déformations, et de tenter de les corréler avec celles des roches situées au Nord de la ligne péri-adriatique. Dans le cas d'une absence de déformations, ce massif, formé de 11 intrusions différentes, fournit sans doute des données très intéressantes sur les conditions de mise en place de ces roches.

Les deux derniers pointements étudiés appartiennent au compartiment externe de la ligne péri-adriatique. Leur mise en place (28 à 31 MA - J.D. Krummenacher et J.F. Everdingen 1960, J.C. Hunziker et P. Bearth 1969, B. Scheuring et al. 1974) n'a été suivie que d'une phase cassante en compression (J. Comes 1975). L'intérêt de cette étude est de rechercher si des déformations non visibles à l'oeil nu affectent ces roches et de les comparer éventuellement avec les structures des autres massifs. En l'absence de déformation, l'analyse des conditions de mise en place du pluton de Biella, qui est formé d'auréoles concentriques de composition différente, permet de compléter les connaissances sur les conditions de mise en place.

En résumé, le principal objectif de cette étude menée le long de la ligne péri-adriatique est d'analyser la tectonique récente de ce secteur (fig. I.3.), son style, son orientation, ses effets et son extension géographique. On peut ainsi espérer mieux comprendre l'évolution récente des bordures de la plaine du Pô.

On peut lui ajouter deux autres objectifs qui sont l'analyse des conditions de mise en place des roches plutoniques et une analyse paléomagnétique (mais sans correction de pendage précise possible...).

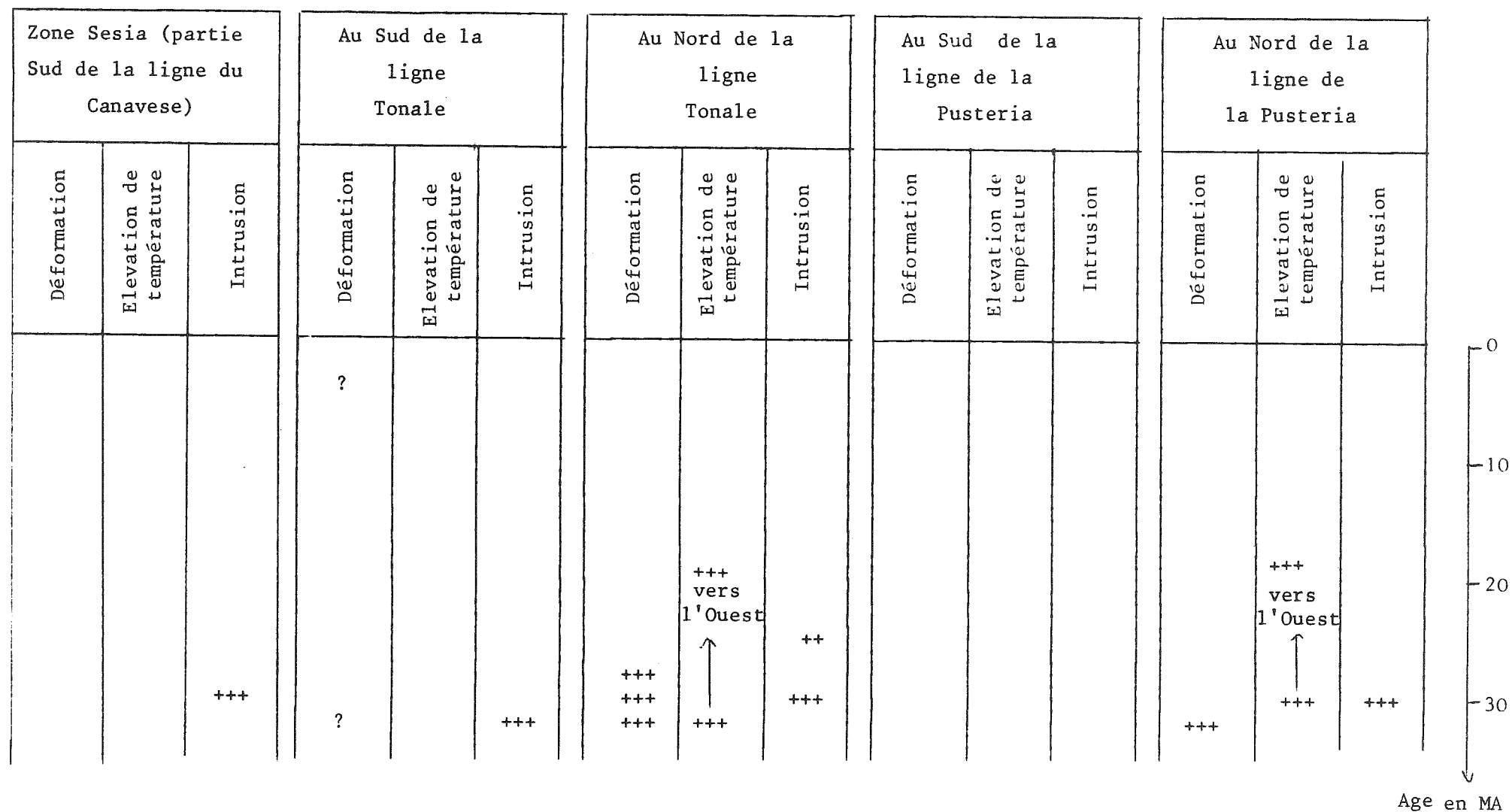


Fig. I.3. Evènements récents d'âge connu le long de la ligne péri-adriatique (sans tenir compte des jeux en décrochement de cette ligne)

Les points d'interrogation indiquent des évènements possibles (d'après l'étude des régions voisines) mais non mis en évidence.

I.3.) Méthodes utilisées

I.3.1.) Microtectonique

Ces méthodes, classiques pour les géologues de terrain, consistent en des mesures systématiques de toutes les orientations préférentielles visibles des roches étudiées et des roches avoisinantes.

L'étude des conditions de mise en place (voir par exemple E. Nickel et al. 1967, J. Marre 1973) se fait par analyse des contacts intrusifs ou des plans d'écoulement, par mesure des orientations linéaires liées à cet écoulement ou par la recherche des structures en relation avec le champ de contraintes pendant l'intrusion.

Pour l'analyse de la déformation (voir par exemple J. G. Ramsay 1967, M. Mattauer 1973, et P. Vialon et al. 1976), on étudie les structures cassantes (joints de tension, diaclases, failles avec leurs stries) comme les structures de déformation continue (plis, schistosités, linéations - étirement, minéraux, axe de pli, intersection -, ou déformations d'éléments inclus dans la roche).

I.3.2.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

Un corps soumis à un champ magnétique acquiert une aimantation. L'aimantation qui disparaît lorsque le champ est annulé est appelée "aimantation induite". La susceptibilité χ est le rapport entre l'aimantation spécifique induite σ_i (c'est à dire le moment magnétique induit par unité de masse du corps) et la valeur du champ inducteur.

Dans la majorité des corps, elle est variable suivant les directions de l'espace ; on dit que ce corps présente une anisotropie de susceptibilité magnétique. Comme pour d'autres propriétés physiques, il est possible de définir un ellipsoïde d'anisotropie avec les valeurs des susceptibilités principales.

Depuis G. Ising (1942) et J.W. Graham (1954), on sait que dans une roche, cette anisotropie est en relation avec ses structures visibles à l'oeil nu.

Historiquement, cette méthode a d'abord été appliquée à l'analyse des conditions de dépôt des roches sédimentaires. Des mesures ont été faites sur des sédiments déposés artificiellement (N. Hamilton 1964...) et parallèlement sur des roches dont les conditions de dépôt étaient connues (L. Granar 1958, A.I. Rees 1961, N. Halminton 1963, N. Halminton et A.I. Rees 1970 et 1971). Toutes ces analyses ont montré que l'axe maximal de susceptibilité est dirigé dans le plan vertical contenant la direction du courant de dépôt, s'écartant (phénomène d'imbrication) généralement de celle-ci de 10° à 20° (inclinaison vers l'amont) ;

l'axe de susceptibilité intermédiaire est dans le plan de stratification. Des études sur les sédiments profonds actuels ont confirmé ces résultats (A.I. Rees et D. Frederick 1974, B. Sichler et G.A. Auffret 1979). H. Argenton et al. (1975) ont montré que cette méthode ne donne des résultats utilisables que dans les séries où la granulométrie est assez fine. J'ai souligné dès 1973 les effets possibles des faibles déformations sur cette anisotropie "primaire".

Les conditions de mise en place de quelques roches plutoniques ont également été analysées par cette méthode (J.R. Balsey et A.F. Buddington 1966, R.F. King 1966). L'axe de susceptibilité minimal correspond à la normale à la foliation de mise en place visible (qui est souvent parallèle aux bordures du massif) et l'axe maximal à la linéation d'écoulement. Des applications ont été tentées pour rechercher la forme d'une intrusion (R. Van der Voo et C.T. Klootwijk 1972) ou déterminer la chronologie relative d'intrusions granitiques et de phases tectoniques (M. Chlupacova et al. 1975). F. Heller (1973) a montré dans le Bergell les effets de contraintes tectoniques pendant le refroidissement du magma. L'interprétation des résultats est parfois délicate (F.S. Birch 1979), la tectonique pouvant modifier l'anisotropie "primaire" comme je l'ai montré (1975).

Les conditions de mise en place de dykes de roches volcaniques dépendent beaucoup de l'importance de l'intrusion (E. Halvorsen 1974, B. Henry et M. Meurisse 1977).

L'analyse de coulées volcaniques (H.C. Brown et al. 1964, D.T.A. Symons 1967, C. Violat 1972, B.B. Ellwood 1978) montre que l'axe de susceptibilité minimale est en moyenne voisin de la perpendiculaire au plan de coulée. L'axe maximal est parfois assez proche de la perpendiculaire à la direction d'écoulement.

Dans les roches métamorphiques monophasées, l'axe maximal coïncide avec la linéation et l'axe minimal avec la normale à la foliation (L. Daly 1959/1970, F.D. Stacey et al. 1960). L'étude de roches métamorphiques polyphasées (L. Daly 1970) montre une prédominance des dernières phases de déformation.

L'anisotropie de susceptibilité est en effet très sensible aux déformations, même de faible intensité, ce qui pourrait peut-être expliquer la non-coïncidence, dans certaines régions, entre structures visibles et anisotropie de susceptibilité (P. Morel à l'Huissier 1976, B. Henry 1976a). W.H. Owens (1974), par des modèles mathématiques, a montré comment au cours d'une déformation l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité tend à avoir les mêmes rapports de valeurs principales

que celui de déformation. L'analyse de l'anisotropie de différentes séries de roches (L. Daly 1970, F. Hrouda et F. Janak 1976, B. Henry 1977 a, et R. Kligfield et al. 1977) ou de plus de plus en plus intensives (F. Hrouda 1978) montre bien ce rapprochement des formes des ellipsoïdes d'anisotropie de susceptibilité et de déformation quand l'intensité de la déformation croît. Dans le cas d'une forte déformation, ces deux ellipsoïdes ont les mêmes formes (S.J. Kneen 1976, B. Henry 1977 a et R. Kligfield et al. 1979). Selon J.S. Rathore (1979), ils auraient même une relation plus précise entre eux.

L'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique intéresse d'ailleurs les mécaniciens des sols (Y.B. Osipov et B.A. Sokolov 1972) puisque, contrairement avec ce qui se passe avec les autres méthodes d'analyse de la déformation de sols, l'échantillon n'est ni détruit, ni modifié lors de la mesure.

Certaines questions, comme l'effet des oxydations (V. Kropacek 1976) naturelles ou des altérations sur l'anisotropie de susceptibilité, sont encore actuellement mal connus, mais de nouveaux traitements des échantillons (voir par exemple J.U. Fucugauchi 1979) nous apportons peut-être des réponses.

Une application importante de la mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique est aussi l'étude des écarts (voir M.D. Fuller 1963) pouvant exister dans une roche anisotrope entre champ magnétique et moment rémanent (utilisé en paléomagnétisme). Une méthode graphique proposée par R.B. Hargraves (1959) a été parfois appliquée (F. Heller 1971). Cette méthode reste toutefois très imparfaite car les ellipsoïdes d'anisotropie de susceptibilité et d'anisotropie d'aimantation rémanente sont différents et il serait nécessaire de faire une telle étude avec une anisotropie d'aimantation rémanente isotherme (L. Daly et H. Zinsser 1973) ou d'aimantation thermorémanente.

I.3.3.) Aimantation rémanente

I.3.3.1.) Le paléomagnétisme

Certains corps, qui ont été soumis à un champ magnétique, peuvent conserver une certaine aimantation après annulation du champ. Cette aimantation est appelée "aimantation rémanente".

Depuis longtemps, on sait que des aimantations existent dans les roches (la "Pierre de Magnesie" est connue depuis le VI^{ème} siècle avant J.C., en Asie Mineure). L'utilisation de ces aimantations (Melloni 1853) pour retrouver l'orientation du champ lors de leur formation, s'est considérablement développée depuis une trentaine d'années.

Les progrès qui ont été faits dans la connaissance de ces aimantations (E. Thellier 1938, E. Thellier et F. Rimbart 1954, D. Biquand et M. Prévot 1971, J.L. Roy et J.K. Park 1974, L. Daly et J.P. Pozzi 1977, L. Daly 1978) rendent les résultats de plus en plus précis et riches en informations.

Le paléomagnétisme est utilisé avant tout pour faire des reconstitutions paléocontinentales. L'inclinaison et la déclinaison obtenues pour le vecteur aimantation permettent respectivement de déterminer la position en latitude et en attitude de la formation lorsqu'elle a acquis son aimantation. Les mesures paléomagnétiques faites sur des roches d'âge différent d'un même continent permettent de tracer une courbe de dérive continentale. La comparaison des courbes des différents continents montre leurs grands déplacements relatifs. La comparaison des formations d'un même continent peut aussi apporter des informations sur les déplacements régionaux. La méthode paléomagnétique peut aussi être utilisée pour évaluer l'âge d'une formation en comparant sa direction paléomagnétique à la courbe de dérive continentale, ou encore pour estimer la température d'une phase métamorphique (L. Daly et J.P. Pozzi 1977) ou étudier des plissements (par exemple reconnaître une série inverse d'une série normale).

Cette méthode doit cependant toujours être utilisée avec certaines précautions. L. Daly (1959, 1970) a en effet montré sur des roches métamorphiques que les déformations subies par la roche jouent un rôle dans l'orientation de l'aimantation.

I.3.3.2.) Les résultats de la zone alpine

Dans les Alpes et leurs régions voisines (synthèse des résultats dans R. Van der Voo et J.D.A. Zijdeveld 1969, J.D.A. Zijdeveld et R. Van der Voo 1973, K. Rother et F. Wiegand 1975, J.D.A. Zijdeveld 1975, M. Westphal 1976, M. Krs 1977, H. Soffel 1978 a, R. Pucher et G. Morteani 1978) nous pouvons distinguer trois grandes zones suivant leur direction paléomagnétique :

- Dans la plaque européenne en dehors des Alpes, les résultats sont cohérents et montrent que l'Europe dite "stable" n'a pas subi de très grandes déformations internes depuis le Permien (voir compilation des résultats dans les travaux cités précédemment ainsi que C. Van den Ende 1977, F. Heller 1977 a et F. Heller et J.E.T. Channell 1979).
- L'Italie (côté interne par rapport à la ligne péri-adriatique) présente par rapport à l'Europe dite "stable" une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre entre 23° et 55° (voir compilation des résultats, ainsi que J. Van den Berg et A.A.H. Wonders 1976,

J.E.T. Channell et al. 1978, H. Soffel 1978 b, G. Napoleone et al. 1979, C. Heiniger 1979).

- Entre les deux se trouve la zone alpine où les mesures n'ont pu souvent être faites que dans des roches plus ou moins déformées, parfois même métamorphisées et qui ont une histoire tectonique complexe. Cela explique sans doute la relative dispersion des résultats obtenus (C. Bobier et A. Guillaume 1966, A. Roche et M. Westphal 1969, R. Van der Voo et J.D.A. Zijdeveld 1969, F. Heller 1971 et 1977 b, M. Westphal 1973 et 1976, F. Heller et R. Schmid 1974, H. Soffel 1975 et 1979, H. Förster et al. 1975, J.J. Schott 1976, R. Lanza 1977 et 1979, H.J. Mauritsch et W. Frisch 1978). Dans les zones les moins déformées, la méthode paléomagnétique peut cependant apporter des données importantes pour l'analyse des déformations et mouvements locaux et régionaux (voir par exemple J.E.T. Channell et al. 1978).

I.4.) Plan de travail

Après cette brève introduction où sont exposés les objectifs de cette étude, un second chapitre comporte des rappels et des données nouvelles sur les propriétés magnétiques, leur mesure et les données nécessaires à leur interprétation.

Dans le troisième chapitre, sont présentés les résultats acquis avec l'étude de chaque série de roches volcaniques. Ils sont comparés les uns aux autres et leurs implications sont exposées.

Le chapitre 4 est consacré aux données obtenues dans les différents massifs de roches plutoniques. Il se termine par une synthèse de ces résultats (la séparation des roches volcaniques et plutoniques peut sembler artificielle, mais nous verrons qu'elle est nécessaire, les propriétés magnétiques de ces deux types de roches étant souvent différentes).

Le chapitre 5 est une comparaison des résultats acquis dans les roches volcaniques et plutoniques et les apports de l'analyse structurale aux méthodes magnétiques y sont étudiés. Un exemple d'application de ces résultats y est donné.

Le chapitre 6 est consacré aux implications de ce travail pour la géologie régionale.

+++++
+ METHODES D'ETUDES +
+++++

La première partie de ce chapitre est consacrée à quelques rappels fondamentaux sur les propriétés magnétiques des roches. Sont abordées ensuite, les méthodes magnétiques et leur application pratique.

<u>Plan du chapitre :</u>	pages
II.A.) Quelques rappels sur les propriétés magnétiques	24
II.A.1.) Les aimantations	24
II.A.2.) Aimantation rémanente naturelle	29
II.A.2.1.) Effet de la température, et aimantation thermo-rémanente (ATR)	29
II.A.2.2.) Effet du temps et aimantation rémanente visqueuse (ARV)	34
II.A.2.3.) Effet d'un champ et aimantation rémanente isotherme (ARI)	36
II.A.2.4.) Effet de la pression et aimantation piezo-rémanente (APR)	38
II.A.2.5.) Effet des processus chimiques et aimantation rémanente cristalline (ARC)	38
II.A.2.6.) L'aimantation rémanente détritique (ARD)	40
II.A.2.7.) Les aimantations superposées	40
II.A.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique	42
II.A.3.1.) Définition	42
II.A.3.2.) Anisotropie cristalline	42
II.A.3.3.) Anisotropie de forme	43
II.A.3.4.) L'anisotropie des minéraux	44
II.A.3.5.) L'anisotropie à l'échelle de la roche	45
II.B.) Méthodes utilisées	46
II.B.1.) L'analyse structurale par étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	46
II.B.2.) Le paléomagnétisme	46
II.B.3.) Remarques sur la correction de pendage	53
II.C.) Techniques d'étude	64
II.C.1.) Analyse structurale sur le terrain	64
II.C.2.) Prélèvement d'échantillons orientés	65
II.C.3.) Mesure de l'aimantation rémanente	66
II.C.4.) Mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	70
II.C.5.) Rappel des différentes opérations effectuées sur les échantillons.	75

II.A.) Quelques rappels sur les propriétés magnétiques

II.A.1.) Les aimantations

II.A.1.1.) Définitions

Un corps placé dans un champ magnétique H acquiert un moment magnétique M . Il est possible de définir :

- l'intensité d'aimantation J qui est le moment par unité de volume
 $J = M/v$ (v étant le volume du corps), et
- l'aimantation spécifique σ qui est le moment par unité de masse
 $\sigma = M/m$ (m étant la masse du corps).

La partie du moment M qui disparaît si le champ H est annulé est appelée moment induit M_i , auquel correspond l'intensité d'aimantation J_i et l'aimantation spécifique σ_i . La susceptibilité volumique K et la susceptibilité massique χ sont respectivement les intensités d'aimantation induite et spécifique rapportées au champ :

$$K = J_i/H \text{ (donc } K = M_i/v.H) \text{ et } \chi = \sigma_i/H \text{ (donc } \chi = M_i/m.H)$$

La partie du moment qui subsiste lorsque le champ est annulé est le moment rémanent M_r : il lui correspond l'intensité d'aimantation J_r et l'aimantation spécifique σ_r .

II.A.1.2.) Familles magnétiques

Les corps sont classés en quelques grandes familles en fonction de leurs propriétés magnétiques ; celles-ci dépendent principalement de la présence et de la disposition d'atomes présentant un moment magnétique non nul (résultant des moments de spin nucléaire, de spin des électrons, et orbitaux des électrons) : Fig. II.1.

Les diamagnétiques ont un moment résultant nul. Dans un champ, les moments élémentaires dirigés selon le champ diminuent et ceux en sens inverse augmentent ; un moment induit faible se développe en sens inverse du champ (susceptibilité faible et négative).

Les atomes des quatre autres familles présentent un moment résultant non nul.

Dans les paramagnétiques, ces moments magnétiques atomiques n'ont pas d'interaction ; ils sont dispersés au hasard par l'agitation thermique et la résultante à l'échelle d'un ensemble d'atomes est donc nulle en l'absence de champ (pas de moment rémanent). Par contre, un champ magnétique peut aligner ces moments. En champ modéré, la susceptibilité est constante, mais au delà d'une certaine valeur de champ, le moment induit tend vers une valeur maximale dite aimantation à saturation

(qui correspondrait à un alignement parfait de tous les moments atomiques).

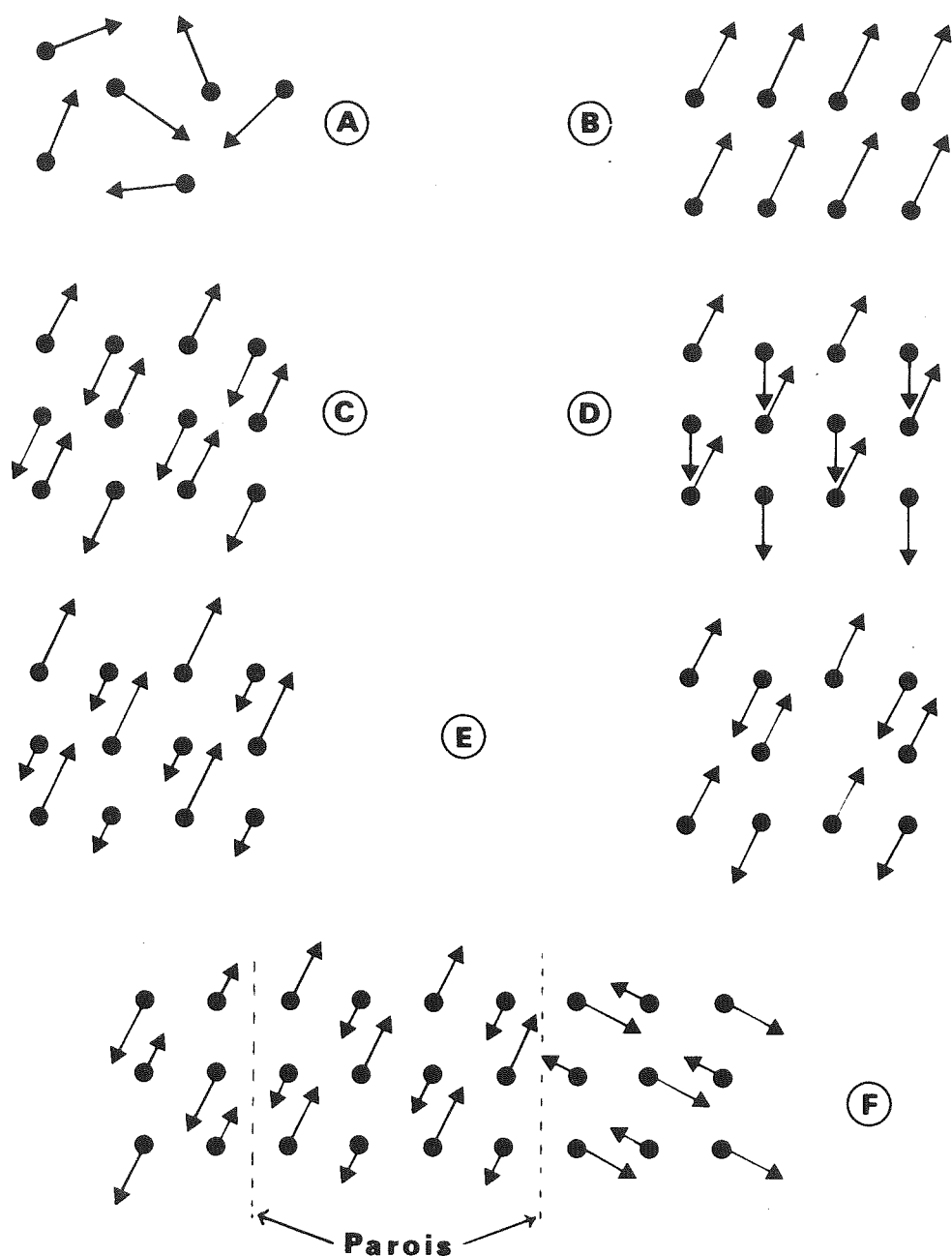


Fig. II.1. Schéma de la position des moments atomiques résultants chez les paramagnétiques (A), les ferromagnétiques (B), les antiferromagnétiques (C), les antiferromagnétiques à faible ferromagnétisme (D) et les ferrimagnétiques à deux sous réseaux différents (E à gauche) et lacunaires (E à droite).
Le schéma F correspond à un grain polydomaine (ici pour un ferrimagnétique).

Si la distance entre atomes porteurs d'un moment est plus faible, des interactions apparaissent. Dans les ferromagnétiques, ces interactions rendent les moments atomiques parallèles les uns aux autres.

La distance entre atomes porteurs d'un moment encore plus faible chez les antiferromagnétiques, provoque un antiparallélisme des moments. Au delà d'une certaine température dite de Néel, ces corps deviennent paramagnétiques, l'agitation thermique détruisant les interactions.

Les ferrimagnétiques ressemblent aux antiferromagnétiques, mais les atomes porteurs appartiennent à deux sous-réseaux qui ne sont pas équivalents (les moments antiparallèles ne sont pas égaux).

Les antiferromagnétiques ont une susceptibilité voisine de celle des paramagnétiques ; ils ne peuvent pas être porteurs d'un moment rémanent. Les ferromagnétiques et ferrimagnétiques ont une susceptibilité beaucoup plus importante qui varie en fonction de la température et de l'intensité du champ appliqué. Ils peuvent être porteurs d'un moment rémanent.

II.A.1.3.) Le ferrimagnétisme

Tous les minéraux des roches, susceptibles de porter une aimantation rémanente, sont ferrimagnétiques, exception faite de l'hématite (antiferromagnétique à faible ferromagnétisme). Le ferrimagnétisme a un rôle largement prépondérant dans les propriétés étudiées et va faire l'objet d'une analyse plus approfondie.

II.A.1.3.1.) Grain monodomaine

Les ferrimagnétiques sont souvent dispersés dans la roche sous forme de grains de très petite taille. Etant donné que les forces d'interaction entre moments magnétiques ne jouent qu'à petite distance (de l'ordre de $100 \text{ \AA}$), l'ordre parfait des moments spontanés ne peut se faire que dans un très petit volume. Un grain suffisamment petit est donc formé d'un seul domaine où les moments atomiques sont tous parallèles à l'intérieur de chacun des sous réseaux. La résultante de tous ces moments est appelée moment spontané (M_s) et elle est située, en l'absence de champ, selon une direction préférentielle du grain qui est l'axe de facile aimantation.

Chaque grain monodomaine est caractérisé par :

- son aimantation spontanée $J_s = M_s/v$
- son volume v , et
- son champ critique microscopique H_c .

En absence de champ, l'aimantation spontanée est selon l'axe de facile aimantation et dirigée dans un sens. Le champ critique microscopique est le champ qui, appliqué antiparallèlement à cette aimantation spontanée, est nécessaire pour la faire basculer de 180° . Ce champ critique apparaît sur le cycle d'hystérésis du grain monodomaine (cas d'un champ parallèle à l'axe de facile aimantation) représenté sur la figure II.2.

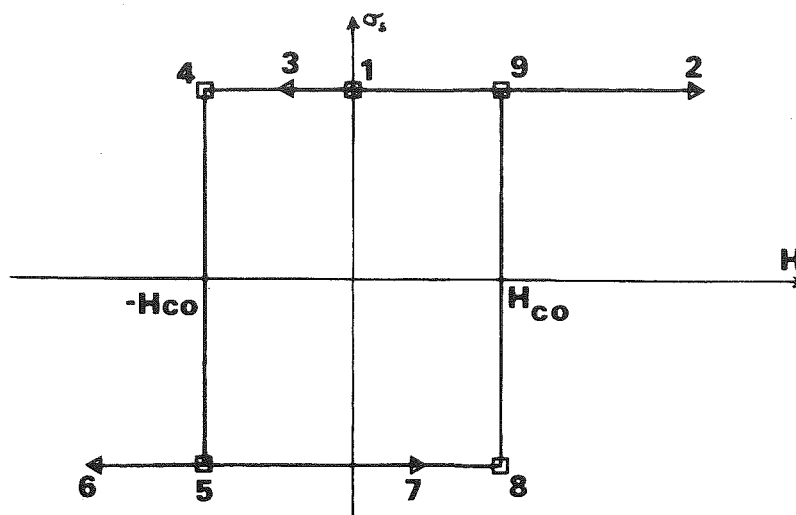


Fig. II.2. Cycle d'hystérésis du grain monodomaine (champ H appliqué parallèlement à l'axe de facile aimantation).

Aimantation spontanée (σ_s)

- (1) en absence de champ
- (2) si un champ est appliqué dans la direction de H
- (3) si le champ diminue et s'inverse
- (4-5) lorsque le champ atteint la valeur du champ critique, l'aimantation spontanée bascule
- (6) le champ continuant à augmenter, la situation est la même qu'au point 2 (si le champ diminue et s'inverse de nouveau : 7,8-9,2).

Le basculement de 180° de l'aimantation spontanée peut aussi être en relation avec l'agitation thermique. En effet, sauf près du zéro absolu, les fluctuations thermiques font que l'aimantation spontanée oscille au voisinage de l'axe de facile aimantation. J_s et H_c sont donc fonctions de la température. On peut poser :

$$J_s(T) = F(T) J_{s0}$$

$$H_c(T) = F'(T) H_{c0}$$

où $F(T)$ et $F'(T)$ sont deux fonctions différentes de la température

(égales à 1 à la température ordinaire) et où J_{SO} et H_{CO} sont respectivement l'aimantation spontanée et le champ coercitif à la température et à la pression ordinaire.

II.A.1.3.2.) Ensemble de grains monodomaines identiques

Considérons maintenant un ensemble de n grains identiques (mêmes valeurs de J_{SO} , v et H_{CO}) qui ont leur axe de facile aimantation parallèle et dont le moment spontané se trouve dans un même sens pour p grains (et donc dans l'autre sens pour $n - p$ grains). Si n est différent de p , il existe une aimantation résultante S_0 . (Nous supposons que ces grains sont suffisamment dispersés dans le reste amagnétique de la roche pour qu'ils n'aient pas d'interactions).

Des basculements de l'aimantation spontanée vont se produire à cause de l'agitation thermique ; et l'aimantation résultante S va évoluer en fonction du temps t :

$$s = S_0 e^{-t/\tau}$$

Au bout du temps τ , appelé temps de relaxation, l'aimantation est égale à l'aimantation initiale divisée par e . Si τ est grand, cet ensemble de grains va conserver le moment initial S_0 ; l'aimantation est dite bloquée. Si au contraire τ est petit, l'équilibre thermodynamique est rapidement atteint (égalisation du nombre de moments dans les deux sens).

La théorie de Boltzman est une analyse statistique (donc portant sur un grand nombre de grains) qui fait intervenir le rapport entre les énergies (cristalline par exemple, thermique, ...) des grains. L. Néel (1949) a appliqué cette théorie à cet ensemble de grains identiques de même axe de facile aimantation, ce qui l'a conduit à la relation

$$v.H_{CO} \left[1 - H/H_{CO}.F'(T) \right]^2 = \frac{2k T}{F(T).F'(T).J_{SO}} \cdot \log_e (F_0.\tau)$$

dans laquelle :

- H est le champ magnétique agissant parallèlement à l'axe de facile aimantation,
- k la constante de Boltzman,
- T la température absolue et
- f_0 un paramètre de fréquence de valeur pratiquement constante et égale à 10^{10} s^{-1} .

II.A.1.3.3.) Ensemble des grains monodomaines

La roche contient une multitude d'ensembles élémentaires décrits précédemment. Chacun est caractérisé par des valeurs de H_{CO} , v et τ et une direction de facile aimantation propre ; une valeur de J_{SO} caractérise un minéral donné.

L. Néel (1949) a admis que pour étudier l'effet d'un champ sur tous ces ensembles élémentaires, il était équivalent de ne considérer qu'un tiers de ces ensembles ayant leur axe de facile aimantation parallèle à la direction du champ (les deux tiers restant, considérés comme ayant leur axe de facile aimantation perpendiculaire au champ, n'interviennent pas dans l'acquisition d'une aimantation rémanente). La formule établie précédemment est alors applicable aux cas d'une roche.

Sur un diagramme en v en fonction de H_{CO} (appelé plan de Néel), chaque ensemble élémentaire peut être représenté par un point. La distribution de ces points dans le plan de Néel caractérise la roche. L'équation de Néel montre que les courbes joignant les points représentant des ensembles élémentaires de même valeur de τ , quand le champ H est faible (comme le champ terrestre), sont des hyperboles (fig. II.3.).

II.A.1.3.4.) Cas des grains monodomaines ayant des interactions et des grains poly-domaines

Une analyse voisine à celle de Néel a été faite par D. J. Dunlop (1969) pour les grains monodomaines présentant des interactions.

Les grains ferrimagnétiques de dimension plus importante sont formés de plusieurs domaines (fig. II.1.). Les aimantations spontanées de ces domaines sont fréquemment antiparallèles ou perpendiculaires. En absence de champ, ces grains ont à leur origine un moment résultant nul. Un champ croissant peut provoquer d'abord des déplacements de la paroi limitant ces domaines (augmentation d'un domaine aux dépens d'un autre, le moment résultant n'est plus nul) et ensuite des basculements de l'aimantation spontanée. Ils peuvent donc aussi être porteurs d'un moment rémanent. L. Néel (1955) a montré qu'une analyse assez voisine à celle des monodomaines pouvait leur être appliquée.

II.A.2.) Aimantation rémanente naturelle

II.A.2.1.) Effet de la température et aimantation thermo-rémanente (ATR)

II.A.2.1.1.) Température de blocage

Nous avons vu précédemment que le blocage de l'aimantation d'un ensemble élémentaire est lié à son temps de relaxation τ . Si τ_0 est le temps de relaxation de l'ordre de quelques heures, c'est à dire le temps des expériences courantes, l'équation de Néel montre qu'une température de blocage T_B peut être définie par rapport à cette valeur τ_0

$$T_B = (F_{TB} \cdot F'_{TB}) \frac{v \cdot J_{SO} (H_{CO} - H/F'_{TB})^2}{2k \cdot \log_e (F_0 \tau_0) H_{CO}}$$

Sur le plan de Néel, si H est faible, les courbes joignant les points correspondants aux mêmes températures de blocage sont des hyperboles (Fig. II.3.).

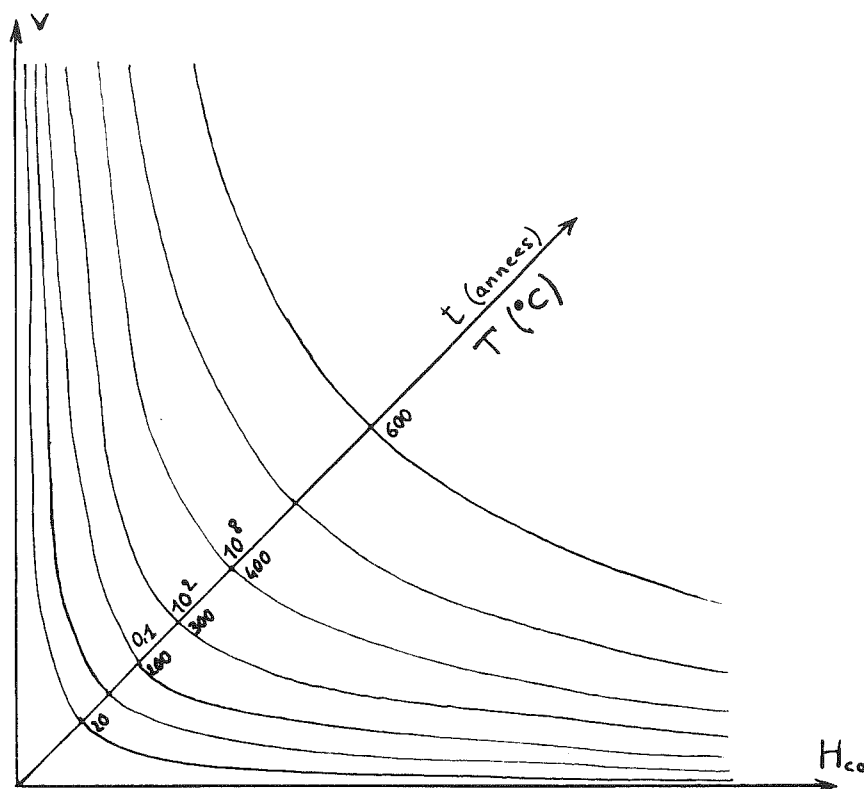


Fig. II.3. Diagramme $V.H_{co}$ de Néel et courbes d'égale température de blocage et d'égale temps de relaxation (cas de l'hématite).

Une chauffe au laboratoire d'un échantillon, à 400° C par exemple, débloquent tous les ensembles élémentaires dont les points représentatifs dans le plan de Néel sont entre les axes des v et des H_{co} et la courbe 400° C. Un refroidissement en champ magnétique nul rebloque ensuite tous les ensembles élémentaires situés entre la courbe 400° C et la courbe correspondant à la température ambiante, mais l'orientation des aimantations spontanées est aléatoire et le moment rémanent nul.

Un refroidissement dans un champ provoque un blocage des ensembles élémentaires dans la direction du champ. Un moment, dit thermo-rémanent, est conservé (ATR).

II.A.2.1.2.) Point de Curie

Au delà d'une température appelée point de Curie, tous les ensembles de grains sont débloqués. Cette température est caractéristique de chaque minéral :

MINERAL	POINT DE CURIE
Magnétite Fe_3O_4	578° C
Titanomagnétite $(1 - x)\text{Fe}_3\text{O}_4, x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ (dans les roches, x varie de 0 à 0,75)	de 578° C (x = 0) à environ 100° C (x = 0,75)
Hématite $\text{Fe}_2\text{O}_3 \alpha$	675° C
Ilménio-hématite $(1 - x)\text{Fe}_2\text{O}_3 \alpha, x\text{Fe Ti O}_3$	de 675° C (x = 0) à environ 100° C (les ferri-ilménites - x > 0,7 - sont paramagnétiques)
Maghémite $\text{Fe}_2\text{O}_3 \gamma$	se transforme en hématite vers 300° C
Pyrrhotine $\text{Fe}(1 - x)^S$	est ferrimagnétique au dessous de 320° C si $1/10 < x < 1/7$ (paramagnétique au dessus de 320° C)
Goethite $\text{Fe OOH } \alpha$ (paramagnétique)	se déshydrate pour donner l'hématite vers 100° C
Lépidocrocite $\text{Fe OOH } \gamma$ (paramagnétique)	se déshydrate pour donner de la maghémite vers 300° C

II.A.2.1.3.) Aimantation thermo-rémanente (ATR)

Dans les conditions naturelles, une roche peut subir des variations importantes de température (refroidissement des roches magmatiques, phénomène thermique lié à un métamorphisme). E. Thellier dès 1938 a montré que les roches situées dans un champ "fossilisent" l'aimantation quand leur température devient inférieure au point de Curie de leur minéraux ferrimagnétiques et que l'aimantation peut être acquise tout au long de leur refroidissement jusqu'à la température ambiante

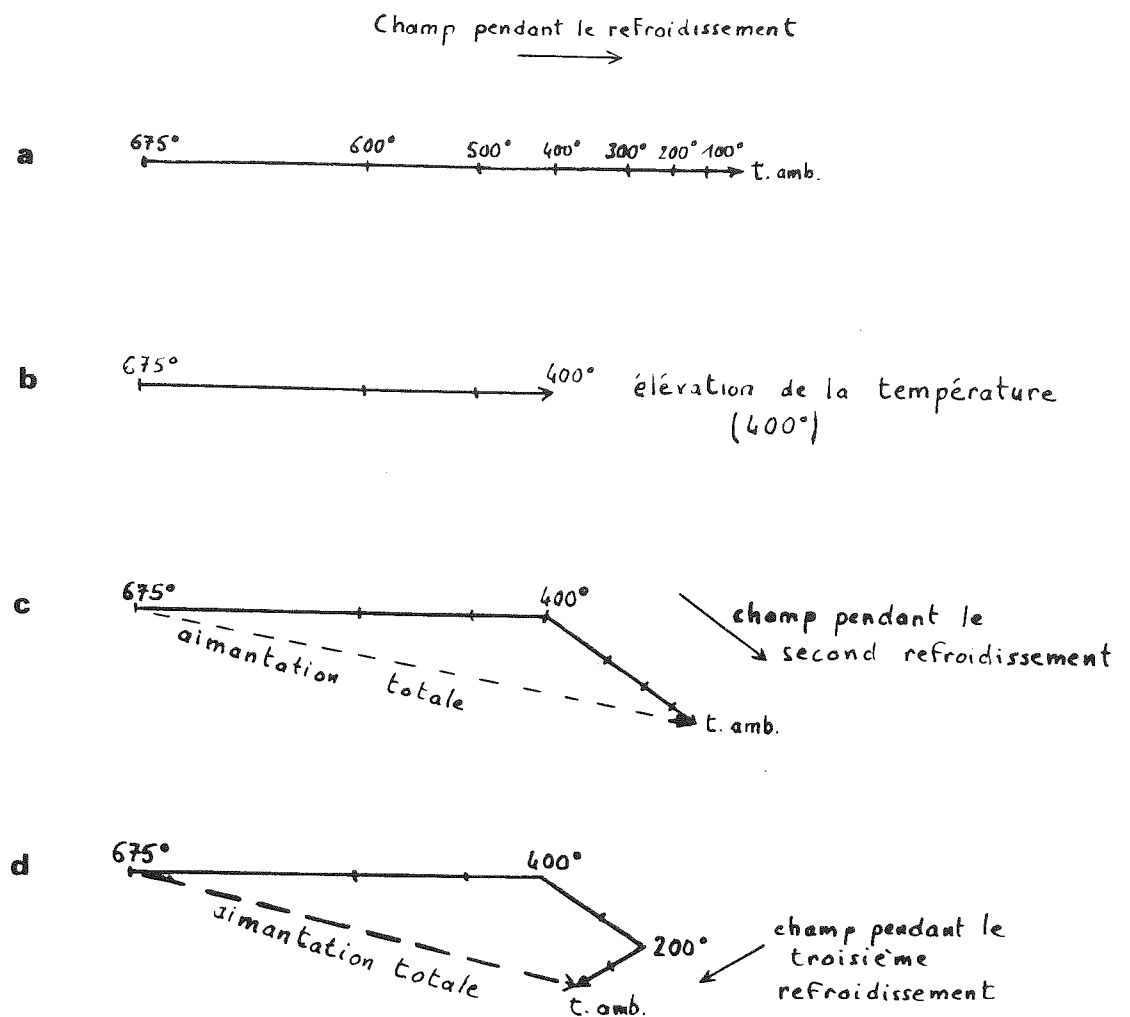


Fig. II.4. L'ATR (exemple de l'hématite) peut être représentée par un vecteur qui indique le sens de l'aimantation. La longueur du vecteur est proportionnelle à l'aimantation spécifique. Il est possible de graduer le vecteur d'après l'aimantation spécifique acquise à chaque température (voir explication des figures b, c et d dans le texte).

(Fig. II.4.a.). Il a établi la loi de la "mémoire magnétique" qui montre qu'un réchauffement jusqu'à une température donnée fait disparaître toute l'aimantation acquise au dessous de cette température sans modifier l'aimantation acquise au dessus de cette température (Fig. II.4.b.) ; une nouvelle aimantation, qui s'ajoute à celle non affectée par la chauffe, est "fossilisée" au cours du refroidissement si la roche est dans un champ magnétique (fig. II.4.c.). Les différentes aimantations acquises au cours de refroidissements successifs en champ sont appelées ATR partielles. E. Thellier a montré que la somme des intensités des ATR partielles d'une roche est égale à l'intensité de l'ATR qui aurait été acquise au cours d'un seul refroidissement depuis le point de Curie (loi d'additivité des ATR partielles).

Nous avons vu précédemment que L. Néel a fourni une explication théorique à ces lois expérimentales en montrant que chaque température débloque des ensembles différents de grains magnétiques.

II.A.2.1.4.) Méthode d'analyse de ATR

Il s'agit de rechercher dans une roche les éventuelles ATR partielles composant l'aimantation totale. Cette dernière est mesurée ; la roche est ensuite chauffée, par exemple jusqu'à 100° C, puis refroidie en champ nul ; l'aimantation est alors mesurée.

Tous les ensembles de grains de température de blocage inférieure à 100° C ne sont plus porteurs d'un moment rémanent (refroidissement en champ nul). La différence des mesures avant et après la chauffe correspond donc au moment que portaient ces ensembles de grains et représente la partie de l'ATR acquise entre 100° C et la température ambiante.

Une seconde chauffe à 200° C suivie d'un refroidissement en champ nul débloque les ensembles de grains de température de blocage inférieure à 200° C. La différence des mesures avant et après cette seconde chauffe correspond à la partie de l'ATR acquise entre 200° C et 100° C.

Des chauffes successives, avec des températures de plus en plus élevées, suivies de refroidissement en champ nul et de mesure de l'aimantation, sont faites jusqu'à disparition de l'aimantation (point de Curie).

Cette méthode permet ainsi d'analyser l'aimantation rémanente d'une roche, et donc de mieux connaître les événements thermiques qu'elle a subis. Une roche dont la direction d'aimantation reste stable durant toute l'analyse (même par d'autres méthodes d'analyse - cf plus loin) présente, portée par tous ses ensembles élémentaires, une aimantation

et al. 1975) ; le moment rémanent, dans cet exemple, continue à croître pendant le million d'années durant lequel sera appliquée la température de 400° C. Il est ainsi difficile de distinguer parfois la partie ATR de la partie ARV, distinction qui ne peut être faite que si les directions d'acquisitions sont distinctes.

II.A.2.2.2.) Méthode d'analyse des ARV

Les ARV que nous cherchons à analyser sont celles acquises dans un passé récent, depuis la dernière inversion de ce champ. Le but recherché est avant tout de les éliminer car elles s'ajoutent aux aimantations plus anciennes qui nous intéressent.

La partie d'ARV portée par les ensembles élémentaires à temps de relaxation les plus faibles peut être éliminée par un séjour de durée réduite des échantillons en champ nul. Une durée d'un mois est généralement adoptée, mais les échantillons avec une forte ARV sont souvent laissés plusieurs mois. (La décroissance de l'aimantation se faisant suivant le logarithme du temps, un séjour assez bref permet l'élimination de la partie principale des ARV).

Nous avons vu précédemment l'équivalence du mode d'action du temps et de la température sur les différents ensembles de grains. La partie résistante après séjour en champ nul peut donc être éliminée par la suite par une chauffe en champ nul ; 100° C à 200° C suffisent en général pour arriver à ce résultat.

L'étude d'une aimantation qui comprend une bonne part d'ARV nécessite des précautions particulières. Il est donc très utile de se faire une idée de l'importance des ARV.

La méthode la plus simple dérive de celle de E. Thellier (1938). Le moment rémanent de l'échantillon est mesuré après séjour prolongé en champ nul ; l'échantillon est alors laissé un mois dans le champ terrestre, puis son moment rémanent de nouveau mesuré. La différence ΔM entre les deux mesures correspond à la partie principale de l'ARV et donne une idée de la capacité de la roche à acquérir une ARV. Ce résultat est présenté sous la forme du pourcentage V de l'ARV dans le moment rémanent total M (mesuré après séjour en champ nul).

$$V = 100 \cdot \frac{\Delta M}{M}$$

II.A.2.3.) Effet d'un champ et aimantation rémanente isotherme (ARI)

II.A.2.3.1.) Champ de blocage

Si l'on s'intéresse maintenant à l'effet d'un champ en maintenant une température constante, on peut définir, à partir de l'équation de Néel un champ de blocage H_B (à la température ordinaire T_0)

$$H_B = H_{CO} - \left[\frac{2KT_0 \cdot H_{CO} \cdot \log_e (f_0 \tau_0)}{v \cdot J_{SO}} \right]^{1/2}$$

Les courbes joignant les ensembles de grains à même valeur de champ de blocage H_B admettent comme asymptote la droite parallèle à l'axe des v , correspondant à $H_{CO} = H_B$. Elles s'obtiennent grossièrement par translation parallèle à l'axe des H_{CO} de la courbe correspondant à H très faible (fig. II.5.).

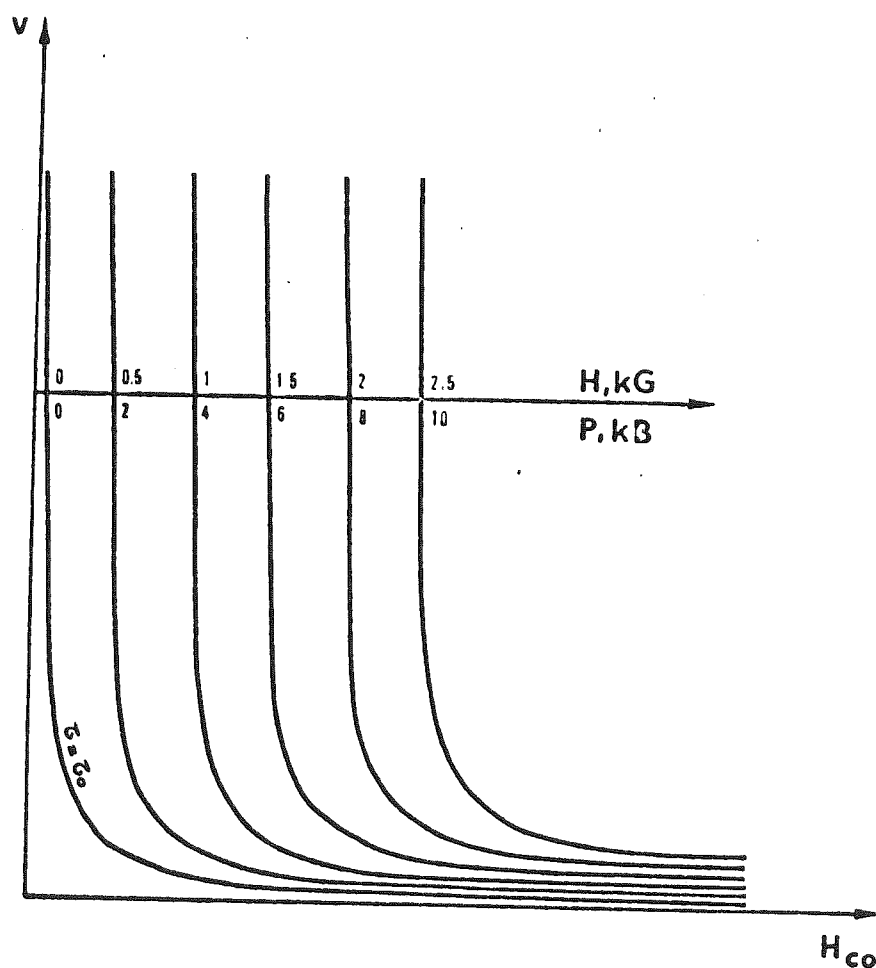


Fig. II.5. Diagramme $V.H_{CO}$ de Néel et courbe d'égal champ de blocage (H en kilogauss) et d'égale pression de blocage (P en Kilobar).

II.A.2.3.2.) Aimantation rémanente isotherme (ARI)

Un champ H débloquent les ensembles élémentaires situés sur le plan de Néel entre les axes et la courbe $H_B = H$. Lorsque le champ décroît, ces ensembles se reloquent dans le sens du champ ; un moment rémanent appelé isotherme est alors acquis.

De telles aimantations rémanentes isotherme peuvent exister naturellement dans des roches dans une zone foudroyée. La foudre produit en effet, localement un champ intense, dont une partie au moins est continue.

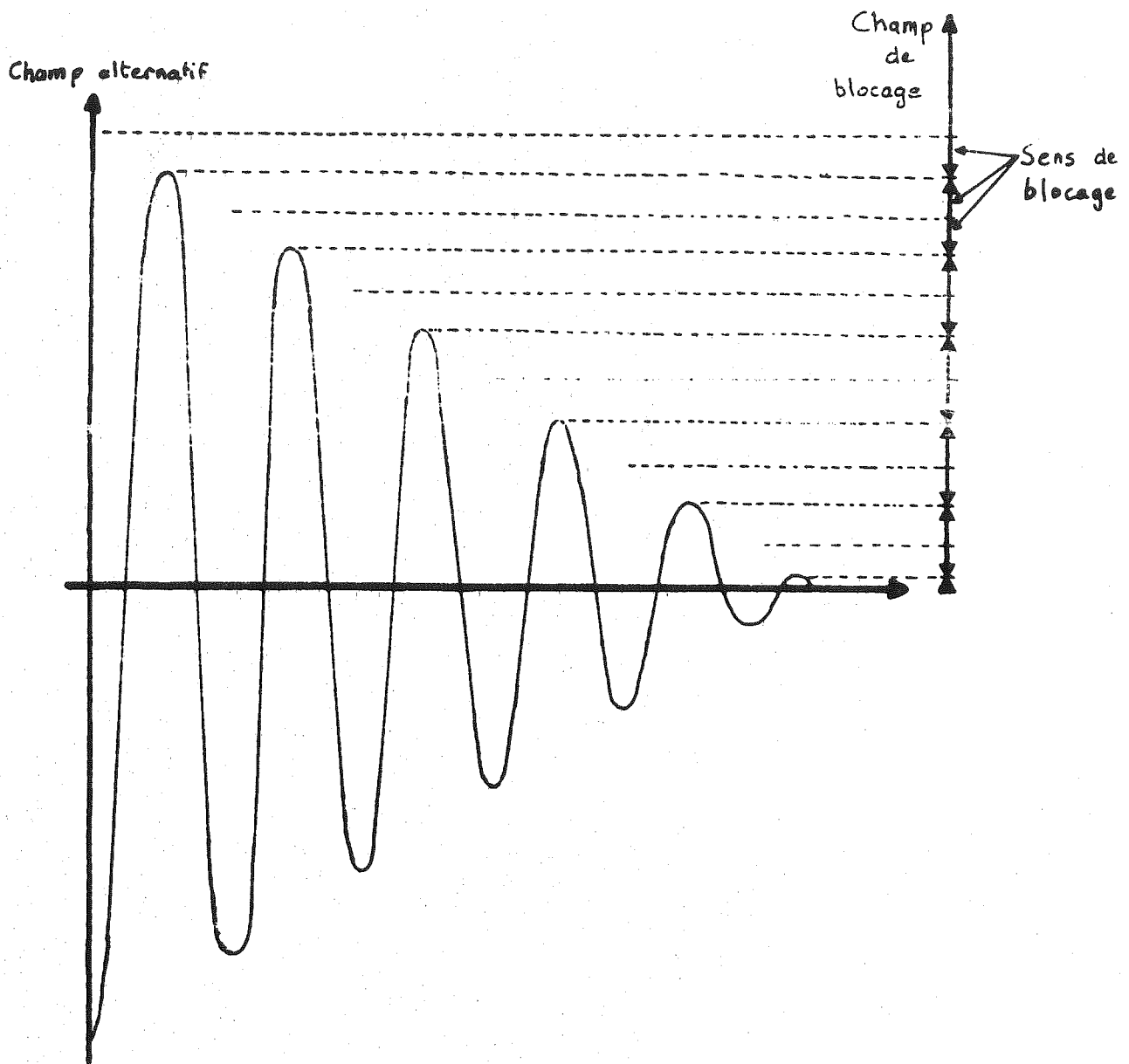
II.A.2.3.3.) Méthode d'analyse des ARI

L'effet d'un champ alternatif d'intensité décroissante (en absence de champ continu) sur une aimantation a été analysé par F. Rimbert (1958). Tous les ensembles de grains de champ de blocage inférieur au champ alternatif initial sont débloqués : ils se reloquent quand le champ alternatif, en décroissant devient inférieur à leur champ de blocage. La décroissance régulière du champ alternatif provoque le blocage des différents ensembles, dans un sens ou dans l'autre du champ alternatif suivant les valeurs de champ de blocage (fig. II.6.) et la résultante de toutes les aimantations est nulle. L'échantillon est ainsi désaimanté.

Pour pouvoir étudier les moments portés par des ensembles de grains en champ de blocage différents, cette analyse est recommencée plusieurs fois avec des valeurs initiales de champ alternatif de plus en plus importante (souvent 50 Oe, puis 100, 200, 400, 600, ...) et l'aimantation mesurée entre chaque traitement.

Page suivante :

Fig. II.6. Sens de blocage des aimantations spontanées des grains monodomaines en fonction de la valeur de leur champ de blocage (au cours d'un traitement par champ alternatif décroissant).



II.A.2.4.) Effet de la pression et aimantation piezo-rémanente (APR)

II.A.2.4.1.) Aimantation piezo-rémanente (APR)

J.P. Pozzi (1973) a montré que l'effet d'une pression uniaxiale revient à une modification du champ critique. L'action d'une pression croissante débloquent des ensembles de grains ayant des champs de blocage de plus en plus élevés.

Inversement, le relachement des pressions rebloque les grains et une aimantation piezo-rémanente peut être acquise si l'échantillon est dans un champ.

II.A.2.4.2.) Méthodes d'analyse des APR

Des expériences de désaimantation par pression en champ nul ont été faites par J.P. Pozzi (1973). Elles ont montré que la résistance des APR à ce traitement était d'autant plus forte que la pression à laquelle avait été acquise l'APR était importante. Cette méthode a été appliquée aux APR acquises sous pression modérée (déformation purement élastique).

La similitude entre effets d'un champ ou d'une pression pour le déblocage des ensembles de grains rend le traitement par champ alternatif parfaitement adapté à la séparation des aimantations correspondant à des ensembles élémentaires bloqués à des pressions différentes.

II.A.2.5.) Effet des processus chimiques et aimantation rémanente cristalline (ARC)

Une roche peut être modifiée chimiquement à la suite de divers phénomènes (altération, métamorphisme, phénomènes hydrothermaux ou fumerolliens, ...).

Si cette roche n'était pas porteuse d'un moment rémanent du fait du volume trop faibles des grains (τ très petit), les grains magnétiques qui grossissent (ou qui se forment) sont soumis au champ magnétique terrestre et peuvent se bloquer selon ce champ si le temps de relaxation devient suffisant.

Le cas est très différent si la roche était précédemment porteuse d'un moment rémanent. Prenons l'exemple d'une oxydation qui progresse de la périphérie du grain vers sa partie centrale. La couche superficielle du grain, qui va être modifiée en premier, aura ses atomes porteurs d'un moment résultant soumis aux interactions des atomes porteurs d'un moment résultant de l'intérieur du grain. Son aimantation peut conserver l'orientation originelle. Le même phénomène peut se produire au fur et à mesure que la modification chimique progresse vers l'intérieur du grain.

Ces processus d'acquisition des ARC sont cependant encore mal connus et les modes d'altération chimiques sont d'ailleurs très nombreux ; la partie néoformée peut aussi porter une aimantation d'orientation différente de l'orientation d'origine.

Des analyses d'ARC ont été effectuées par attaque de la roche à l'acide (J.K. Park 1970). Cette méthode, qui ne peut être appliquée qu'au cas des roches poreuses, consiste à attaquer les grains par des bains successifs dans l'acide chlorhydrique ; l'aimantation est donc détruite de la surface vers l'intérieur du grain, et des mesures entre chaque attaque à l'acide permettent par différence de déterminer

les moments rémanents des diverses parties du grain.

Les ARC résultent de la transformation (ou de la formation) de grains ; ceux-ci acquièrent donc de nouvelles caractéristiques (v , J_{so} , H_{co} , τ). Il n'existe pas de mode sélectif de séparation des divers ensembles élémentaires les constituant. Il convient donc de tenter leur analyse par un traitement faisant alterner judicieusement des chauffes et des applications de champ alternatif.

II.A.2.6.) L'aimantation rémanente détritique (ARD)

Des grains magnétiques peuvent, à la suite de phénomènes d'érosion participer à la formation de roches sédimentaires. Ils ont tendance, dans la mesure où ils ne sont pas trop gros, à s'orienter selon la direction du champ. Les roches sédimentaires peuvent donc acquérir un moment rémanent lors de leur mise en place. L'orientation de ce moment peut être partiellement en relation avec la forme des particules : des particules plates ont tendance à se déposer parallèlement à la stratification, des particules allongées selon la direction du courant de dépôt, ...

Des grains de caractéristiques (v , J_{so} , H_{co} , τ) très différentes. peuvent participer à une même ARD, et il n'existe pas là non plus de mode sélectif de séparation des divers ensembles élémentaires.

II.A.2.7.) Les aimantations superposées

Une roche peut avoir subi une histoire complexe avec une succession d'évènements différents et donc porter plusieurs aimantations différentes.

L'aimantation peut appartenir à un seul type, mais avoir été acquise à des périodes différentes. Par exemples (Fig. II.4.d.), une lave dont l'aimantation est portée par de l'hématite (point de Curie 675°C) peut :

- s'être refroidi : acquisition d'une ATR de 675°C à la température ambiante T_{amb} ,
- avoir subi un réchauffement à 400°C : perte de l'ATR $400^{\circ} \text{C} - T_{amb}$, il reste alors une ATR $675^{\circ} \text{C} - 400^{\circ} \text{C}$,
- suivi d'un nouveau refroidissement : acquisition d'une nouvelle ATR Partielle $400^{\circ} \text{C} - T_{amb}$; l'aimantation de la roche est alors une ATR partielle $676^{\circ} \text{C} - 400^{\circ} \text{C}$ et une ATR partielle $400^{\circ} \text{C} - T_{amb}$ qui n'ont pas la même direction si le champ terrestre a varié d'orientation,

- avoir été réchauffée à 200°C (perte de l'ATR $200^{\circ}\text{C} - T_{\text{amb}}$) et être refroidie : acquisition d'une nouvelle ATR partielle $200^{\circ}\text{C} - T_{\text{amb}}$ qui peut aussi avoir une orientation différente si le champ a encore varié.

Cette lave présente donc 3 ATR partielles :

$675^{\circ}\text{C} - 400^{\circ}\text{C}$; $400^{\circ}\text{C} - 200^{\circ}\text{C}$; et $200^{\circ}\text{C} - T_{\text{amb}}$

L'aimantation rémanente mesurée peut appartenir à plusieurs types à la fois. Une roche sédimentaire peut subir un métamorphisme avec élévation de température et de pression, puis un champ intense lié à un coup de foudre. Elle présente alors des aimantations partielles de type ARD (dépôt), ARP (pression), ATR (température), ARC (processus de cristallisation), ARI (coup de foudre) et ARV (champ récent).

La séparation des diverses aimantations est simple dans le premier cas puisque des chauffes successives permettent de reconstituer cette évolution.

Dans le deuxième exemple, une simple étude par chauffe ou par champ alternatif ne permet pas de séparer les diverses aimantations. L. Daly (1978) a montré que l'utilisation combinée de ces deux méthodes peut permettre de mieux séparer ces diverses aimantations et proposé un mode simple de représentation des divers ensembles de grains étudiés (Fig. II.7.).

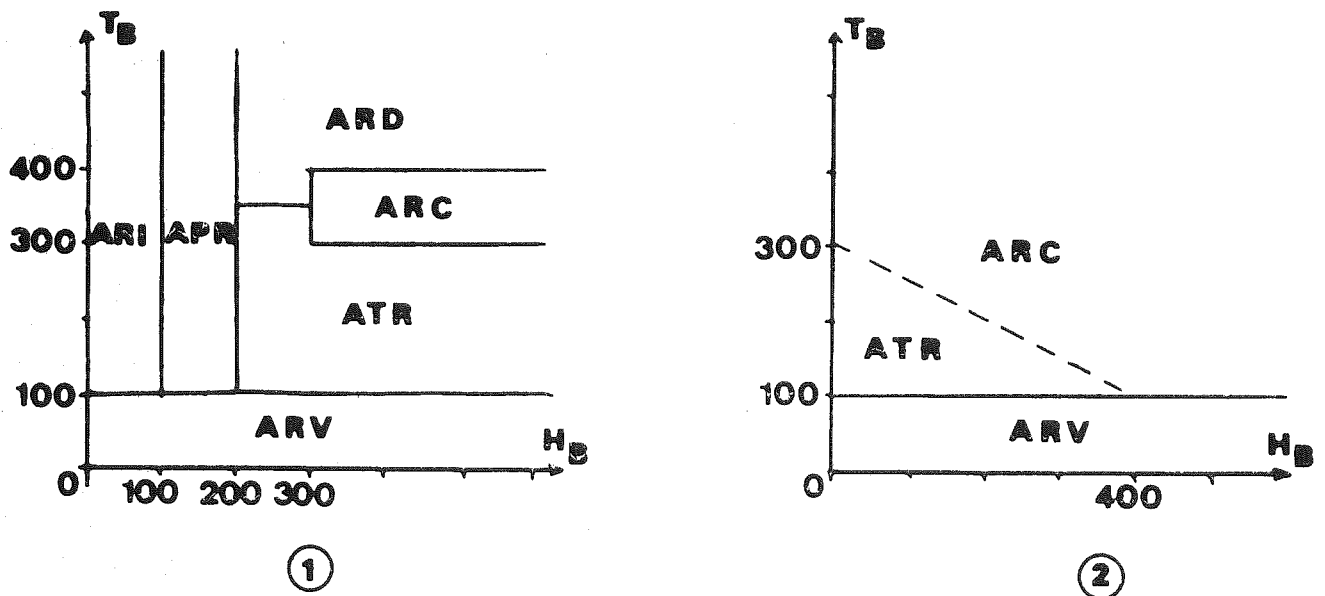


Fig. II.7. Représentation des ensembles élémentaires en fonction de leur température de blocage (T_B) en degrés centigrades et de leur champ de blocage (H_B) en Oerstedt, d'après L. Daly (1978).

Dans le premier exemple, il est possible de séparer toutes les aimantations alors que l'ATR ne peut pas être isolée dans l'exemple 2.

Traitements successifs	Aimantation éliminée	Aimantation restante	Traitements successifs	Aimantation éliminée	Aimantation restante
T 100°	ARV	ARI, APR, ATR, ARC, ARD	T 100°	AR	ATR-ARC
H 100 oe	ARI	APR, ATR, ARC, ARD	H 400 oe	ATR - partie de l'ARC	ARC en partie
H 200 oe	APR	ATR, ARC, ARD	ou T 300°		
H 300 oe	partie de l'ATR-ARD	partie de l'ATR-ARD, ARC			
T 300°	ATR (en partie)	partie de l'ARD, ARC			
T 400°	ARC	ARD (en partie)			

1

2

II.A.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

II.A.3.1.) Définition

Une roche placée dans un champ H acquiert un moment magnétique. La partie de ce moment qui disparaît quand le champ est annulé est appelée moment induit M_i . La susceptibilité massique χ de ce corps est la valeur de ce moment induit divisée par la valeur du champ pour une unité de masse de ce corps.

$$\chi = M_i / H.m \quad (m \text{ étant la masse du corps}).$$

Si la susceptibilité varie avec l'orientation du champ, la roche présente une anisotropie de susceptibilité magnétique. Dans ce cas, la direction du moment induit est différente de celle du champ qui le crée, à l'exception des directions principales qui sont des directions privilégiées.

II.A.3.2.) Anisotropie cristalline

L'anisotropie est due à la structure de l'édifice cristallin qui, suivant la position relative des différents atomes, favorise les inter-

actions des moments atomiques selon certaines directions. Il existe donc des directions, qui ne correspondent pas nécessairement aux directions d'interactions, où l'aimantation induite se développe plus facilement.

L'anisotropie cristalline, comme les autres propriétés liées à la structure du cristal, est en relation avec les symétries de celui-ci.

II.A.3.3.) Anisotropie de forme

Sous l'effet d'un champ H , un corps acquiert une aimantation spécifique induite σ_i , qui crée elle-même un champ perturbateur h appelé champ démagnétisant. Ce champ h est de sens opposé au champ appliqué H . Le champ réel H_r agissant est donc $\vec{H}_r = \vec{H} + \vec{h}$, soit par conséquent $H_r = H - h$.

Du fait que les quantités mesurées sont H et l'aimantation spécifique σ_i , la susceptibilité χ déterminée n'est qu'une valeur apparente

$$\chi = \frac{\sigma_i}{H}$$

$$\text{d'où } \sigma_i = \chi \cdot H \quad (1)$$

Pour tenir compte de la susceptibilité vraie, il faut écrire

$$\sigma_i = \chi_r \cdot H_r = \chi_r (H - h)$$

Le champ démagnétisant est proportionnel à l'aimantation spécifique induite.

$$h = \sigma_i N \quad (N \text{ est appelé facteur démagnétisant})$$

La valeur de σ_i peut donc s'écrire

$$\sigma_i = \chi_r (H - \sigma_i N) \quad (2)$$

En combinant les équations (1) et (2), on obtient

$$\begin{aligned} \sigma_i &= \chi_r (H - \chi H N) \\ &= \chi_r H (1 - \chi N) \end{aligned} \quad (3)$$

La combinaison des équations (1) et (3) donne

$$\sigma_i = \chi H = \chi_r H (1 - \chi N)$$

d'où

$$\chi = \frac{\chi_r}{1 + \chi_r N}$$

Le facteur démagnétisant dépend de la forme du corps et est variable selon les directions ; la susceptibilité apparente est donc liée à la forme du corps.

Etant donné que N ne peut être supérieur à 4π , la valeur de la susceptibilité apparente ne peut pas être très différente de celle de la susceptibilité vraie pour les faibles valeurs de celle-ci (par exem-

ple, de l'ordre de 10^{-6} uem cgs / Oe. g pour les corps paramagnétiques). A une susceptibilité de 10^{-3} uem cgs / Oe. g ne correspond au maximum qu'une anisotropie de 0,6 %.

II.A.3.4.) L'anisotropie des minéraux

II.A.3.4.1.) Minéraux diamagnétiques et paramagnétiques

La susceptibilité moyenne de ces minéraux est faible (de l'ordre de 10^{-6} uem cgs / Oe.g) et l'anisotropie de forme est donc négligeable. Pour ces minéraux, les relations entre système cristallin et anisotropie ont été exposées par J.F. Nye (1961) et L. Daly (1970).

Les minéraux du système cubique (qui ont plusieurs axes de symétrie d'ordre supérieur à 2) sont strictement isotropes magnétiquement.

Ceux des systèmes quadratique, hexagonal et rhomboédrique (qui ont tous au moins un axe de symétrie d'ordre supérieur à 2) ont une anisotropie que l'on peut représenter par un ellipsoïde de révolution.

Ceux des systèmes orthorhombique, monoclinique et triclinique (aucun axe de symétrie d'ordre supérieur à 2) ont une anisotropie représentable par un ellipsoïde à 3 axes principaux différents.

II.A.3.4.2.) Minéraux ferrimagnétique et à faible ferromagnétisme

L'hématite, les ilméno-hématites (rhomboédriques) et la pyrrhotine (pseudo-hexagonal) sont des minéraux de susceptibilité relativement faible (de l'ordre de 10^{-3} uem cgs / Oe.g). Comme dans les diamagnétiques et paramagnétiques, l'anisotropie cristalline qui est importante, prédomine sur l'anisotropie de forme. Leur anisotropie est représentable par un ellipsoïde de révolution (ils ont tous un axe de symétrie d'ordre supérieur à 2).

Les autres ferrimagnétiques appartiennent tous au système cubique. Ils ont une susceptibilité beaucoup plus importante.

En champ faible, leur anisotropie cristalline est minime ; par contre, du fait de leur forte susceptibilité, l'anisotropie de forme est importante et prédomine sur l'anisotropie cristalline.

En champ fort, l'anisotropie cristalline devient importante et de plus variable en fonction du champ (fig. II.8.).

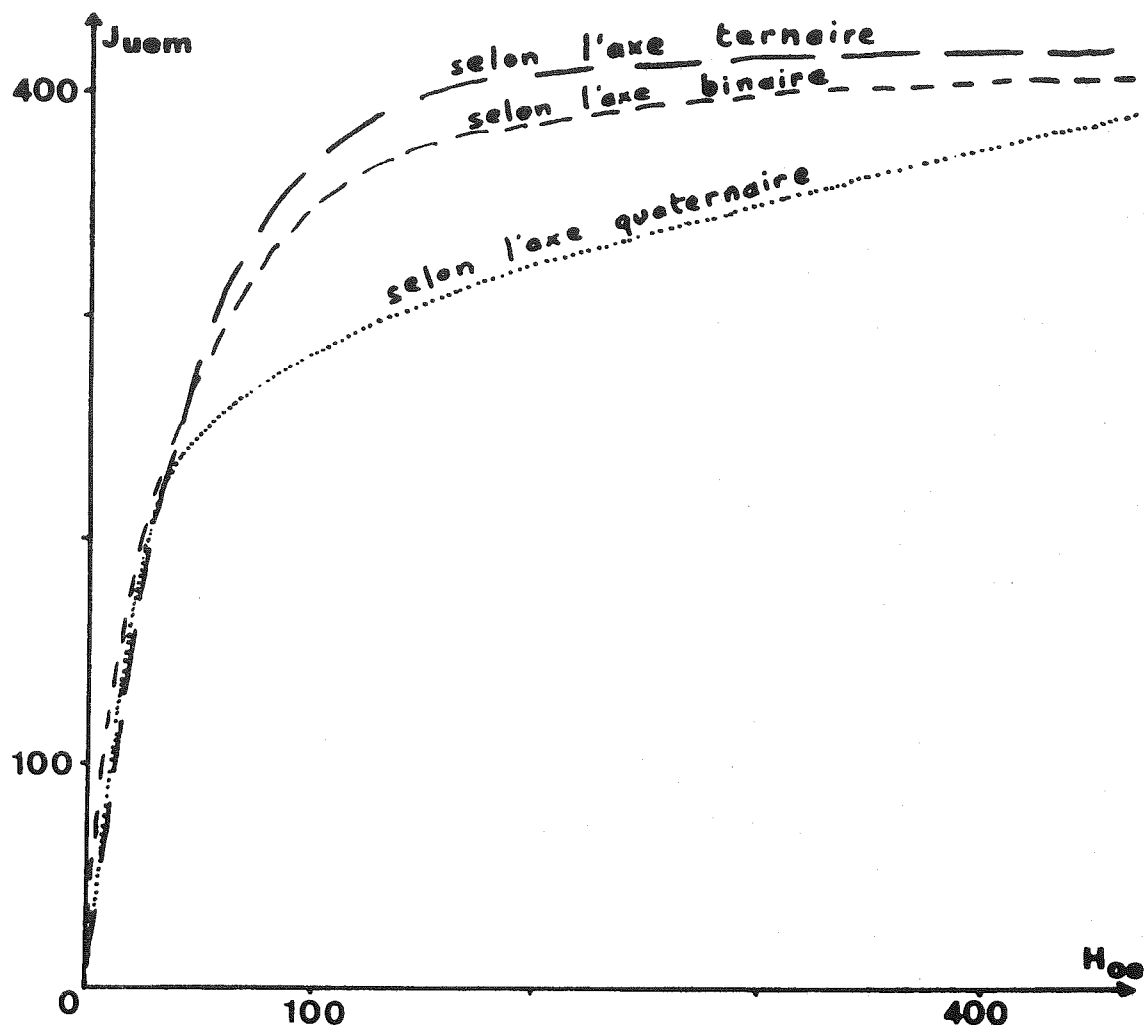


Fig. II.8. Courbe de première aimantation de la magnétite (d'après P. Weiss, 1896)

II.A.3.5.) L'anisotropie à l'échelle de la roche

Dans une roche dont les grains ont une anisotropie cristalline, l'anisotropie est représentable par un ellipsoïde (la somme de plusieurs tenseurs d'anisotropie est un tenseur).

Le cas des minéraux ferrimagnétiques cubiques (anisotropie de forme) est plus complexe. Si tous les minéraux sont de forme ellipsoïdale, le tenseur résultant est simplement la somme des tenseurs de chaque grain. Les grains présentent cependant souvent une forme irrégulière ; si l'ensemble des grains ont une orientation préférentielle de leur forme (donc une anisotropie), les irrégularités de forme se compensent, et nous pouvons admettre que leur anisotropie est en première approximation, représentable par un ellipsoïde.

II.B.) Méthodes utilisées

II.B.1.) L'analyse structurale par étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

Nous venons de voir que l'anisotropie peut avoir deux origines (anisotropie cristalline et de forme) suivant la minéralogie. L'analyse structurale par mesure de l'anisotropie de susceptibilité repose sur les faits suivants :

- la structure de la roche dépend de l'orientation préférentielle des minéraux. Cela implique que, si ces derniers présentent une anisotropie cristalline, les axes d'anisotropie mesurés sont en relation avec l'orientation préférentielle.
- La forme des grains ferrimagnétiques du système cubique est liée aux conditions de formation, ou de déformation, de la roche. Par exemple, des particules allongées sont orientées par un phénomène d'écoulement ; leur forme est modifiée suivant les mêmes directions que l'ensemble de la roche si celle-ci est soumise à une déformation. L'anisotropie de forme est donc en relation avec une structure de formation ou de déformation de la roche.

Dans l'introduction de ce travail, j'ai résumé les principales applications de cette méthode ; celles-ci ont confirmé la relation étroite existant entre la structure d'une roche et son anisotropie de susceptibilité.

II.B.2.) Le paléomagnétisme

II.B.2.1.) Le champ magnétique terrestre

L'analyse en harmonique sphérique du champ terrestre a permis de montrer qu'il était constitué de deux parties différentes.

- Un champ dipolaire, équivalent à celui que créerait un dipôle géocentrique faisant actuellement un angle de 11° avec l'axe de rotation de la terre.
- Un champ non dipolaire dont la valeur représente environ 5 % de celle du champ dipôle.

II.B.2.2.) Notion de Pôle Géomagnétique Virtuel (PGV)

Le champ magnétique est caractérisé en tout point de la Terre par une déclinaison et une inclinaison. Cette dernière atteint 90° aux pôles magnétiques ($+ 90^\circ$ au pôle Nord magnétique et $- 90^\circ$ au pôle Sud magnétique).

A partir de la déclinaison et de l'inclinaison du champ en un point du globe terrestre, un pôle géomagnétique virtuel (PGV) peut être calculé en supposant que le champ est uniquement dipolaire ; il ne correspond pas au pôle magnétique vrai (puisque déterminé sans tenir compte du champ non dipolaire), d'où son nom de pôle virtuel.

Les PGV déterminés à partir du champ actuel en divers points de la terre sont répartis autour du pôle géomagnétique vrai (fig. II.9.).

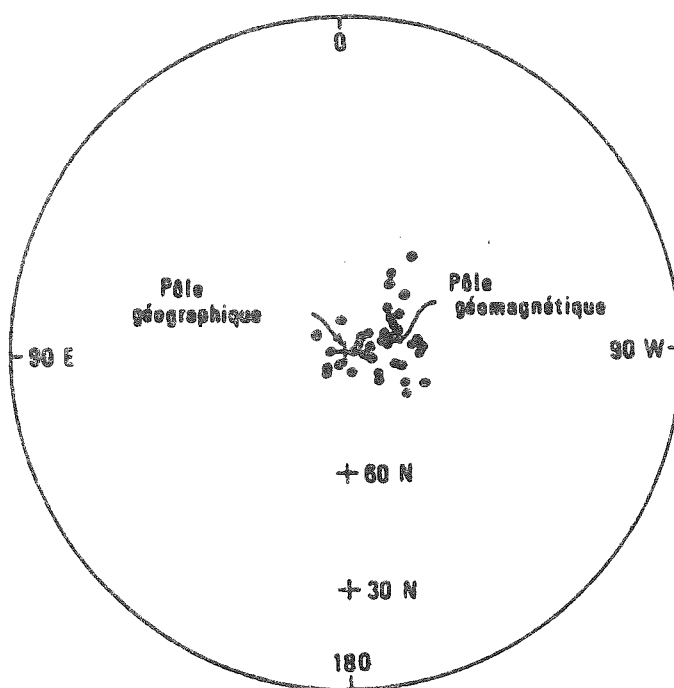


Fig. II.9. Répartition des PGV calculés pour l'année 1945 à partir de mesures effectuées en observatoires répartis sur tout le globe. D'après A. Cox et R.R. Doell (1960) redessiné par E. Irving (1964).

II.B.2.3.) Variations séculaires

L'analyse du champ magnétique dans un passé récent montre qu'il subit des variations en direction (fig. II.10.) comme en intensité. Une étude des PGV de diverses formations récentes indique que ces variations se font autour de l'axe de rotation terrestre et la moyenne de ces PGV correspond pratiquement au pôle géographique (Fig. II. 11.).

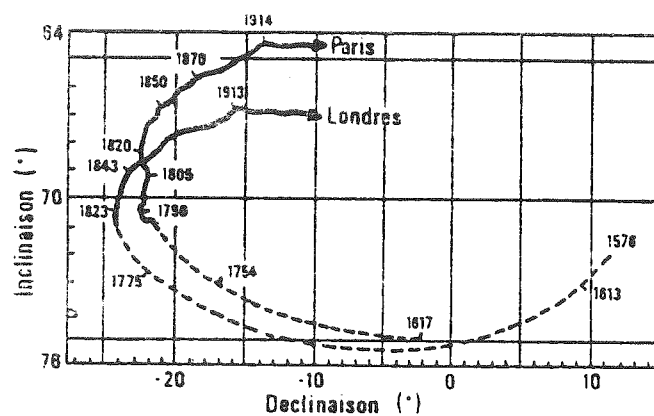


Fig. II. 10. Variations de la déclinaison et de l'inclinaison du champ à Paris et à Londres à partir de mesures d'observatoire. D'après Gaibar-Puertas (1963).

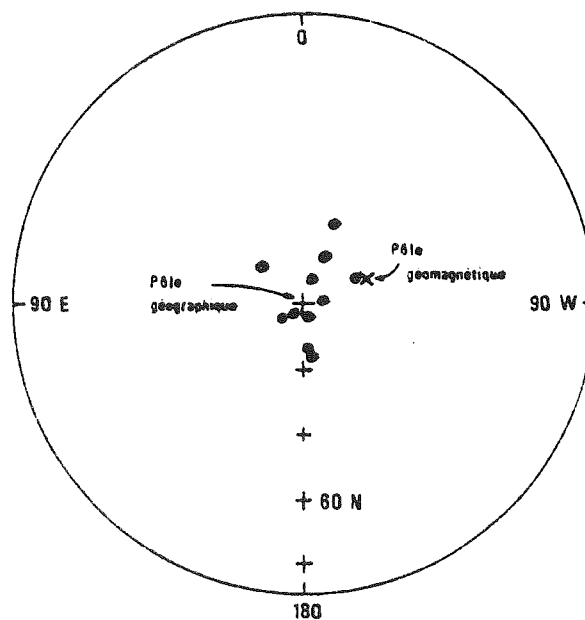


Fig. II. 11. Répartition des pôles paléomagnétiques déterminés pour les 7 000 dernières années. D'après E. Irving (1964).

Ce résultat peut être extrapolé pour les périodes plus anciennes, comme l'indique la cohérence des données paléomagnétiques de chaque continent pour les grandes périodes géologiques ; les études de paléoclimatologie confirment également cette disposition moyenne des PGV autour du pôle géographique.

Le postulat fondamental du paléomagnétisme est donc que la direction moyenne dans le temps (sur une période suffisamment longue) des PGV correspond au pôle géographique.

II.B.2.4.) Dérive continentale

La détermination de ce pôle géographique permet de préciser la position du continent étudié en latitude et en attitude (angle de rotation par rapport à la position actuelle).

Pour chaque continent, de nombreux pôles ont été déterminés pour les différents âges géologiques. La courbe joignant tous ces pôles du plus ancien vers le pôle actuel est appelée courbe de migration pôlaire.

La comparaison des courbes associées à 2 continents permet de préciser leurs mouvements relatifs. Des courbes parallèles pour des âges identiques indiquent une absence de mouvement relatif, alors qu'une évolution différente des 2 continents se caractérise par un non-parallélisme des courbes de migration pôlaire.

II.B.2.5.) Etude des déformations intracontinentales

A l'intérieur d'un continent, la comparaison des directions d'aimantation de formations du même âge (ou d'âge différent, si on se réfère à la courbe de dérive continentale) peut mettre en évidence des rotations, dans la mesure où elles sont suffisamment importantes ; des déplacements sans rotation ne peuvent par contre être montrés que si ils se sont effectués en latitude.

II.B.2.6.) Autres applications

La méthode paléomagnétique peut avoir des applications en géologie structurale telles que la distinction de séries inverses et de séries normales, la mise en évidence de mouvements intenses locaux, ...

La comparaison de la courbe de dérive continentale avec le pôle paléomagnétique d'une formation d'âge inconnu peut donner une évaluation de cet âge.

II.B.2.7.) Conditions d'application

II.B.2.7.1.) Nécessité d'une analyse de l'aimantation

Nous avons vu précédemment qu'un échantillon pouvait porter plusieurs aimantations d'âge différents. Il est donc nécessaire de séparer toutes les aimantations composantes et de leur associer un âge géologique.

II.B.2.7.2.) Nécessité d'une analyse structurale

Dans les roches métamorphiques, l'aimantation est souvent très voisine du plan de foliation (L. Daly 1959). Des contraintes appliquées à une roche peuvent modifier la direction de l'aimantation qu'elle acquiert (J.P. Pozzi 1973).

Il est donc très important dans une zone déformée de rechercher les relations éventuelles entre les structures tectoniques et l'aimantation ; de telles relations sont le signe d'une aimantation perturbée par la tectonique ; cette aimantation ne pourra donc pas être utilisée pour la détermination d'un pôle paléomagnétique.

II.B.2.7.3.) Utilisation de méthodes annexes pour déterminer l'origine de l'aimantation.

II.B.2.7.3.1.) Test du pli

Si l'aimantation mesurée a la même orientation dans les deux flancs d'un pli avant correction de pendage (Fig. II. 12.a.), elle ne peut avoir été acquise qu'après le plissement (sauf si le vecteur aimantation est confondu avec l'axe de pli) ; l'aimantation est alors dite "secondaire" (par opposition à l'aimantation primaire acquise lors de la formation de la roche).

Inversement, si les directions d'aimantation, divergentes dans les deux flancs du pli avant correction de pendage, deviennent identiques après correction de pendage (Fig. II. 12.b.), l'aimantation est antérieure à la formation du pli (aimantation primaire, ou aimantation secondaire acquise avant le plissement).

Ce test n'est cependant valable que dans les séries plissées sans schistosité (voir § II.B.3.7.).

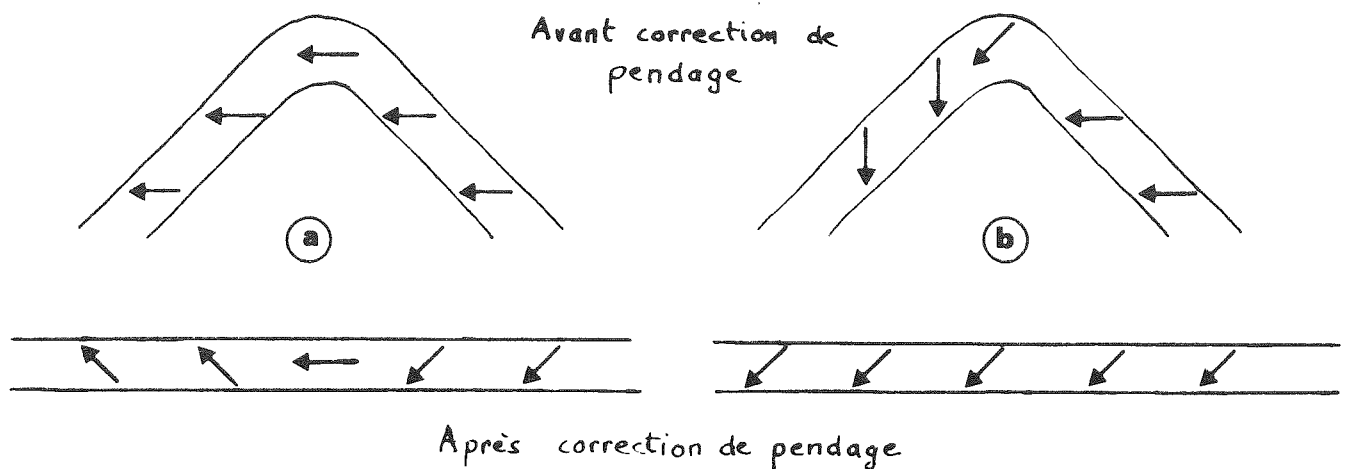


Fig. II. 12. Test du pli : coupe perpendiculaire à l'axe de pli montrant un vecteur d'aimantation acquis par la roche avant (b) ou après (a) le plissement.

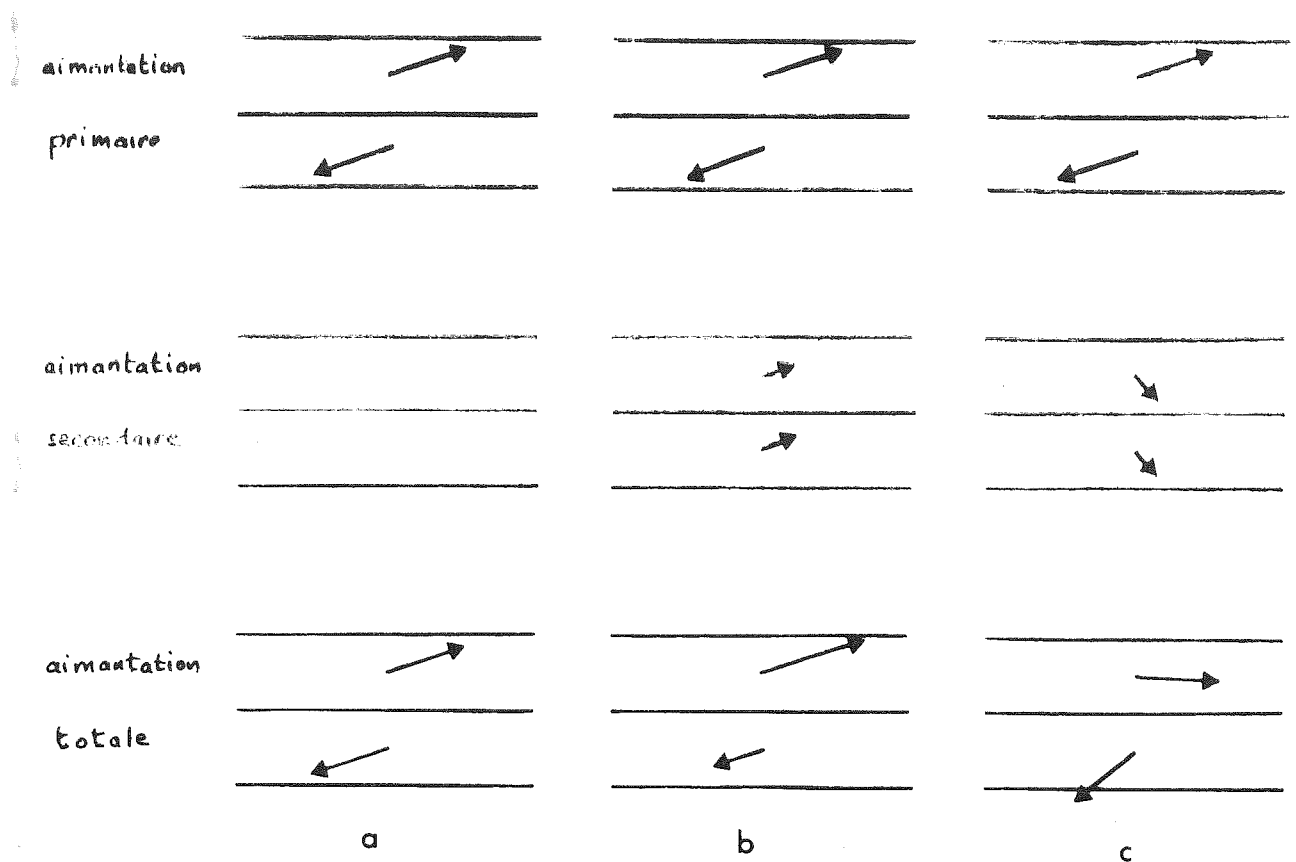
II.B.2.7.3.2.) Test des inversions

Le champ a subi des inversions de sens au cours des temps géologiques. Il arrive que des directions "normales" (direction de même sens que le champ actuel) et des directions "inverses" (direction de sens opposé au champ actuel) soient mesurées dans une même formation.

Si les deux directions sont antiparallèles, leur orientation reflète bien celle du champ à l'origine (Fig. II. 13.a.). Il peut exister dans ce cas une aimantation secondaire, mais de direction confondue avec celle de l'aimantation primaire (Fig. II. 13.b.).

page suivante :

Fig. II. 13 Schéma montrant comment le test des inversions permet de déterminer si la direction d'aimantation mesurée est bien la direction d'aimantation primaire (les aimantations sont représentées dans le plan contenant la direction d'aimantation primaire et éventuellement le vecteur aimantation secondaire.



II.B.2.7.3.3.) Test du contact

Une partie d'une formation géologique peut avoir été en contact avec des roches qui se sont mises en place à haute température (coulée ou intrusion) et avoir donc acquis une ATR partielle ou totale à cette période (Fig. II. 14.).

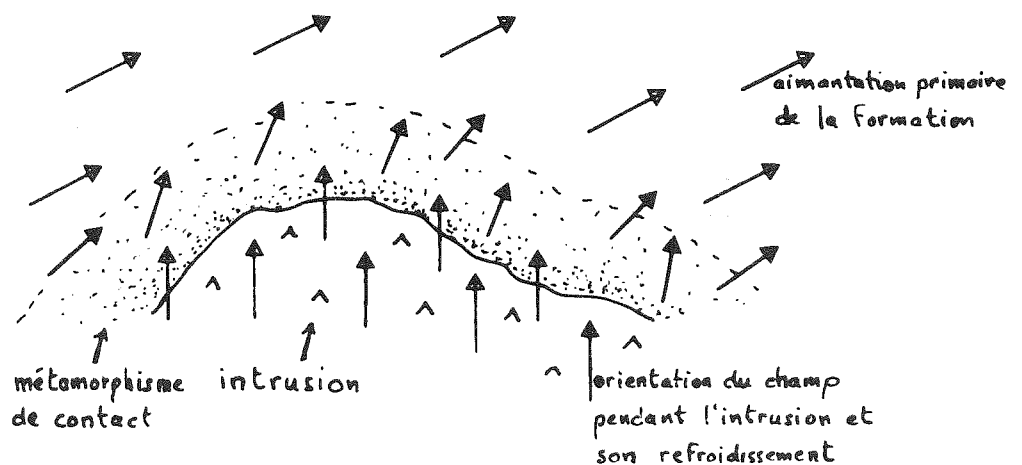


Fig. II. 14. Allure des vecteurs aimantation à proximité d'une intrusion (test du contact).

Si la direction d'aimantation est uniforme dans toute la formation et dans la roche magmatique, l'aimantation de la formation n'est plus l'aimantation primaire (puisque acquise pendant ou après la mise en place de la roche magmatique).

II.B.2.7.3.4.) Test du conglomérat

Dans un conglomérat, l'aimantation primaire de chacun des galets a une direction aléatoire et indépendante du champ lors du dépôt du conglomérat.

Une aimantation d'orientation uniforme dans tous les galets d'un conglomérat ne peut donc avoir été acquise qu'après la formation de ce conglomérat (fig. II. 15.).

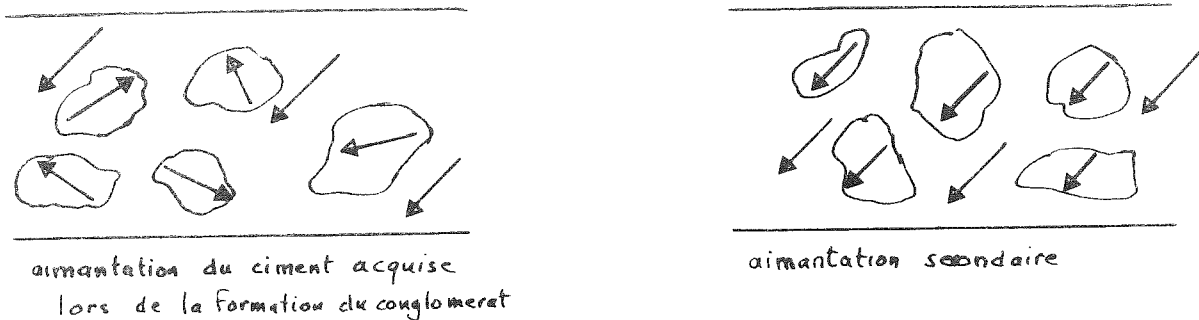


Fig. II. 15. Test du conglomérat. Test négatif

II.B.2.7.3.5.) Test des inclinaisons

Dans beaucoup de régions, l'inclinaison moyenne du champ dipolaire aux différentes périodes de l'histoire de la terre est connue. Dans une formation où une correction précise de pendage a été réalisée, une inclinaison très anormale de l'aimantation montre que celle-ci ne reflète plus la direction du champ à l'origine de la roche.

II.B.3.) Remarques sur la correction de pendage

II.B.3.1.) Importance de cette correction

La méthode paléomagnétique suppose que la roche étudiée a pu être replacée dans la position exacte qu'elle avait lorsqu'elle a fossilisé l'aimantation. De même, l'étude des conditions de mise en place d'une roche par analyse de l'anisotropie de susceptibilité demande pour la

détermination de paléocourants ou paléocoulées une correction de pendage très précise.

Pour limiter l'erreur possible, le pendage des terrains doit donc être analysé avec le plus grand soin ; d'autres facteurs importants peuvent aussi rendre cette correction imprécise. Nous allons donc voir brièvement ces différents facteurs et comment rendre le plus fiable possible cette correction.

II.B.3.2.) Existence d'une pente des terrains lors de la mise en place

Les terrains étaient parfois inclinés lors de la mise en place des roches étudiées. Il est malheureusement souvent impossible de connaître cette pente. La figure II. 16 montre que l'erreur maximale (cas où la direction étudiée est dans le plan vertical qui contient la ligne de plus grande pente), qui peut être faite sur l'inclinaison, est égale au pendage des couches lors de la mise en place. Si la pente était importante et non confondue avec la direction étudiée, une erreur non négligeable peut aussi exister sur la déclinaison.

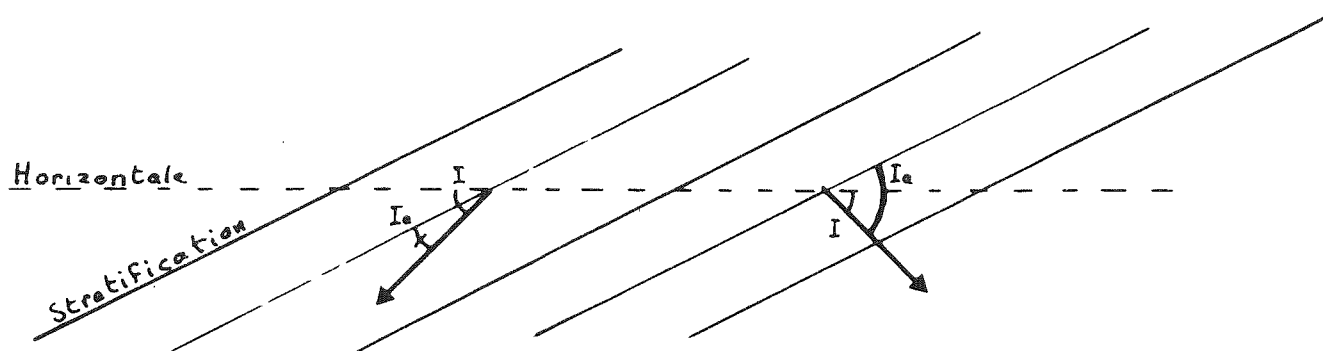


Fig. II. 16. Cas des terrains présentant une pente lors de l'acquisition de l'Aimantation Rémanente.

Si nous effectuons un rabattement des terrains à l'horizontale, nous obtenons une inclinaison apparente I_a qui peut être suivant les cas, plus grande ou plus petite que l'inclinaison réelle I .

Une étude de direction de paléocourant ou de paléocoulée peut permettre de déterminer la direction de la pente des couches lors de leur mise en place. Il est alors parfois possible d'expliquer des valeurs anormales de l'inclinaison.

II.B.3.3.) Pendage de l'axe de pli (cas où cet axe est inclus dans la stratification)

La correction de pendage la plus simple correspond à une rotation autour d'un axe horizontal inclus dans la stratification ; il est souvent vrai que l'axe de pli est inclus dans la stratification, mais cet axe présente par contre fréquemment une inclinaison.

La figure II. 17. est une abaque tracée par A. Bossert (1973) et complétée par J.J. Schott (1976) qui donne la valeur de l'erreur sur la déclinaison en fonction du pendage de l'axe de pli, si la correction de pendage est effectuée avec un axe horizontal.

L'importance des erreurs possibles souligne la nécessité de la détermination du pendage de l'axe de pli.

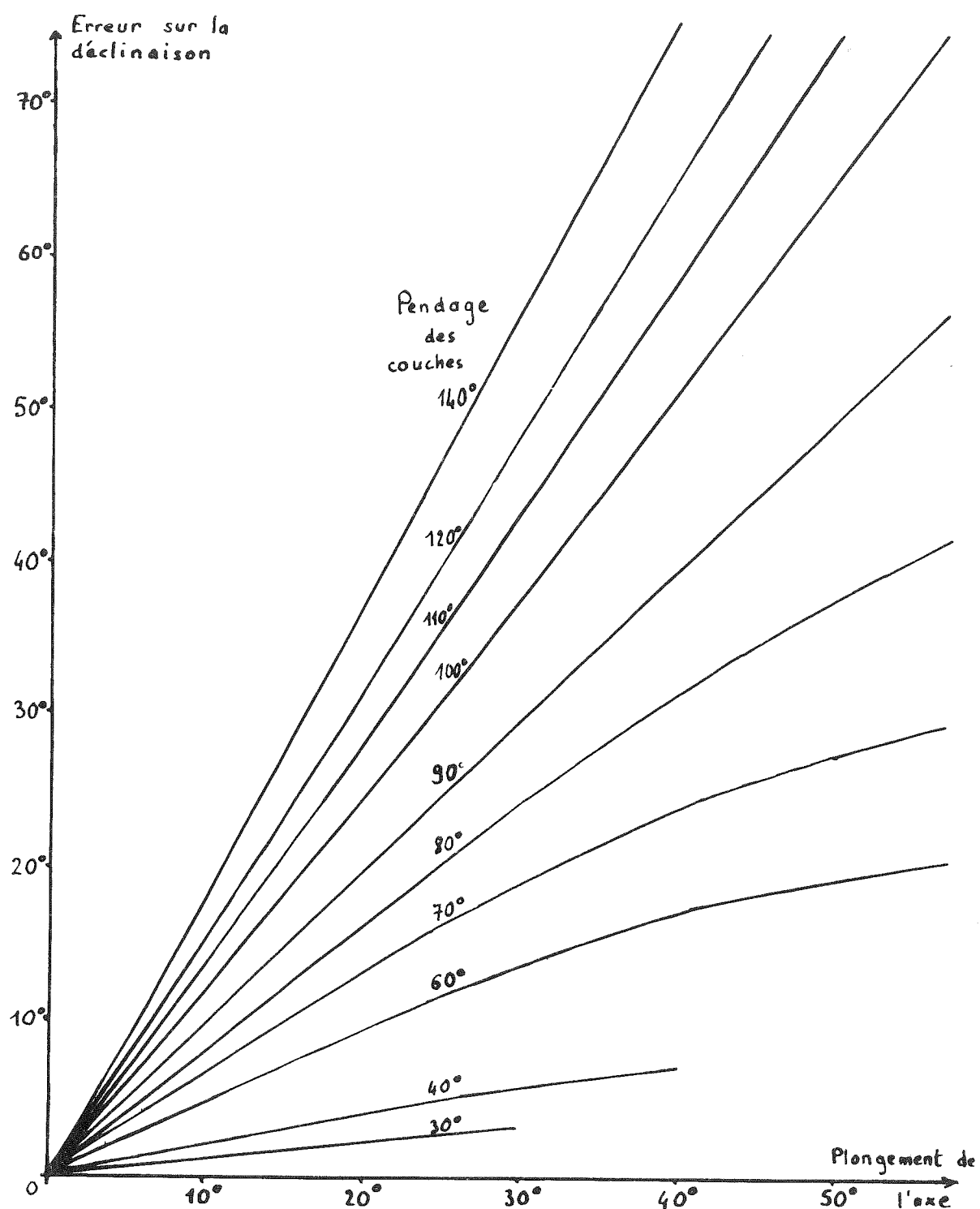


Fig. II. 17. Erreur sur la déclinaison due au défaut de correction de l'angle entre l'axe de pli et le plan horizontal (d'après A. Bossert 1973 et J.J. Schott 1976).

II.B.3.4.) Plissement à axe non inclus dans la stratification

L'axe de pli est parfois oblique par rapport à la stratification ; par exemple, l'axe d'un pli 2, affectant des terrains ayant déjà subi un plissement 1, n'est qu'en de rares points dans la stratification (si les deux plissements ne sont pas de même axe).

La figure II. 18. montre l'allure d'un tel pli cône. Les différentes génératrices du cône sont des axes apparents de pli. Si l'angle d'ouverture du cône est grand, l'erreur faite dans la correction de pendage en utilisant un axe de pli apparent au lieu d'un axe réel peut être très importante.

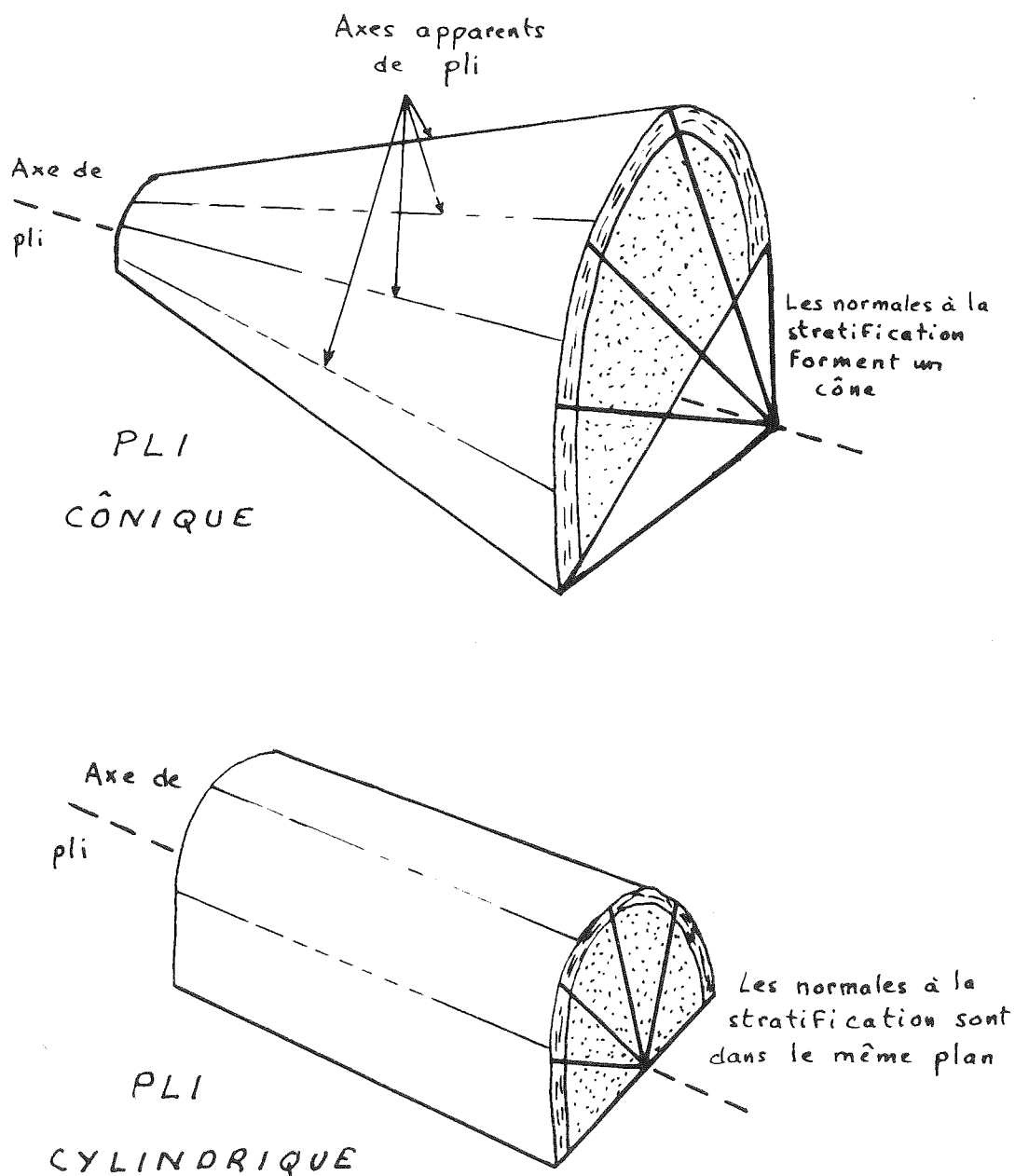


Fig. II. 18.

Pour mettre en évidence de tels plis, la méthode la plus simple consiste à effectuer des mesures systématiques du pendage des couches dans toutes les parties du pli.

Dans un pli cône, les normales à la stratification forment un cône dont l'axe est l'axe réel de pli ; cet axe peut être utilisé pour la correction de pendage (dans un pli "cylindrique", les normales à la stratification sont toutes dans un plan perpendiculaire à l'axe de pli.

Fig. II. 18.).

Le cas des plis à axe perpendiculaire à la stratification est beaucoup plus délicat. Il n'est possible de les mettre en évidence que si on a des marqueurs géologiques (structures de mise en place ou d'origine tectonique) visibles qui ont été déformés et montrent l'angle de rotation du plissement. (Fig. II. 19.).

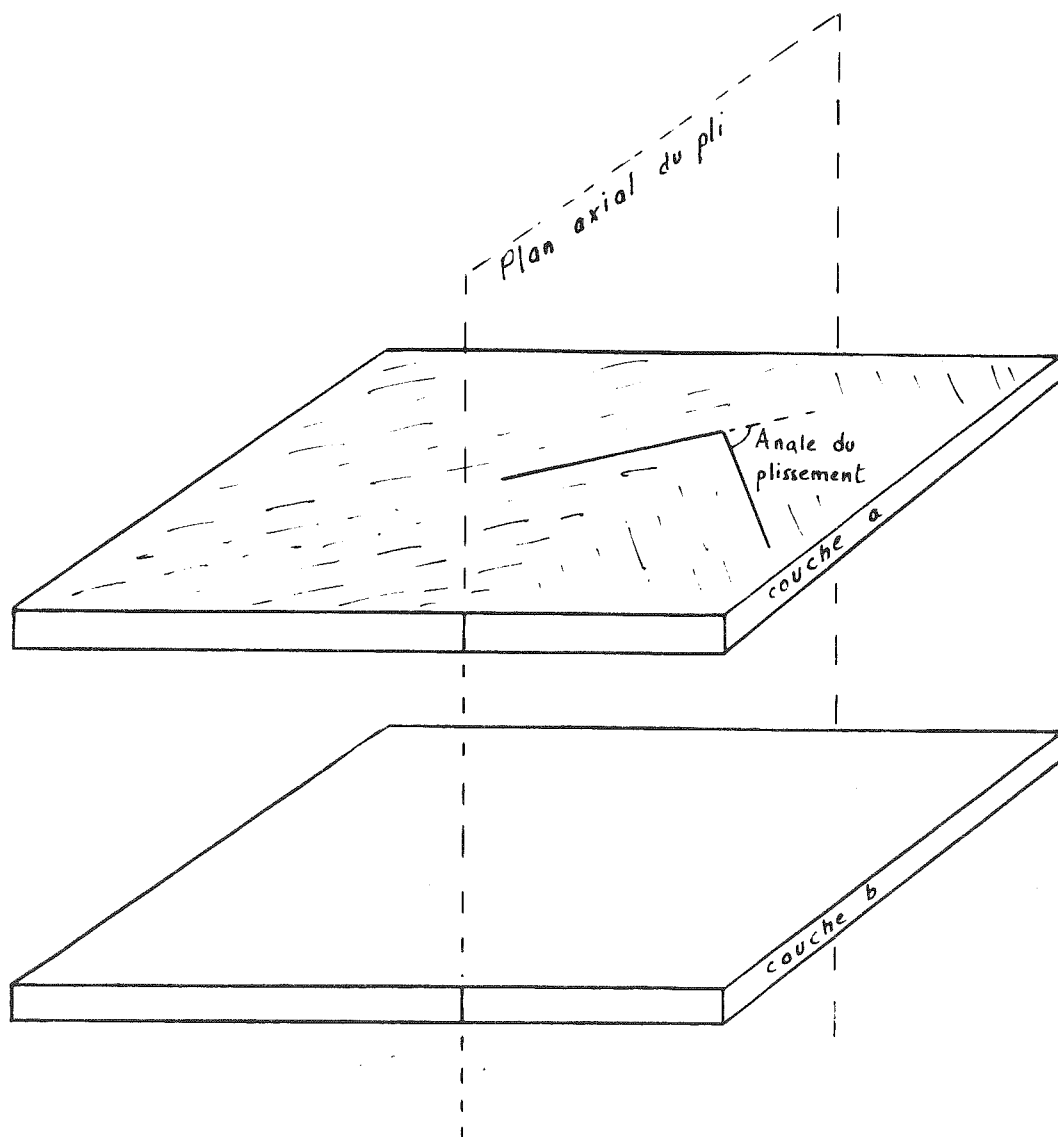


Fig. II. 19. Pli à axe perpendiculaire à la stratification (en l'absence de marqueurs géologiques, de tels plis ne peuvent pas être mis en évidence : couche b).

II.B.3.5.) Plissements superposés

Nous n'allons étudier ici qu'un exemple simple montrant l'importance des erreurs qui peuvent être faites dans une région à plusieurs phases de plissement : c'est le cas d'un pli 1 à axe horizontal déformé par un pli 2 également à axe horizontal.

La figure II. 20. montre l'axe $F1$ du pli 1 tel qu'il était avant la déformation 2. Lors de cette déformation 2 d'axe $F2$, l'axe du pli 1 est venu en position $F'1$.

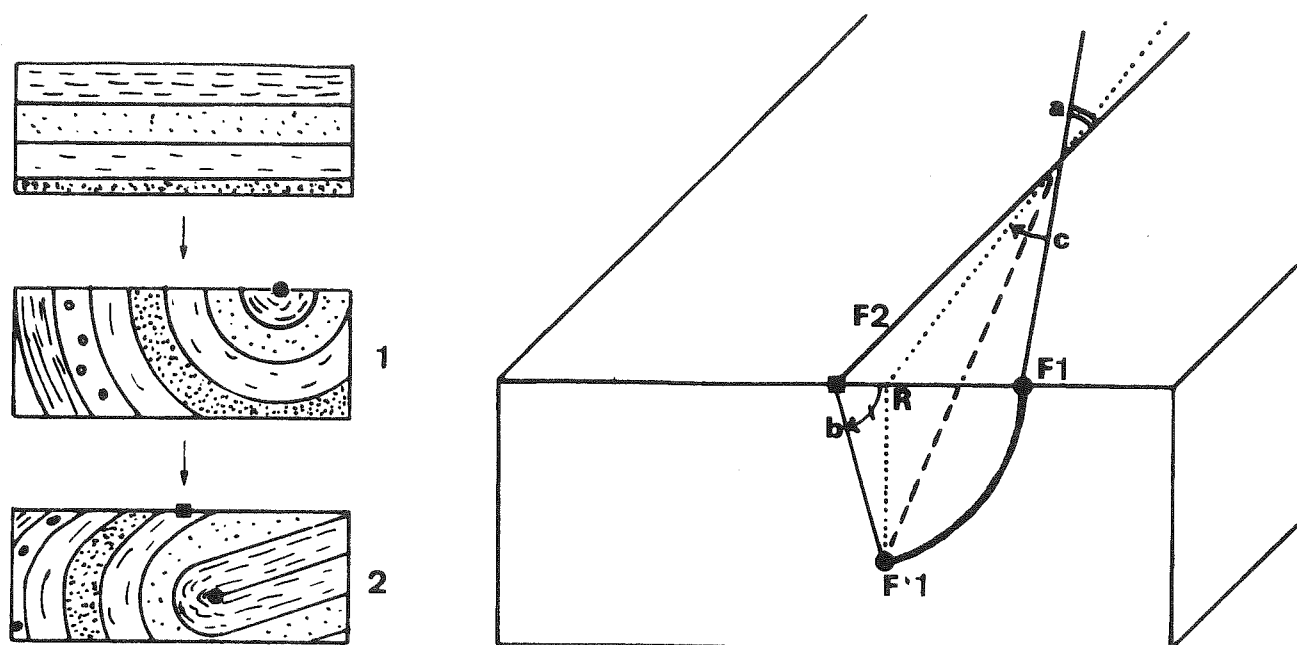


Fig. II. 20. Déformation d'un axe de pli $F1$ lors d'une déformation d'axe $F2$

- $F1$ axe de pli 1 avant le plissement 2
- $F1$ axe de pli 1 après le plissement 2
- $F2$ axe de pli 2
- R rabattement à l'horizontale de $F1$
- a angle entre $F1$ et $F2$
- b angle de la rotation 2
- c valeur de l'erreur sur la déclinaison commise en effectuant un simple rabattement à l'horizontale de $F1$.

Si les conditions d'affleurement ne permettent pas de mettre en évidence le pli 2, la correction de pendage est faite par rabattement à l'horizontale R de l'axe F'1, puis par rabattement des couches à l'horizontale.

Il apparaît que cette correction de pendage amène une erreur c (Fig. II. 20.) sur la déclinaison : par exemple, une direction qui était selon l'axe F1 avant la déformation 2 est après cette correction de pendage selon la direction R. Cette erreur c est fonction de l'angle b de la rotation 2 et de l'angle a séparant les deux axes de plis : $\text{tg}(c - a) = -\cos b \cdot \text{tg} a$. La figure II. 21. donne les valeurs de l'erreur c en fonction de l'angle b, pour quelques valeurs de a. La figure II. 22. présente le cas extrême d'une série qui a subi deux basculements de 180°, le premier autour d'un axe N-S, et le second autour d'un axe E-W. Une direction horizontale pointant vers le Nord à l'origine pointe vers le Sud après le second basculement sans que la polarité de la série ait été modifiée.

Quand plus de deux phases importantes de plissement ont affecté les roches étudiées, la correction de pendage n'a pratiquement plus de sens, sauf si toutes les déformations sont très bien connues.

Quand la dernière déformation s'est faite autour d'un axe vertical, la correction de pendage n'est possible que si des marqueurs géologiques (structures de mise en place ou d'origine tectonique) permettent de déterminer l'amplitude de la rotation.

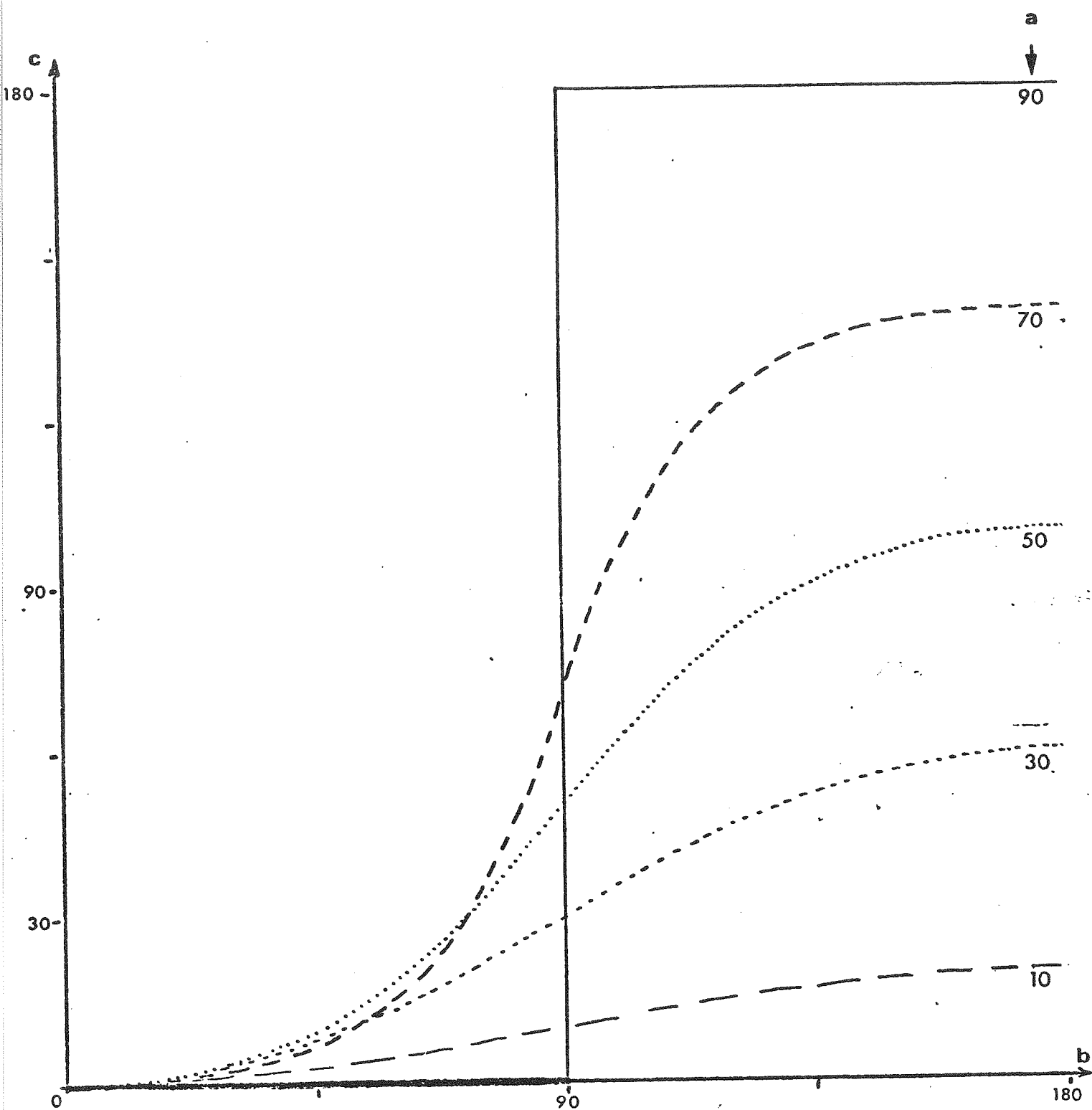


Fig. II. 21 Valeur de l'erreur c en fonction de l'angle b , pour quelques valeurs de a (voir légende de la figure 20).

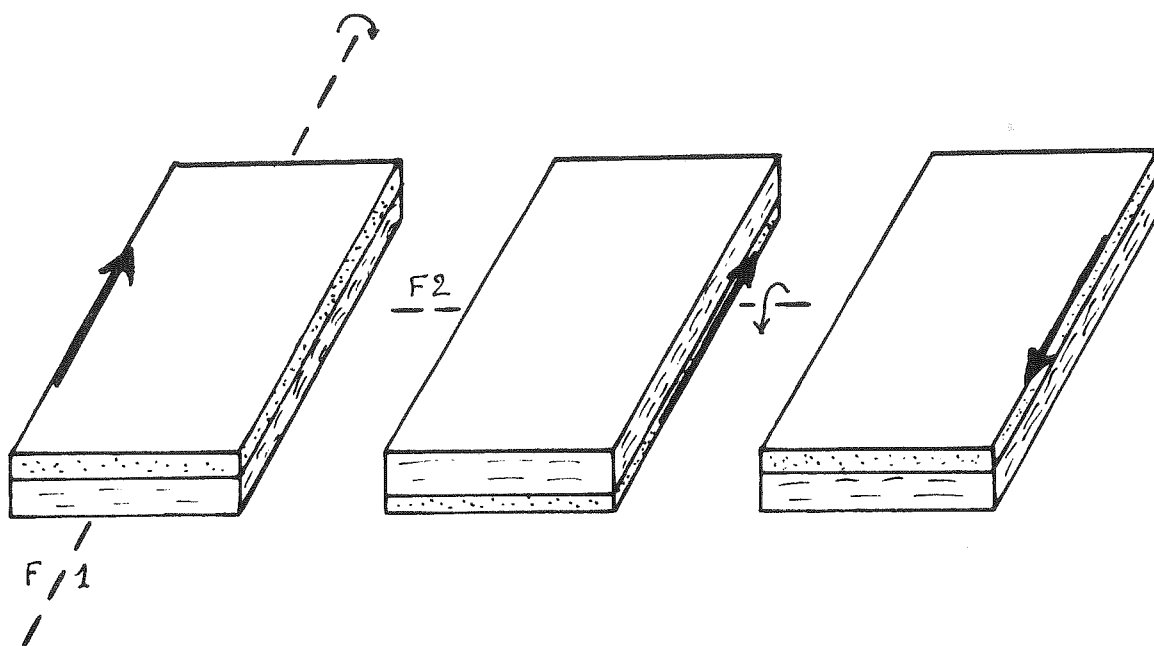


Fig. II. 22. Effet sur un vecteur repère de deux basculements de 180° successifs autour d'axes orthogonaux $F1$ et $F2$.

II.B.3.6.) Déformations sans variations de pendage

Des étirements ou compaction peuvent se faire sans changement de pendage (de tous les degrés depuis la diagenèse de sédiments jusqu'aux déformations les plus intenses). Ils entraînent des variations importantes de direction (fig. II. 23.). Il est parfois possible d'estimer leur importance ; l'étude d'objets déformés (fossiles, minéraux, inclusions, filons, ...) peut en effet permettre de déterminer l'ellipsoïde de déformation (si toutefois ces objets se déforment de la même façon que la roche qui les englobe). Mais il faudrait alors connaître le mécanisme intime de déformation pour pouvoir trouver les effets réels de cette déformation (voir par exemple K.P. Kodama et A. Cox, 1978 et M. Ozima 1980).

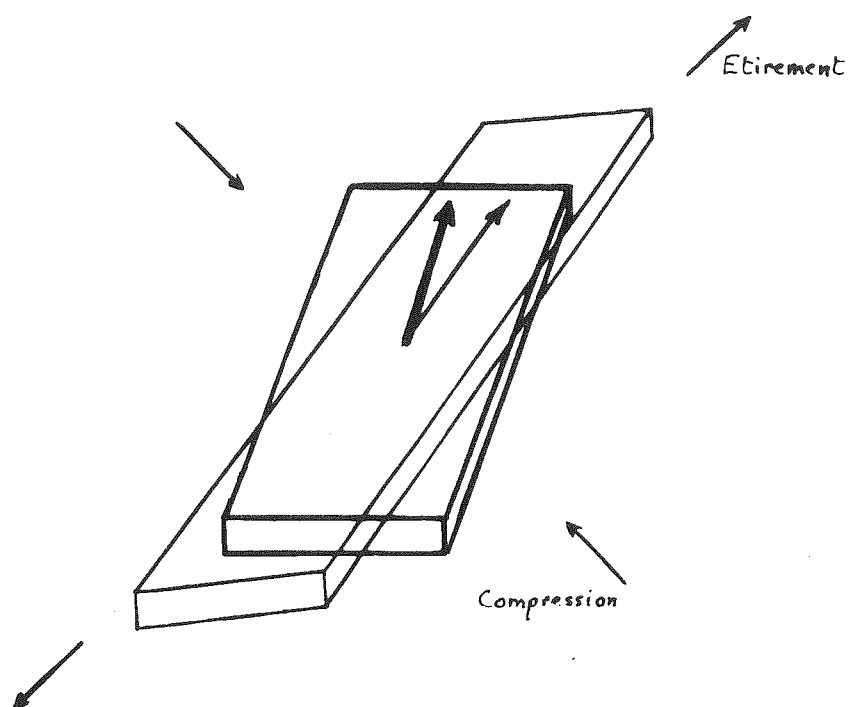


Fig. II. 23 Effet sur un vecteur repère d'un étirement ou d'une compression (dans le cas d'une déformation entièrement plastique).

II.B.3.7.) "Fausse" variation de pendage

Dans le cas d'une schistosité uniquement de fracture, des plis ont pu se faire sans modification d'une direction (fig. II. 24.a). Il peut aussi exister des cas (schistosité de pli-fracture) où la modification d'une direction est inférieure à l'amplitude du pli (fig. II. 24.b).

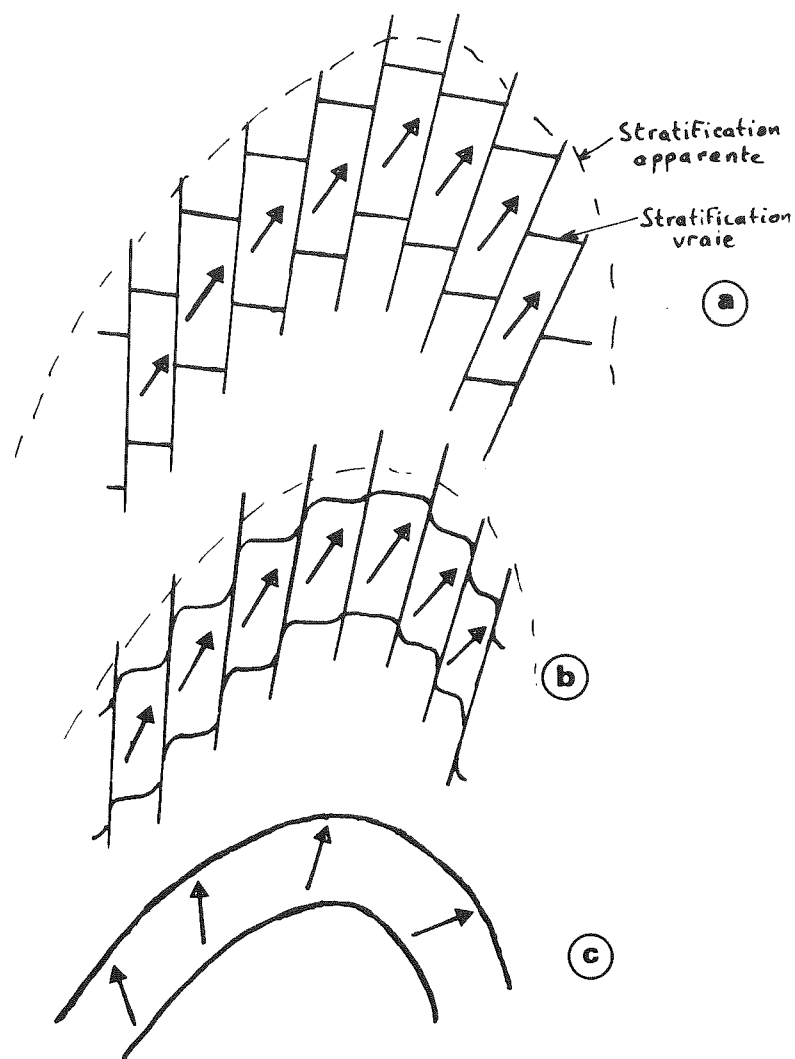


Fig. II. 24. Effet sur un vecteur repère d'un plissement

- a) avec schistosité de fracture pure
- b) avec schistosité de pli-fracture
- c) avec une torsion simple.

II.C.) Technique d'étude

II.C.1.) Analyse structurale sur le terrain

Les mesures sur le terrain avaient trois objectifs principaux :

- rendre la correction de pendage aussi précise que possible,
- rechercher les structures de mise en place,
- étudier les structures tectoniques.

Pour les deux premiers objectifs, les mesures du pendage des coulées

ou des contacts intrusifs ont été faites de façon systématique dans les zones étudiées ; les directions d'écoulement ont été recherchées, l'orientation des inclusions dans les roches magmatiques et celles des diaclases de refroidissement mesurées.

Pour le premier et pour le dernier objectif, une étude structurale a été faite dans toute la zone entourant chaque site. Ont été recherchés systématiquement :

- les axes de pli (si possible dans la série elle-même, car les séries voisines ont parfois subi une évolution très différente,
- les déformations superposées avec l'orientation des différents axes de pli (quand cela a été possible, j'ai choisi des secteurs où il n'existait qu'une seule phase importante de déformation),
- les déformations d'"objets" géologiques (minéraux, inclusions, filons, "bulles" remplies de calcite ou de quartz dans les laves, ...),
- les diaclases et failles,
- les schistosités et linéations et leurs relations avec les plissements,
- les torsions de "marqueurs" géologiques (filons, diaclases, ...).

II.C.2.) Prélèvement d'échantillons orientés

Dans la mesure du possible, une analyse préliminaire des propriétés magnétiques de quelques échantillons a été effectuée pour se faire une idée de la cohérence des directions d'aimantation ou d'anisotropie. Dans les formations où, dans un site de faible étendue, cette dispersion est importante, les échantillons ont été choisis nombreux en quelques sites plutôt que régulièrement répartis dans toute la formation.

Le plus souvent, les prélèvements de roches plutoniques ont été effectués le long de coupes de façon à suivre les variations éventuelles des propriétés dans le massif. Les roches volcaniques n'ont dans cette région, que des affleurements limités et espacés ; elles ont fait l'objet d'échantillonnage beaucoup plus rapproché, mais provenant dans la mesure du possible de venues de laves différentes (pour analyser la variation dans le temps des propriétés).

II.C.2.2.) Méthode de prélèvement

Comme pour toutes les études magnétiques et structurales, les échantillons doivent être pris uniquement dans des roches en place.

Deux méthodes sont possibles : le carottage, et l'extraction de blocs à l'aide d'un marteau et d'un burin. J'ai utilisé uniquement cette deuxième méthode qui permet d'obtenir des échantillons beaucoup

plus volumineux et éventuellement de réaliser lors de la taille plusieurs échantillons jointifs dans un même bloc.

Les échantillons ont été orientés avant prélèvement selon une méthode sommaire dérivée de celle décrite par E. Thellier (1938). A la partie supérieure d'un chapeau de plâtre, une face plane et horizontale est réalisée à l'aide d'un niveau à bulle. La direction du Nord magnétique y est reportée à l'aide d'une boussole de précision.

L'erreur maximale possible sur l'orientation du bloc est de l'ordre de 2 degrés.

II.C.2.3.) Taille des échantillons

Compte tenu des appareils utilisés et des problèmes analysés, les échantillons ont été taillés en cubes de trois dimensions différentes :

- arête de 48 mm (poids 300 g environ),
- arête de 38 mm (poids 150 g environ),
- arête de 24 mm (poids 35 g environ), cette dernière dimension n'a été utilisée que pour 2 blocs de l'ophite de Nentilla et 1 bloc de dacite du Marinet.

Les arêtes du cube forment 3 directions orthogonales x , y et z qui sont choisies comme repère pour les mesures :

- vecteur x , dans le plan horizontal, selon la direction du Nord magnétique,
- vecteur y , dans le plan horizontal, dirigé vers l'Est,
- vecteur z , selon la verticale, et dirigé vers le bas.

Cependant, la forme des blocs (liée fréquemment au débit des roches) m'a obligé le plus souvent à effectuer la taille selon d'autres plans, avec un trièdre de référence (x' , y' et z') différent de (x, y, z). Des calculs de réorientation permettent de revenir du trièdre (x' , y' , z') au trièdre (x, y, z).

Les erreurs maximales lors de la taille et de la réorientation éventuelle du cube sont chacune de l'ordre de 1° .

II.C.3.) Mesure de l'aimantation rémanente

II.C.3.1.) Appareil de mesure

Les mesures ont été effectuées avec l'inductomètre à translation à champs croisés réalisé par L. Daly (1970) au laboratoire de géomagnétisme du Parc Saint-Maur.

Cet appareil comprend principalement deux séries de bobines différentes.

- Le circuit principal est formé de deux solénoïdes coaxiaux, identiques et montés en opposition (axe des solénoïdes selon la composante horizontale du champ terrestre).

Lors de la translation d'un échantillon du centre d'un des solénoïdes au centre de l'autre, il y a inversion de flux dans le circuit principal (solénoïdes montés en opposition). Le courant induit par cette variation de flux est proportionnel au moment magnétique, translaté selon l'axe des bobines.

Afin d'augmenter sa précision, la mesure du moment est faite à la suite d'une série de translations et par comparaison avec un moment connu (produit par une bobine d'étalonnage solidaire du porte échantillon). Celui-ci a d'ailleurs un faible moment rémanent qui est mesuré au début et à la fin de chaque série de manipulation, puis déduit des mesures.

En effectuant successivement selon les trois directions repères une mesure, le moment résultant (somme géométrique des 3 composantes orthogonales) peut être déterminé.

- Le circuit inducteur, formé de deux systèmes de bobines (l'un étant formé d'un solénoïde coaxial aux précédents, l'autre de bobines rectangulaires à axe vertical et perpendiculaire aux précédents) permet soit de compenser le champ magnétique terrestre (mesure de l'aimantation rémanente), soit de créer un champ (mesure de l'aimantation induite ajoutée à l'aimantation rémanente) dont l'intensité peut être choisie (champ terrestre ou champ plus important pouvant aller jusqu'à 300 Oe)

II.C.3.2.) Précision des mesures

L'erreur, sur une mesure de moment magnétique, liée à l'appareil de mesure est de l'ordre de $5 \cdot 10^{-6}$ uem cgs.

Pour un échantillon de 300 g, l'erreur sur chaque composante de l'aimantation spécifique σ est donc voisine de $2 \cdot 10^{-8}$ uem cgs/g ; l'erreur totale sur l'aimantation spécifique est donc voisine de $3,5 \cdot 10^{-8}$ uem cgs/g. Pour obtenir une direction d'aimantation avec une erreur inférieure à 5° , il faut une aimantation spécifique au moins égale à $5 \cdot 10^{-7}$ uem cgs/g. Une précision au degré près n'est possible que si l'aimantation spécifique est au moins égale à $2,5 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/g.

II.C.3.3.) Analyse de l'aimantation

Nous avons vu précédemment (§ II.A.) les diverses méthodes d'analyse des aimantations. Le traitement type appliqué aux échantillons est le suivant.

Etude et élimination de la partie principale de l'ARV

Après un séjour d'un mois en champ nul, le moment rémanent M des échantillons est mesuré. Il est de nouveau mesuré après un séjour d'un mois des échantillons dans le champ terrestre. Rappelons que la différence des 2 moments ΔM va permettre de calculer le coefficient V (pourcentage de viscosité) : $V = 100 \cdot \frac{\Delta M}{M}$

Les échantillons pour lesquels l'aimantation autre que l'ARV ne présente qu'une très faible proportion de l'aimantation totale peuvent être éliminés.

Les autres échantillons sont de nouveau placés en champ nul. La décroissance des aimantations de type ARV étant fonction du logarithme du temps, un séjour relativement bref permet l'élimination de la plus grande partie de l'ARV. Les échantillons de coefficient V inférieur à 10 ont été laissés 1 mois en champ nul, et ceux de coefficient V compris entre 10 et 100 dont l'ARV est assez importante, y ont été laissés 3 mois.

Analyse des aimantations par champ alternatif.

La plus grande partie des échantillons a été traitée par champ alternatif sur l'appareil construit par M. Legoff au Parc Saint-Maur. La méthode d'analyse a été présentée au § II.A.2.3.3.

Cette analyse nécessite l'absence de champ continu qui peut produire une aimantation parasite de type ARA (aimantation rémanente anhystrétique). Pour éliminer totalement l'effet d'un champ continu résiduel (la compensation n'étant jamais strictement réalisée) et de celui, parasite, créé par les bobines qui produisent le champ alternatif, une précaution supplémentaire est prise : pendant la décroissance du champ alternatif, l'échantillon est fixé à un support qui tourne sur lui-même autour de 3 axes orthogonaux ; les vitesses de rotation étant différentes pour chaque axe, l'échantillon prend des orientations aléatoires dans l'espace (les variations rapides du champ terrestre, liées en particulier à l'environnement, ne peuvent plus créer d'ARA).

Désaimantation par chauffage

Les autres échantillons ont été analysés par chauffage à l'aide d'un four en champ nul. Le mode opératoire a été précisé au § II.A.2.1.4.

Le problème majeur des traitements par chauffage est la possibilité de modifications minéralogiques. Pour tenter de mettre en évidence de tels changements, la valeur de la susceptibilité moyenne (qui dépend beaucoup de la minéralogie) est mesurée après chaque chauffe. L'aimantation rémanente déterminée après une chauffe ayant provoqué

d'importantes modifications minéralogiques est considérée comme douteuse et les résultats des mesures éliminés.

II.C.3.4.) Mesure de la susceptibilité moyenne

Nous venons de voir que la mesure de la susceptibilité moyenne $\bar{\chi}$ permet de suivre l'évolution de la minéralogie lors d'une chauffe.

Elle donne aussi des informations sur les ensembles de grains magnétiques qui forment la roche. En effet, l'aimantation induite en champ faible n'est pas portée par les mêmes grains que l'aimantation rémanente. Le coefficient de Koenigsberger (K_0) est le rapport du moment rémanent M_r au moment induit M_i dans le champ actuel H_a (intensité 0,465 Oe).

$$K_0 = M_r / M_i \quad (= \sigma_r / \sigma_i = \sigma_r / \bar{\chi} \cdot H_a)$$

Des valeurs inférieures à 0,1 de ce coefficient montrent que la roche contient essentiellement des ensembles de grains de faible temps de relaxation, l'aimantation rémanente y est souvent du type ARV.

La susceptibilité magnétique est une propriété anisotrope. Des mesures selon 3 directions orthogonales permettent la détermination d'une valeur moyenne (la somme des valeurs selon 3 directions orthogonales est un invariant du tenseur d'anisotropie).

Le moment induit moyen M_i est déterminé à la suite des mesures des moments (induits dans un champ H) selon les directions x , y et z du cube de masse m . Il permet le calcul de la susceptibilité moyenne $\bar{\chi}$

$$M_i = \frac{M_{ix} + M_{iy} + M_{iz}}{3} \qquad \bar{\chi} = M_i / m \cdot H$$

II.C.3.5.) Présentation des résultats

Echantillon

Les résultats qui apparaissent dans les tableaux sont :

- l'aimantation spécifique σ en 10^{-6} uem cgs/g,
- la direction d'aimantation (avant et après analyse) qui est définie par :
 - + sa déclinaison D , comptée positivement vers l'Est à partir du Nord géographique,
 - + son inclinaison I , comptée positivement vers le bas à partir de l'horizontale.
- le coefficient de Koenigsberger K_0 ,
- le pourcentage de viscosité V ,
- la valeur de la susceptibilité moyenne (en 10^{-6} uem cgs/oe.g)

Site

Pour présenter les résultats d'un ensemble d'échantillons, la statistique sphérique de R. Fisher (1953) a été appliquée. Cette analyse est, dans l'espace, l'équivalent d'une analyse de Gauss. Elle permet de définir 3 caractéristiques de l'aimantation rémanente dans chaque site.

- la direction moyenne d'aimantation qui correspond au vecteur somme de tous les vecteurs aimantation des échantillons (tous ramenés à un même module). Elle est définie par sa déclinaison et son inclinaison (avec les mêmes conventions que la direction d'aimantation des échantillons).
- Le facteur de concentration k qui définit la précision avec laquelle cette direction est déterminée. Des valeurs de k inférieures à 3 montrent que la direction moyenne a peu de sens.
- L'angle α_{95} est la valeur du demi-angle au sommet du cône dans lequel la direction moyenne réelle à 95 % de chances de se trouver.

A chaque fois est indiqué également le nombre N d'échantillons utilisés dans le calcul statistique et le nombre N_0 d'échantillons étudiés dans ce site.

L'analyse est en général effectuée avec l'ensemble des cubes provenant d'un même site. Dans les gisements de coulées volcaniques, une autre analyse a été faite pour chaque coulée, mais il n'est pas toujours possible de distinguer toutes les venues successives dans une barre de laves.

Par ailleurs, les résultats sont présentés en projection à égale surface, sur la sphère totale (les figurés pleins et vides correspondent aux vecteurs dirigés respectivement vers le bas et vers le haut).

II.C.4.) Mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

II.C.4.1.) Appareil de mesure

Les mesures ont été effectuées avec le pendule de torsion réalisé par L. Daly et R. Formont (1969) au Parc Saint-Maur (fig. II. 25.).

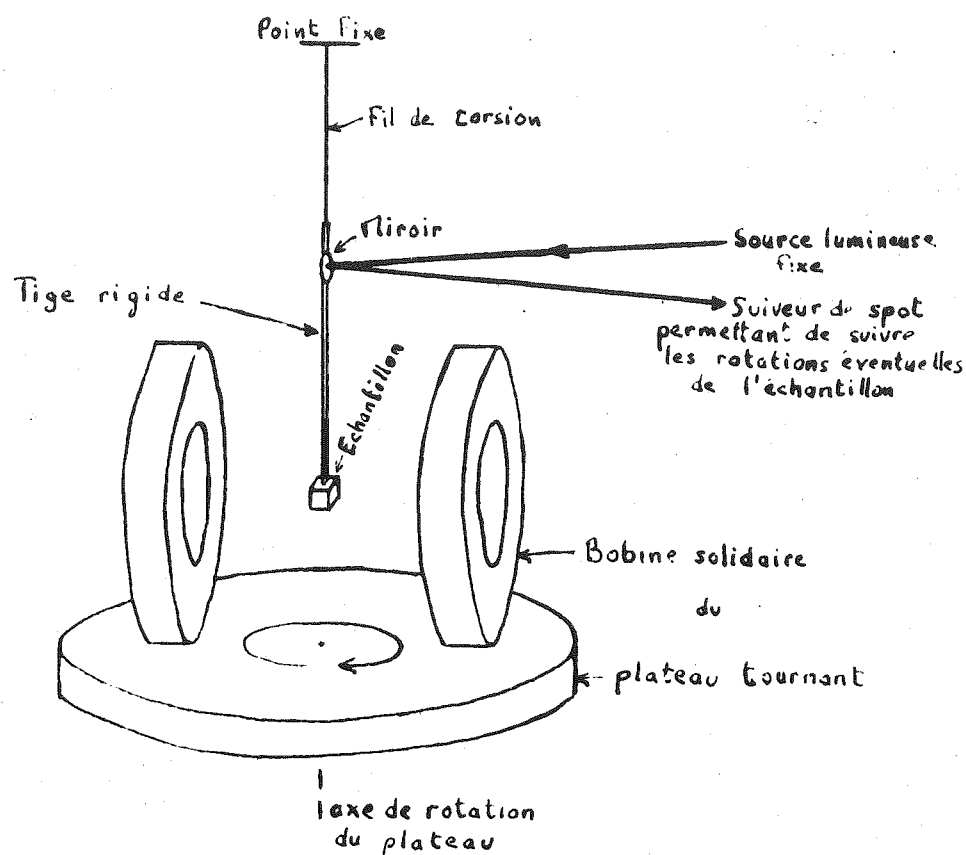


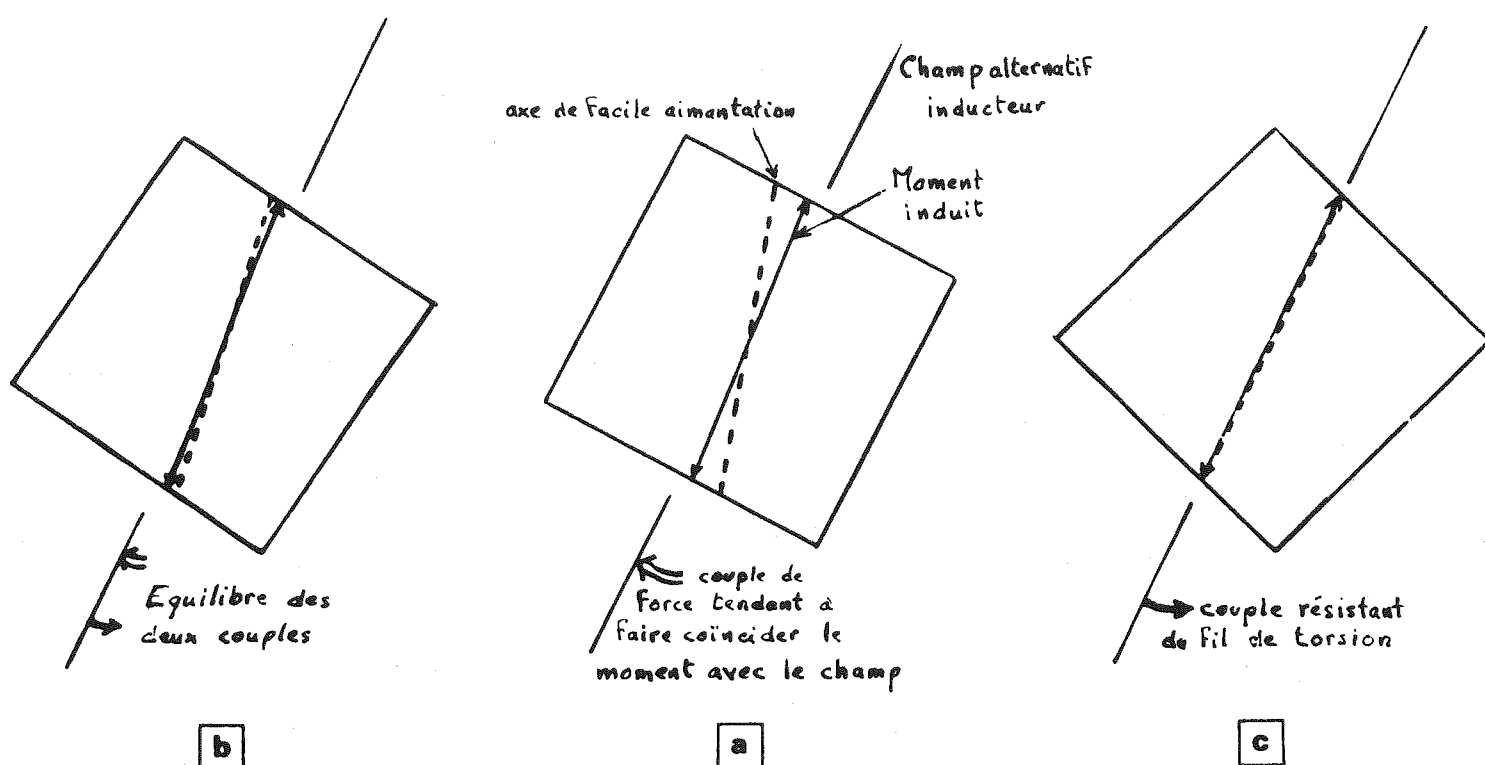
Fig. II.25. Schéma des parties essentielles du pendule de torsion.
 En pratique (voir le plan précis de cet appareil dans Daly, 1971, p. 121)
 - les deux bobines sont très près de l'échantillon pour que le champ soit uniforme,
 - l'ensemble fil de torsion-échantillon est isolé pour éviter les effets des perturbations extérieures,
 - un système d'amortissement des mouvements existe sous l'échantillon.

L'échantillon est suspendu à un fil de torsion. Il est placé entre deux bobines à axe horizontal qui sont solitaires d'un plateau tournant (axe du plateau, vertical situé à l'aplomb de l'échantillon). Les bobines sont parcourues par un courant alternatif de 50 Herz. Examinons les phénomènes qui se produisent dans le plan horizontal de l'échantillon. Le moment rémanent dans le plan horizontal de l'échantillon s'orienterait selon les lignes de force du champ des bobines si celui-ci était continu. Mais du fait de l'inertie importante de l'échantillon, ce moment rémanent ne peut suivre les variations de sens du champ alternatif de 50 Herz. Il ne joue donc aucun rôle dans l'orientation de l'échantillon.

Considérons le cas du moment induit dans un échantillon isotrope. Ce moment est parallèle au champ, et peut simplement s'inverser en même temps que le champ. L'échantillon reste immobile.

Dans le cas d'un échantillon anisotrope, la direction principale du moment induit est différente de celle du champ (Fig. II. 26.a) en dehors des directions principales.

Fig. II. 26. Schémas montrant les différentes forces agissant sur l'échantillon dans le pendule de torsion (dans le plan équatorial horizontal de l'échantillon).



Position d'équilibre de l'échantillon.

Position de l'échantillon au moment où le champ alternatif inducteur est mis.

Position de l'échantillon en cas de coïncidence du moment induit et du champ.

Le moment induit tend à s'orienter selon les lignes de force du champ, d'où la création d'un couple (fig. II.26.a) tendant à faire tourner l'échantillon jusqu'à ce que le moment induit coïncide avec le champ (cas où le champ est selon une direction principale de susceptibilité, Fig. II. 26.c). Mais ce couple magnétique s'oppose au couple résistant du fil de torsion, et l'échantillon atteint une posi-

tion d'équilibre.

La valeur du couple de torsion étant connue, l'étude des positions d'équilibre de l'échantillon en fonction de l'orientation du champ permet de déterminer l'évolution du couple magnétique et l'orientation des axes des susceptibilités principales dans le plan horizontal de mesure de l'échantillon. Trois mesures successives dans les plans (x - y) (y - z) et (z - x) de l'échantillon permettent de déterminer :

- l'orientation des axes principaux de susceptibilité et pour chacun de ces axes,
- une valeur proportionnelle à l'écart entre la valeur de la susceptibilité principale et la valeur de la susceptibilité moyenne.

Nous connaissons pour l'appareil le coefficient de proportionnalité qui permet de calculer l'écart réel en susceptibilité en fonction du champ appliqué. La susceptibilité moyenne étant connue, il est possible alors de déterminer les valeurs des susceptibilités principales.

II.C.4.2.) Présentation des résultats

Les données sur l'ellipsoïde d'anisotropie qui apparaissent dans les tableaux concernant son orientation et sa forme :

- l'orientation de chaque axe principal de susceptibilité est donnée par sa déclinaison et son inclinaison (choisie toujours positive) avec les mêmes conventions que pour le moment rémanent. Elle est présentée également sur des diagrammes en projection à égale surface (hémisphère inférieur) ; quand les trois axes figurent sur un même diagramme, les axes minimal, intermédiaire et maximal sont représentés respectivement par un cercle, un carré et un triangle.
- le paramètre h est le pourcentage d'anisotropie

$$h = \frac{\chi_a - \chi_c}{\bar{\chi}} \cdot 100$$

avec χ_a , valeur de la susceptibilité maximale χ_c , valeur de la susceptibilité minimale et $\bar{\chi}$, valeur de la susceptibilité moyenne.

Il caractérise l'importance de l'anisotropie.

- Le paramètre f est le rapport de l'écart entre les valeurs des susceptibilités maximale et intermédiaire (χ_b) à l'écart entre les valeurs maximale et minimale de la susceptibilité.

$$f = \frac{\chi_a - \chi_b}{\chi_a - \chi_c}$$

Le tableau suivant donne les caractéristiques de l'ellipsoïde pour différentes valeurs du paramètre f .

$f = 0$	$\chi_b = \chi_a$	ellipsoïde de révolution, l'axe de révolution étant le petit axe.
$f < 0,5$		ellipsoïde aplati
$f = 0,5$	$\chi_b = \frac{\chi_a + \chi_c}{2}$	
$0,5 > f$		ellipsoïde allongé
$f = 1$	$\chi_b = \chi_c$	ellipsoïde de révolution, l'axe de révolution étant le grand axe
f indéterminé	$\chi_a = \chi_b = \chi_c$	isotropie

La forme de l'ellipsoïde est définie par les paramètres h et f . Par exemple, un ellipsoïde aplati ($f = 0$) est très proche d'une sphère pour $h = 0,00...1$, et voisin d'un disque pour $h = 149$.

II.C.5.) Rappel des différentes opérations effectuées sur les échantillons

1. Prélèvement
2. Taille
3. Mise en champ nul (1 mois)
4. Mesure du moment rémanent et de la susceptibilité moyenne
5. Séjour dans le champ terrestre
6. Détermination du coefficient de viscosité
7. Mise en champ nul (1 à 3 mois)
8. Mesure du moment rémanent
9. Mesure de l'anisotropie de susceptibilité
10. Mise en champ nul (15 jours) pour éliminer les ARV acquises pendant l'opération 9
11. Mesure du moment rémanent
12. Analyse de l'aimantation
13. Calculs

Le moment rémanent conservé pour l'étude paléomagnétique est mesuré lors des opérations 8 et 12. La mesure 4 sert à l'étude de la viscosité et de la susceptibilité moyenne ; la mesure 11 permet de contrôler si des aimantations de type ARA n'ont pas été acquises pendant la mesure au pendule de torsion.

La mesure de l'anisotropie de susceptibilité est faite avant l'analyse de l'aimantation pour éviter qu'une anisotropie "parasite" (anisotropie provoquée par un champ alternatif C. Violat et L. Daly 1971) ou une modification minéralogique (chauffe) complique l'anisotropie globale de la roche.

La durée des manipulations et du calcul varie de 2h 30 à 3h par cube suivant la méthode d'analyse de l'aimantation.

+ + + + +
+ ETUDE DE QUELQUES SERIES DE ROCHES VOLCANIQUES +
+ + + + +

Plan du chapitre :

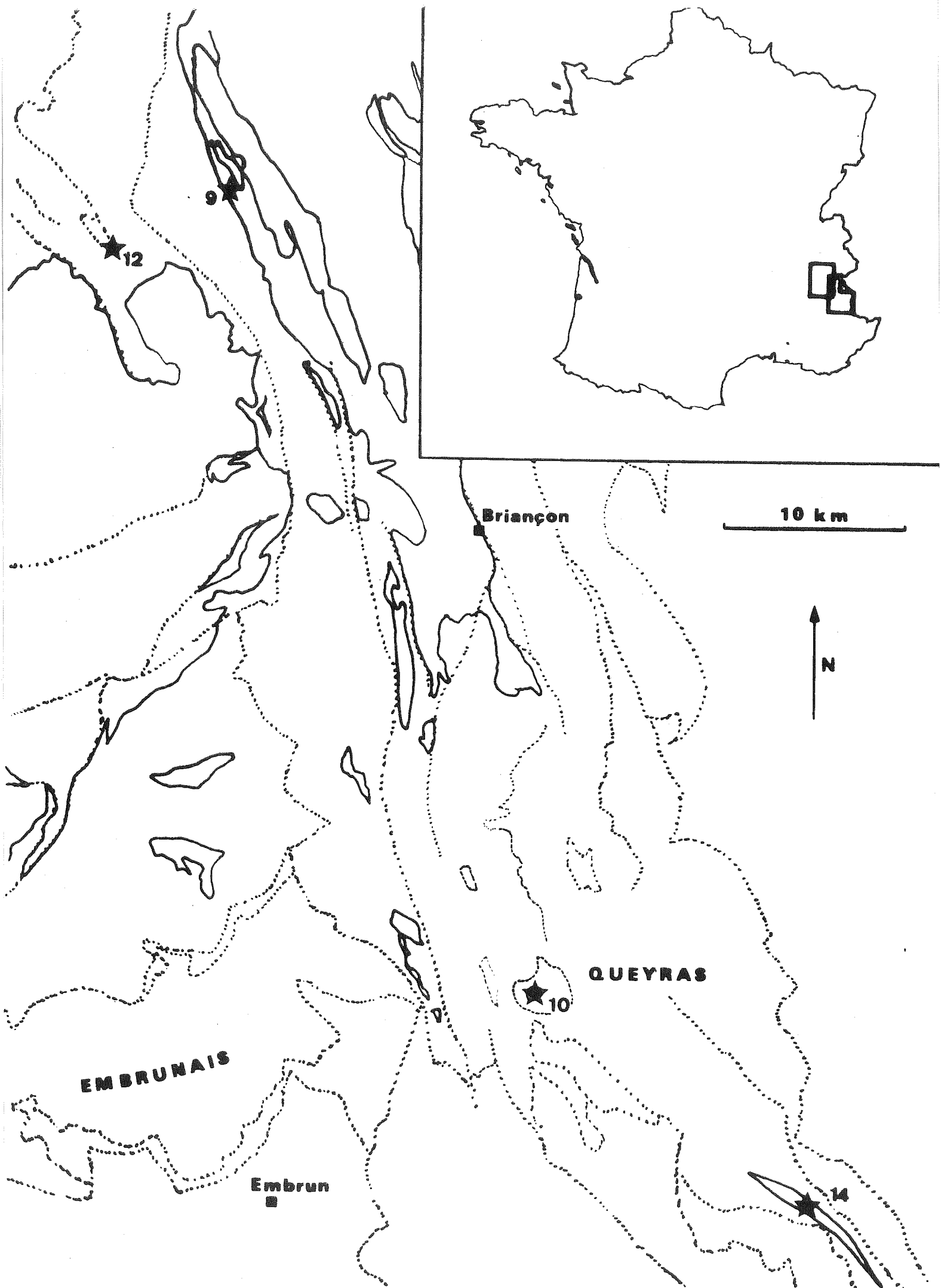
III.A.)	Etude des différentes séries	83
III.A.1.)	Laves spilitiques de Beaufin	83
III.A.2.)	Laves spilitiques de Prés Clos	92
III.A.3.)	Laves spilitiques de l'Esparcelet	102
III.A.4.)	Laves spilitiques de la Combe d'Aspres	109
III.A.5.)	Laves spilitiques d'Oris en Rattier (SE)	116
III.A.6.)	Laves spilitiques du Col d'Hurtières	121
III.A.7.)	Laves spilitiques d'Oris en Rattier (NW)	131
III.A.8.)	Laves spilitiques de la haute vallée de la Malsanne	137
III.A.9.)	Porphyrite de la Ponsonnière	147
III.A.10.)	Complexe volcanique du Guil	160
III.A.11.)	Laves trachytiques du Col de la Croix de Fer	173
III.A.12.)	Laves spilitiques du Lautarêt	180
III.A.13.)	Laves spilitiques d'Auris en Oisans	185
III.A.14.)	Complexe volcanique du Marinnet	193
III.B.)	Etude de propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées	200
III.B.1.)	Anisotropie de susceptibilité magnétique	201
III.B.2.)	Aimantation rémanente	214

TABLEAU III.- 2.

Gisement	Déformation visible	Faciès métamorphique par cristallinité de l'illite (J. Arahamian 1974)	Faciès métamorphique (M. Frey et al. 1974)
1 Beaufin	Absence de schistosité dans les laves comme dans les niveaux intermédiaires.	Diagénèse	Anchimétamorphisme,
2 Prés-Clos	Absence de schistosité dans les laves (les niveaux intermédiaires n'affleurent pas).	Anchizone	Faciès à laumonite,
3 Esparcelet	Schistosité de fracture visible uniquement dans les niveaux intermédiaires.		et faciès à préhnite-pumpellyite.
4 Combe D'aspres	Schistosité		
5 Oris en Rattier Sud-Est	de		(température entre 100° et 350°
6 Col d'Hurtières	dans les niveaux		
7 Oris en Rattier Nord-Ouest	intermédiaires		Pression inférieure à 2,5 Kb)
8 Haute Malsanne	et localement dans les laves.		
9 Ponsonnière	Schistosité	?	
10 Gorges du Guil	de fracture	?	Faciès schistes verts (de 250° à 500°, et de 1,7 à 6 Kb).
11 Croix de Fer	dans les laves.	?	anchimétamorphisme à faciès préhnite-pumpellyite (de 100° à 350° pression < 2,5 Kb).
12 Lautarêt	Schistosité de pli-fracture à flux dans les laves	Anchizone	Faciès schistes verts
13 Auris en Oisans	Schistosité de flux dans les laves.	Epizone	(de 250° à 500°, et de 1,5 à 6 Kb).
14 Marinet	Schistosité de flux, replissée, dans les laves.	?	passage au faciès schistes verts à glaucophane (de 250° à 400°, 6 à 7 Kb).

Température en degrés centigrades, Pression en Kilobars.

Faciès métamorphique (P. Saliot 1978, R. Caby et al. 1978)			Thermo-barométrie par étude de des inclusions fluides		Synthèse de ces résultats	
Zone minéralogique	temp.	pression	temp.	pression	temp.	Pression
?			200° à 260°	?	200° à 260°	<2,5 Kb
			(J. Barlier 1974, P. Saliot communication personnelle).			
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?					200° à 260°	<2,5 Kb
?			280° (B. Poty 1969)	1,4 Kb	280°	1,4 Kb
Lawsonite, Albite Chlorite	de 180° à 380°	de 3 à 5,5 Kb	?	?	180° à 380°	3 à 5,5 Kb
Lawsonite Albite	de 180° à 380°	de 3 à 5,5 Kb	300° (P. Saliot 1978)	4,2 Kb	300°	4,2 Kb
?			335° à Alpe d'Huez (B. Poty et al. 1974)	1,7 Kb	355°	1,7 Kb
Limite entre Préhni- te-pumpellyite et schistes verts	350°	de 2 à 3 Kb	350° (D. Bernard 1978)	2,0 Kb	350°	2 Kb
?			360° à 375° (B. Poty et al. 1974)	2,3 à 2,5 Kb	360° à 375°	2,3 à 2,5 Kb
Limite entre lawsoni- te-albite-chlorite et glaucofane-lawsonite:	de 250° à 400°	6 Kb	?	?	250° à 400°	6 Kb



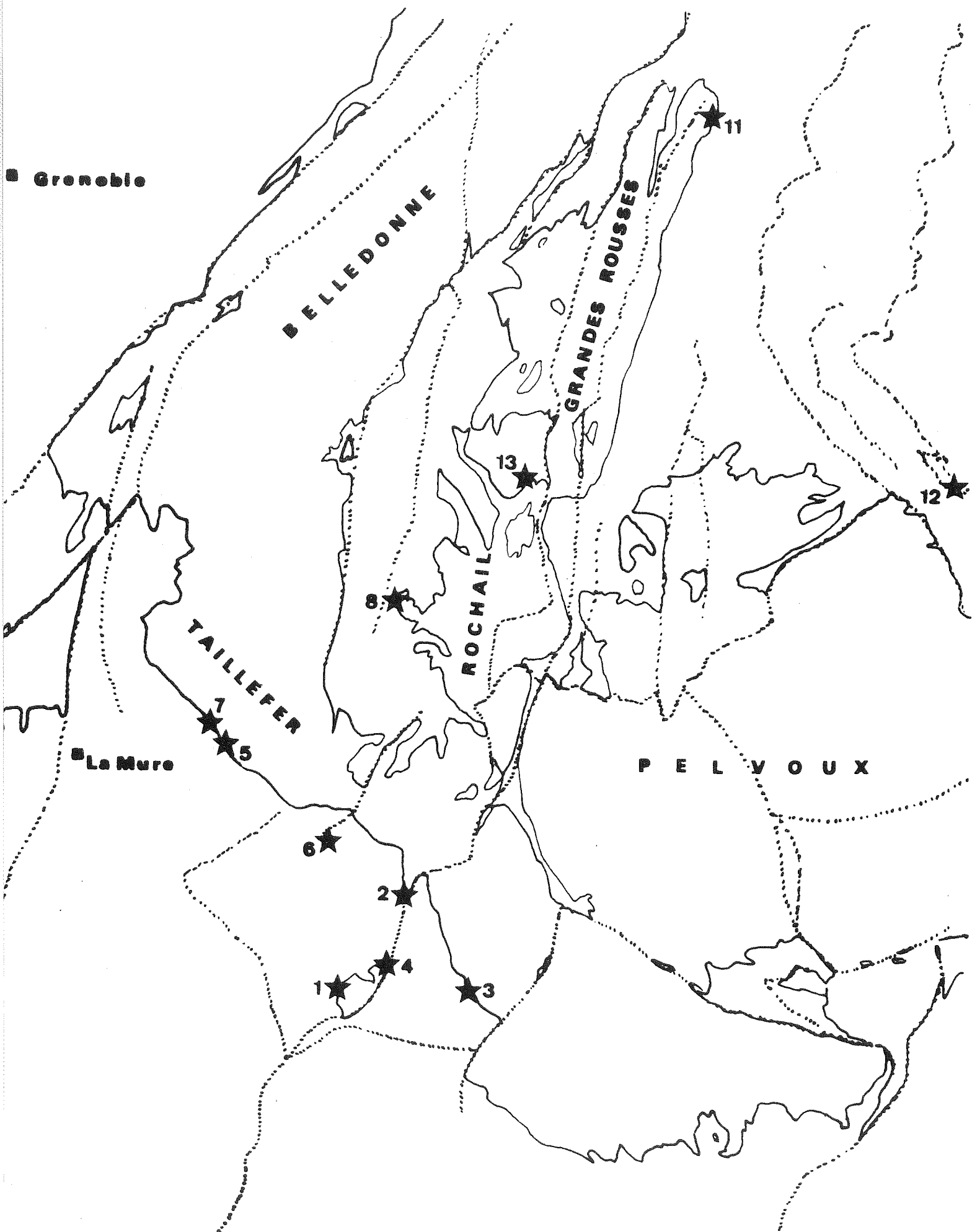


Fig. III.1. Localisation des 14 sites étudiés.

(En trait pleins, limite des terrains anté-triasiques ; en pointillés, les principaux accidents de cette région). Fond géologique d'après M. Gidon, "carte géologique simplifiée des Alpes Occidentales" Ed. Didier et Richard, et BRGM.

La dénomination des différents sites est donnée dans le tableau III.2.

Ces affleurements de lave sont classés de 1 à 14 par ordre de déformations visibles croissantes. Le tableau III.2. résume les données microstructurales et thermodynamiques que nous connaissons sur la phase de métamorphisme oligocène. Les pressions et températures de la phase miocène ne peuvent être qu'inférieures ou égales à celles de la phase oligocène (D. Bernard 1978) ; les plissements miocènes ne se sont accompagnés pour les laves étudiées que par une schistosité de fracture (au Nord et à l'Est du Pelvoux) ou de pli-fracture (Marinet).

III.A.) Etude des différentes séries

III.A.1.) Laves spilitiques de Beaufin

III.A.1.1.) Site et échantillonnage

Au niveau du lieu-dit "Le pont du Loup", les travaux de la route Le Motty - Beaufin ont dégagé une coupe remarquable dans les laves spilitiques ($5,822^{\circ}$ E et $44,798^{\circ}$ N). 15 échantillons (taillés en 18 spécimens cubiques) y ont été prélevés, sur une cinquantaine de mètres, dans différentes coulées.

III.A.1.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

R. Aumaître et G. Buffet (1973) ont donné une description très détaillée de la coupe de cette série de la zone dauphinoise. En résumé, du Sud vers le Nord, affleurent :

- les calcaires dolomitiques du Trias et des argiles vertes,
- deux niveaux volcano-sédimentaires séparés par des microbrèches à éléments volcaniques et ciment dolomitique,
- des bancs de laves spilitiques présentant des aspects très différents suivant les niveaux : laves plus ou moins finement cristallisées, de couleur allant du vert jaunâtre au violacé, présentant ou non des bulles de calcite avec de la chlorite, avec ou sans filonets de calcite, ... Un niveau d'aspect très scoriacé, ainsi qu'un lit d'argilite peuvent aussi être observés. Les études en lame mince des laves ont mis en évidence des grains altérés de magnétite, de l'ilménite et surtout de l'hématite ; celle-ci peut se présenter en paillettes, sous l'aspect de mouchetures, ou former l'essentiel de la mésostase suivant les coulées.

La suite de la coupe est masquée par des recouvrements morainiques (un autre affleurement est visible sur le bord de la route 200 m au Nord-Ouest ; on y retrouve des laves spilitiques, puis le Lias calcaire en contact par faille avec les laves).

L'existence des niveaux volcano-sédimentaires, des brèches à ciment dolomitique et du niveau d'argilite montre qu'il ne s'agit pas d'un sill ; elle indique par ailleurs que la mise en place des laves s'est faite dans un milieu marin ou lagunaire.

Ces coulées se seraient mises en place au Trias supérieur ou au Lias inférieur. L'hématitisation des laves s'est probablement faite peu de temps après leur mise en place (la métamorphisme hydrothermal - A. Pecher et P. Vialon 1974 - semble correspondre à des phénomènes tardi-volcaniques).

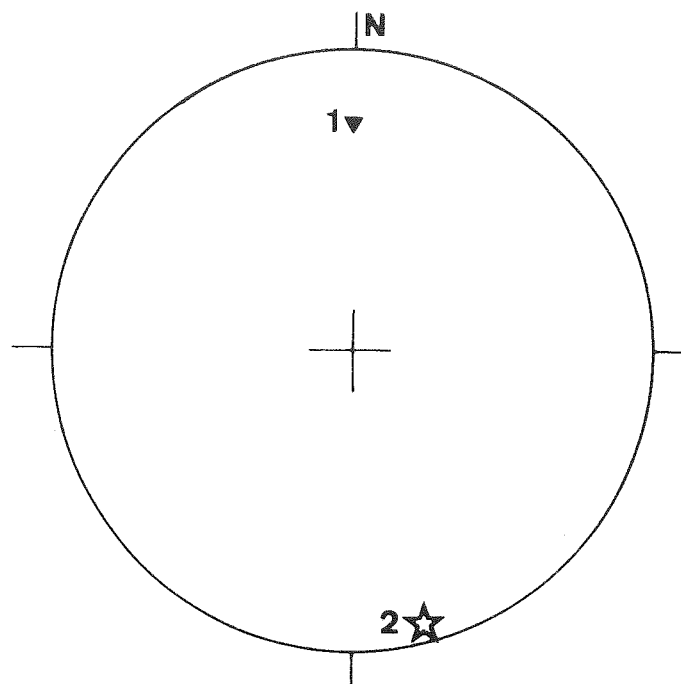


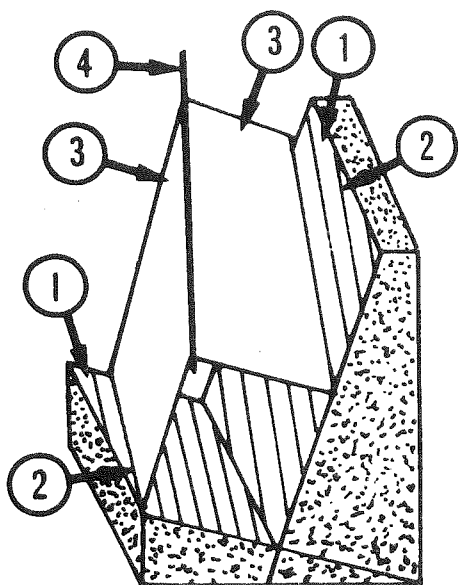
Figure III.3. Moyenne des normales à la stratification (1) et au débit préférentiel de diaclase (2).

III.A.1.3.) Structures d'origine tectonique (fig. III.3.)

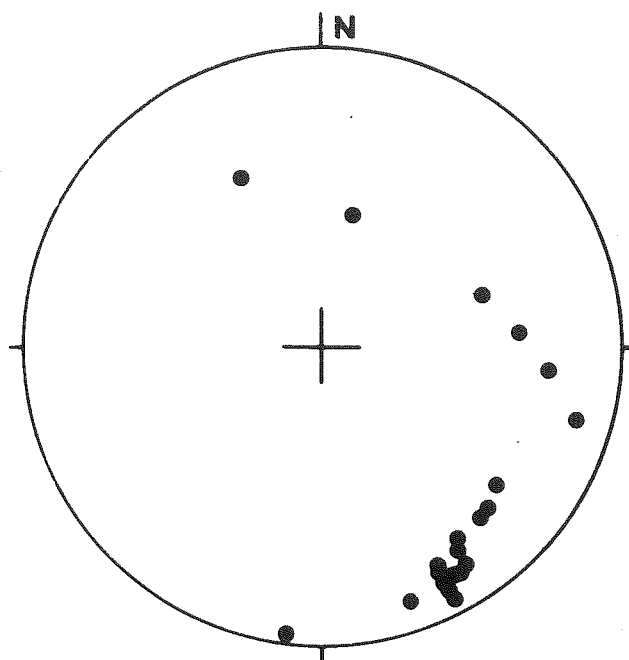
Plissement : Le pendage apparent de la série est en moyenne de 65° vers le Sud. Le Trias dolomitique est situé au dessus des laves spilitiques ; en d'autres affleurements, les laves apparaissent en contact stratigraphique avec le Lias. Interstratifiées entre le Trias et le Lias, les laves sont donc ici en série inverse : pendage réel moyen 115° vers le Nord.

Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de déceler l'existence de plissements secondaires éventuels.

Diaclases et failles : La bordure SE de l'affleurement présente quelques miroirs de faille ayant approximativement la même orientation que les grandes failles d'Aspres-les-Corps. Une tentative (seulement 7 miroirs de faille visibles) de détermination de la direction principale de mouvement a été effectuée selon la méthode (Fig. III.4.) proposée par F. Arthaud (1969). Les intersections des plans de mouvement (Fig. III.5.) sont les plus denses autour d'une direction plongeant très faiblement vers le SSE ; celle-ci est donc la direction principale de mouvement. L'étude des stries de faille ne permettant pas de déterminer le sens du déplacement relatif des compartiments, cette direction correspond soit à un raccourcissement, soit à un allongement.



III.4.



III.5.

Fig. III.4. Détermination de la direction principale de mouvement ; à chaque plan de faille (1) sur lequel sont visibles des stries de faille (2) peut être associé un plan de mouvement (3). Ce plan de mouvement est défini comme étant perpendiculaire au plan de faille et contenant les stries de faille. Dans un ensemble de faille ayant joué ensemble sous l'effet d'une même contrainte, tous les plans de mouvement devraient se recouper selon une direction qui est la direction principale de mouvement (4).

Fig. III.5. Intersection des plans de mouvement dans les laves de Beaufin (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

Un débit préférentiel, d'orientation constante, est visible localement dans certaines coullées. Sa normale (point 2 sur la figure III.3.) est pratiquement confondue avec la direction principale de mouvement ; il est donc probable que débit et mouvement sont liés. Ce débit est alors équivalent à des fentes d'extension (si la direction principale de mouvement est un allongement) ou à une schistosité (si elle est un raccourcissement) ; l'absence de schistosité dans les niveaux d'argilites (moins compétents que les laves) permet pratiquement d'éliminer cette seconde hypothèse.

Schistosités, linéations, déformations internes : Aucune schistosité ou linéation nettes n'ont pu être mises en évidence, que ce soit dans les laves ou les horizons intercalaires (volcano-sédimentaire ou argilite). Les bulles de calcite visibles dans certaines coulées ne paraissent pas non plus déformées.

III.A.1.4.) Précision de la correction de pendage

Le pendage des couches peut être déterminé avec précision. Par contre, le pendage de l'axe de pli n'est pas mesurable dans cet affleurement. Cet axe est approximativement E-W (M. Gidon et al. 1976) et le pendage réel des couches est vers le Nord. L'axe de pli est donc horizontal ou peu incliné. L'erreur sur la déclinaison (due à la correction de pendage) n'est donc probablement pas supérieure à 30° (cas où l'axe de pli plongerait de 20°).

III.A.1.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.1.5.1.) Présentation des résultats (fig. III.6. et planches hors-texte I.1., II.1. et III.1)

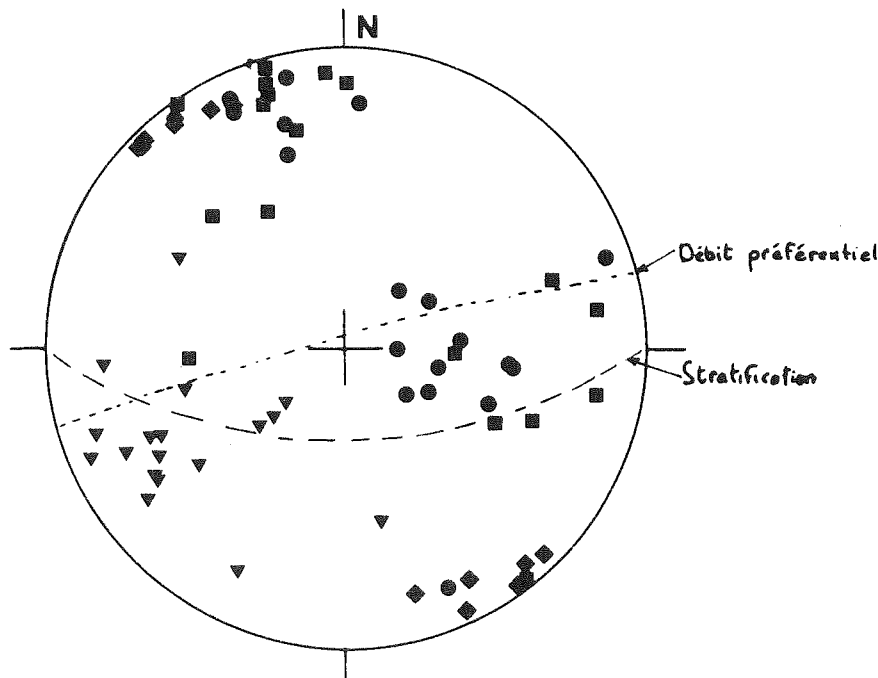


Fig. III.6. Axes principaux de susceptibilité, directions d'aimantation (losanges), stratification et débit préférentiel (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

Les axes principaux de susceptibilité se répartissent en 3 groupes dont les directions moyennes sont pratiquement perpendiculaires entre elles. Deux de ces groupes contiennent chacun des axes minimaux et intermédiaires, le troisième groupe étant formé uniquement par les axes maximaux ; parmi ces derniers, les mieux définis (forte valeur du paramètre f) sont au milieu du groupe et les valeurs de f diminuent lorsque l'écart des axes maximaux avec leur direction moyenne augmente. Par ailleurs, l'existence de groupes bien définis contenant des axes de deux noms différents (ici minimaux et intermédiaires) montre qu'il peut exister des permutations entre les axes principaux. Dans le cas d'une anisotropie cristalline (hématite), ce phénomène est sans doute à rapprocher de la formation des macles (présence de deux orientations cristallines dans le même minéral) ; suivant l'importance relative des deux parties du cristal maclé, l'anisotropie est différente.

Après correction de pendage, un des groupes d'axes minimaux/intermédiaires présente un très fort plongement vers l'Est alors que les deux autres groupes d'axes sont voisins de l'horizontale.

Les valeurs du paramètre f sont très variables suivant les échantillons (de 0,08 à 0,97 ; valeur moyenne 0,55) et montrent une légère prédominance de la linéation sur la foliation.

Les valeurs du paramètre h (de 0,2 à 10,7) sont en moyenne faibles (3,5) ; les valeurs les plus importantes correspondent à des échantillons ayant une forte susceptibilité moyenne.

III.A.1.5.2.) Interprétation

La présence d'axes minimaux voisins de la normale au plan de coulée rappelle les résultats acquis par d'autres auteurs sur des laves non déformées. De même, la dispersion relative des axes, et la grande variation de la forme de l'ellipsoïde d'anisotropie (permutation fréquente des axes minimaux et intermédiaires ; valeurs très variables de f) sont très semblables à ce qui a été observé par ces auteurs. L'anisotropie des laves de Beaufin est liée aux conditions de mise en place.

Une coulée de lave présente des irrégularités liées à divers facteurs (topographie, inclusions,...). Cependant, statistiquement, la coulée se fait selon la ligne de plus grande pente et les irrégularités se compensent. La disposition des axes principaux de susceptibilité doit donc être en moyenne symétrique par rapport au plan vertical contenant la direction d'écoulement. Dans les laves de Beaufin (fig. III.7.) après correction de pendage, le meilleur plan vertical

de symétrie des axes principaux de susceptibilité est SW-NE. Cette direction est donc celle de l'écoulement (les axes maximaux sont perpendiculaires à cette direction, comme fréquemment dans les coulées aériennes).

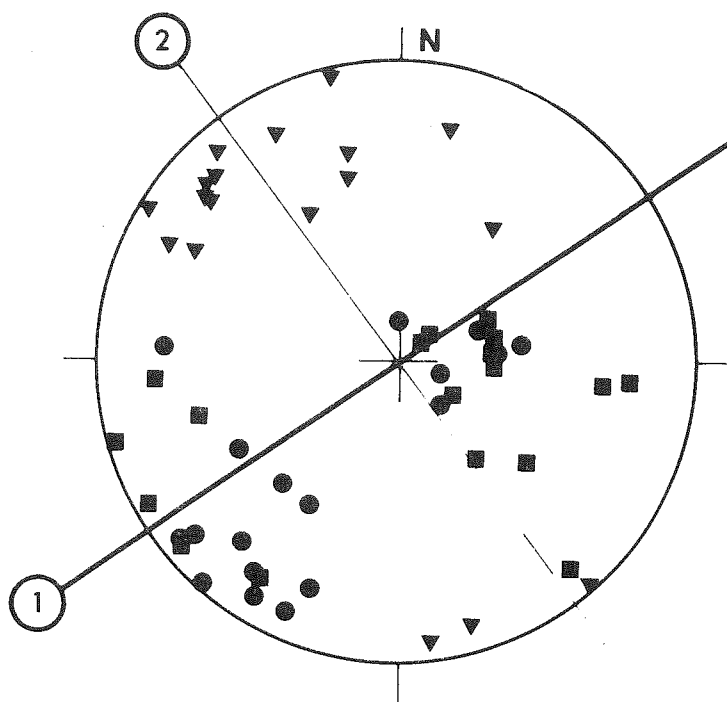


Fig. III.7. Recherche du plan vertical de symétrie des axes principaux de susceptibilité (après correction de pendage). Le plan 1 offre une meilleure symétrie que le plan 2.

Il reste alors le problème du sens de l'écoulement. Une méthode indirecte permet ici sa détermination. La direction de l'aimantation rémanente (étudiée plus loin : $D = 71^\circ$) est assez proche de la direction SW-NE ; l'inclinaison de l'aimantation ($I = 46^\circ$) est un peu plus forte que celle des autres résultats de la même période (en moyenne 39°). Une pente vers le Sud-Ouest lors de l'épanchement des laves donne (voir figure II.16.) une inclinaison apparente par rapport au plan de coulée plus grande que l'inclinaison vraie du champ. L'écoulement s'est donc fait du NE vers le SW.

Par rapport au pôle Nord au Trias-Lias ($D = +20^\circ$ à $+30^\circ$ par rapport au pôle actuel), l'écoulement s'est fait du NNW vers le SSE.

III.A.1.6.) Aimantation rémanente

III.A.1.6.1.) Travaux de M. Westphal (1973)

M. Westphal a effectué sur 15 échantillons de ce site (site Beaufin 1 de sa publication) une étude paléomagnétique. Au cours d'un traitement par champ alternatif, 4 échantillons présentent une aimantation de direction stable. La direction moyenne est définie par

$$D = 142^{\circ} \qquad \alpha 95 = 13^{\circ}$$

$$I = 5^{\circ}$$

$$K = 49$$

Après une correction de pendage pour laquelle l'auteur considère la série comme se trouvant en position normale, avec une valeur unique de pendage pour tous les échantillons (valeurs de K et $\alpha 95$ inchangées), la direction moyenne obtenue est :

$$D = 126^{\circ}$$

$$I = -42^{\circ}$$

R. Aumaître et G. Buffet (1973) ayant montré que la série est inverse en ce site, la correction de pendage ci-dessus est incorrecte.

III.A.1.6.2.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.1., V.1., VI.1, et VII.1.)

Les aimantations spécifiques ont une valeur allant de 1445 à 9,6 (valeur moyenne 300) en 10^{-6} uem cgs/g ; les plus fortes valeurs correspondent à la coulée la plus ancienne (valeur moyenne sans cette coulée $64,7 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/g).

Les valeurs du coefficient de Koenigsberger ne sont jamais très faibles ; elles varient de 1,3 à 33,1 (valeur moyenne 17,3).

La viscosité V est en moyenne (1,5) peu importante (valeurs allant de 0,05 à 4,4) ; les valeurs les plus élevées ont été obtenues avec les échantillons prélevés dans la coulée de base.

Au cours d'un traitement par champ alternatif, les directions d'aimantation restent stables ou se stabilisent à partir de champ alternatifs de 200 à 1000 Oe, à l'exception des échantillons de la coulée de base.

Le traitement thermique révèle les mêmes variations (nulle ou faible, sauf dans la coulée de base). Les aimantations partielles (obtenues par différence des mesures avant et après chaque chauffe) des échantillons des coulées supérieures ont, après la chauffe à 300° C, exactement l'orientation de l'aimantation après chauffe à 670° C. Nous reviendrons dans la partie B de ce chapitre sur la ques-

tion des aimantations partielles.

Pour les échantillons à aimantation stable, l'aimantation ne diminue sensiblement qu'au delà de 600° C, ce qui montre qu'elle est portée par des minéraux à point de Curie élevé du type hématite.

Les modifications minéralogiques provoquées par la chauffe semblent peu importantes (la susceptibilité moyenne et la viscosité n'ont que peu varié après chauffe à 670° C).

Après traitement et rejet des échantillons à aimantation instable, la direction moyenne est :

$$\begin{array}{ll} D = 145^\circ & N/N_0 = 14/18 \\ I = 0^\circ & K = 46 \\ & \alpha_{95} = 6^\circ \end{array}$$

Ce résultat est très voisin de celui obtenu par M. Westphal (1973).

L'orientation des vecteurs aimantation est indépendante de celle du débit préférentiel et de celle des axes principaux de susceptibilité (Fig. III.6.)

Après correction de pendage, la direction moyenne devient :

$$\begin{array}{ll} D = 71^\circ & N/N_0 = 14/18 \\ I = 46^\circ & K = 44 \\ & \alpha_{95} = 6^\circ \end{array}$$

III.A.1.6.3.) Interprétation

L'aimantation totale ne comprend qu'une faible ARV (l'aimantation partielle température ambiante -300° C qui comprend toute l'ARV et une partie de l'aimantation plus ancienne ne représente que 8 % de l'aimantation totale) qui semble éliminée lors de l'analyse de l'aimantation. L'aimantation stable est probablement du type ARC (formation d'hématite peu après la mise en place des coulées). Elle est donc représentative de la direction du champ à la limite du Trias-Lias. La correction de pendage amène une imprécision de 30° sur la déclinaison. L'étude de l'anisotropie de susceptibilité nous a montré qu'une pente (pouvant atteindre 10° vers le NE) existait probablement lors de la mise en place de ces coulées. La direction moyenne est donc définie par :

$$\begin{array}{l} D = 71^\circ (\mp 36^\circ) \\ I = 46^\circ (+ 6^\circ \text{ ou } - 16^\circ) \end{array}$$

Les laves de Beaufin auraient donc subi une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'ordre de 50° ($\mp 35^\circ$) relativement à l'Europe dite "stable".

III.A.1.7.) Synthèse des différents résultats

L'anisotropie de susceptibilité est liée aux conditions de mise en place des coulées. Son étude permet ici de déterminer le sens de l'écoulement des laves ; elle montre aussi que ces roches n'ont pas subi de déformation interne.

L'aimantation rémanente reflète l'orientation de l'aimantation d'origine.

Les différents évènements mis en évidence par l'analyse de cet affleurement sont :

- écoulement des laves du NNW vers le SSE par rapport au pôle Nord au Trias-Lias,
- au moins une phase de plissement et un jeu important de faille,
- rotation d'âge indéterminé dans le sens des aiguilles d'une montre de l'ordre de 50° par rapport à l'Europe dite stable. Les rotations précédemment mises en évidence dans les Alpes Occidentales (M. Westphal 1973) sont en sens inverse et ce résultat est particulièrement intéressant. Il reste à déterminer l'importance du secteur affecté par cette rotation.

Il n'est toutefois pas possible d'établir une chronologie des évènements tectoniques. Plissements et jeux de faille sont d'ailleurs probablement liés dans ce secteur (J.P. Gratier et al. 1973).

Une dernière remarque concerne la détermination de direction de paléocoulée par analyse de l'anisotropie de susceptibilité. Nous obtenons une orientation des axes par rapport à l'écoulement qui est très proche des résultats des coulées en milieu aérien : axes minimaux et maximaux respectivement perpendiculaires au plan de coulée et à la direction d'écoulement. Les axes proches de la direction d'écoulement montrent un léger plongement vers l'aval qui rappelle les structures observées dans les roches sédimentaires (phénomène d'imbrication).

III.A.2.) Laves spilitiques de Prés-Clos

III.A.2.1.) Site et échantillonnage

Les laves spilitiques forment ici (5,867° Est, 44,842° Nord) une couche visible par place entre le torrent de Fallavaux et le secteur du Col de Prés Clos. 50 m au dessus du torrent de Fallavaux se trouve un affleurement très intéressant car plusieurs coulées de lave peu altérée peuvent y être observées (site 1). A proximité immédiate du torrent, les laves sont également visibles (site 2) mais elles sont broyées (à la suite du jeu de la faille WNW-ESE qui limite cet affleurement de laves spilitiques vers le Sud). Dans la coupe du site 1, 21 échantillons (taillés en 23 spécimens cubiques) ont été prélevés. Ils ont été choisis dans les 3 barres qui affleurent sur une vingtaine de mètres. Au site 2, 2 échantillons (3 spécimens cubiques) ont été prélevés.

III.A.2.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

Au niveau du Col de Prés Clos existe une coupe (J. Ricour 1960, J. Aprahamian 1968, R. Aumaître et G. Buffet 1973) tout à fait remarquable de cette série dauphinoise ; la sédimentation semble en effet continue du Houiller au Lias. Les laves spilitiques qui y sont visibles sont situées juste sur la ligne de crête ; elles ont donc probablement été atteintes fréquemment par la foudre et leur aimantation risque d'être très perturbée. J'ai donc échantillonné dans des sites en contrebas dans la pente.

Au niveau de la coupe du site 1, peuvent être observés de l'Est vers l'Ouest :

- du Permien gréseux rouge, dont le pendage subvertical apparaît clairement dans un niveau conglomératique qui borde des grès vers l'Est (base du Permien ?),
- une large zone de végétation, correspondant au ruisseau de la Bilière,
- 3 barres de laves spilitiques, de couleur allant du vert au violet

très foncé. Dans deux de ces barres sont observables des vacuoles de calcite et quelques filonets de calcite avec hématite. Ces barres sont séparées par des zones de végétation peu importantes (1 à 3 m) qui masquent des niveaux tendres (laves plus friables, argilite, ...?),

- après quelques mètres d'une zone de végétation, apparaissent les calcaires gris du Lias.

Près du torrent de Fallavaux (site 2), une seule barre de laves spilitiques affleure. Ces laves sont souvent microcristallines, avec une couleur verte et un aspect bréchique. Cette barre de laves spilitiques est séparée des calcaires gris du Lias par quelques mètres de végétation.

Les minéraux magnétiques observés (R. Aumaître et G. Buffet, 1973) sont des titano-magnétites altérées, un peu d'ilménite et surtout de l'hématite ; celle ci se présente sous l'aspect de mouchetures ou forme l'essentiel de la mésostase des laves. Elle se trouve également concentrée dans quelques filonets assez irréguliers (contrairement aux filons uniquement à calcite qui sont planaires). Certains filonets ont subi une nouvelle ouverture avec remplissage de calcite (Fig. III.8.). Ils sont donc antérieurs aux filons à calcite seule.

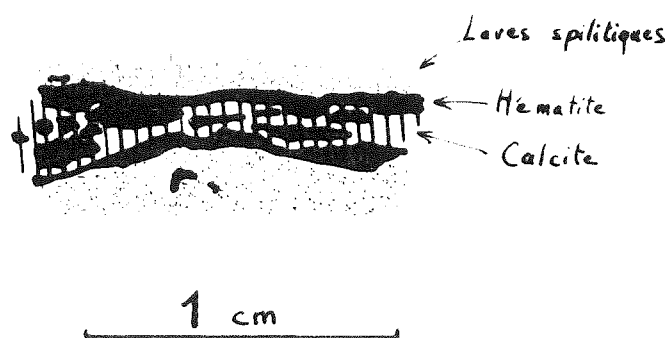


Fig. III.8. Filonet avec hématite montrant un remplissage de calcite lié à une seconde ouverture.

Il semble probable que ces fissures se soient formées lors du refroidissement des laves ; dans ce cas, le remplissage en hématite s'est fait peu de temps après la mise en place (ces fissures auraient en effet très probablement été calcitisées lors des dépôts calcaires

du Lias, si elles n'étaient pas remplies à cette époque). Cette formation d'hématite pourrait correspondre au métamorphisme hydrothermal du Trias-Lias (A. Pêcher et P. Vialon 1974) qui a dû suivre de peu la mise en place des coulées.

L'existence du niveau d'argilite et surtout de dolomie, dans ces séries montrent que l'épanchement s'est fait dans un milieu marin ou lagunaire. Ces coulées peuvent dater du Trias ou du Lias inférieur et l'oxydation en hématite des minéraux primaires des laves a pu se faire peu de temps après leur mise en place.

III.A.2.3.) Structure d'origine tectonique (fig. III.9.)

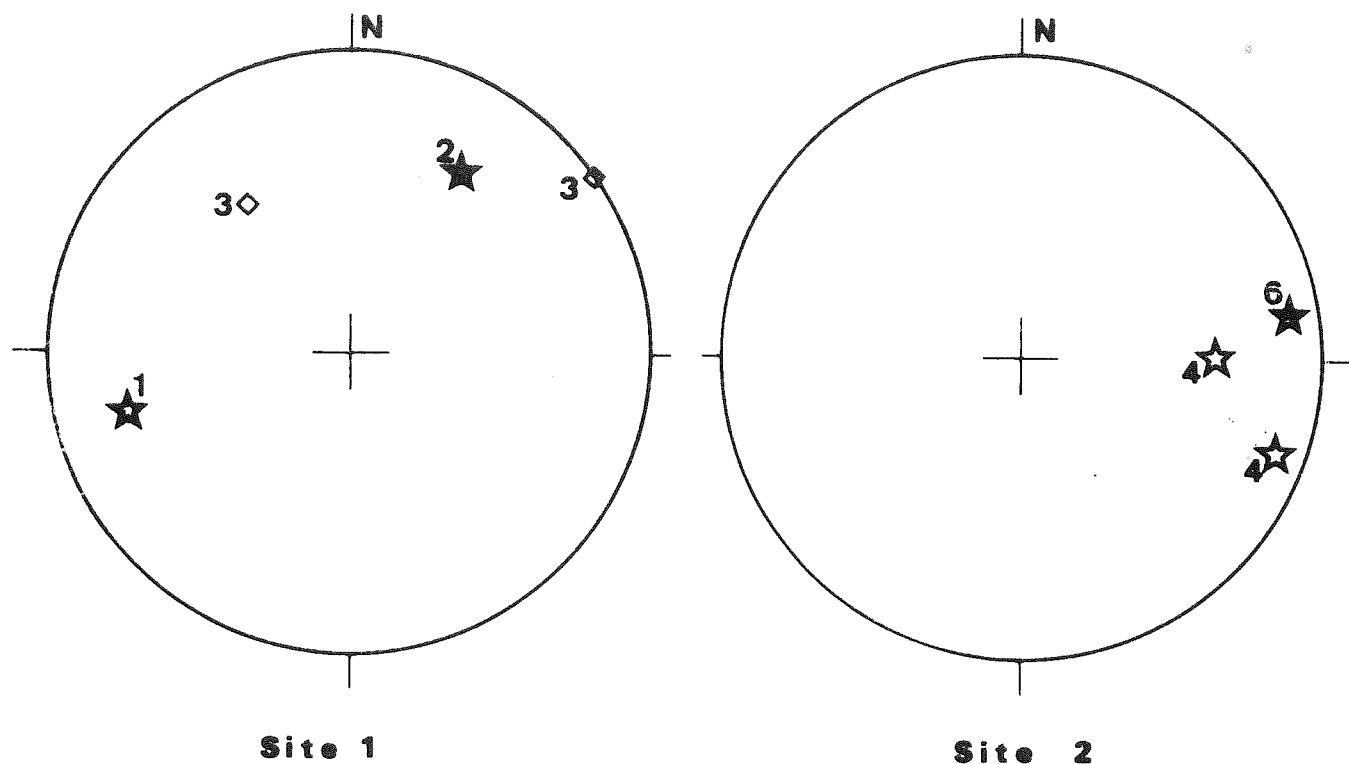


Fig. III.9. Moyenne des normales à la stratification (2, 6), aux réseaux de diaclases (1, 2, 4, 6) et direction possible (1, 3) des contraintes maximales (voir explications dans le texte et la figure III.10.).

Plissements : Au site 1, le pendage moyen de la série (série normale) est de 60° vers le SW. Dans le site 2, le pendage atteint 80° vers l'WSW à la suite d'une torsion très locale des couches (liée vraisemblablement à un jeu de la faille du vallon de Fallavaux).

L'axe de pli majeur est orienté NNW-SSE (J. Arahamian 1968), mais son pendage n'est pas connu avec précision ; dans le secteur étudié, les quelques axes de plis visibles ont des inclinaisons faibles, soit vers le NNW, soit vers le SSE. Cette disposition des axes montre qu'ils sont affectés par une déformation secondaire. La mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de la mettre en évidence sur place ; les plis NE-SW à axes subhorizontaux, visibles quelques km à l'Ouest de Prés Clos pourraient aussi exister dans ce secteur et expliquer les variations de pendage des axes de pli.

Une déformation secondaire est cependant observable sur place ; des plis à axes verticaux peu importants (angle de plissement maximal d'une quinzaine de degrés à moins de 500 m du site 1) affectent les laves.

Diaclases et failles : Au site 1, un réseau assez cohérent de diaclases, assez voisin de la perpendiculaire à la stratification, présente une inclinaison moyenne de 65° vers l'ENE. Un second réseau beaucoup plus fruste, est à peu près parallèle à la stratification. Pour interpréter l'origine de ces diaclases, nous pouvons envisager plusieurs hypothèses :

- les deux réseaux sont liés au refroidissement des laves. Aucun des réseaux ne contient cependant un remplissage d'hématite comme les filonets liés au refroidissement, ce qui rend cette hypothèse peu probable.

Par ailleurs, le réseau principal n'est pas rigoureusement perpendiculaire à la stratification ; il présente après correction de pendage une très forte inclinaison vers le SW. Cette disposition ne pourrait s'expliquer que par une dissymétrie de la coulée lors du refroidissement (existence d'une pente des terrains) ; si ces pentes de refroidissement étaient verticales lors de leur formation, les laves de Prés Clos présentaient une pente d'environ 10° vers le SW lors de leur épanchement.

- Le réseau principal de diaclases, qui a la même orientation que la schistosité visible plus à l'Ouest, représente l'équivalent de cette schistosité dans ces bancs compétents. Le second réseau s'est formé sous l'effet des tensions apparaissant entre niveaux de compétence différente lors d'une forte compression faisant un angle faible avec la stratification (Fig. III.10.).

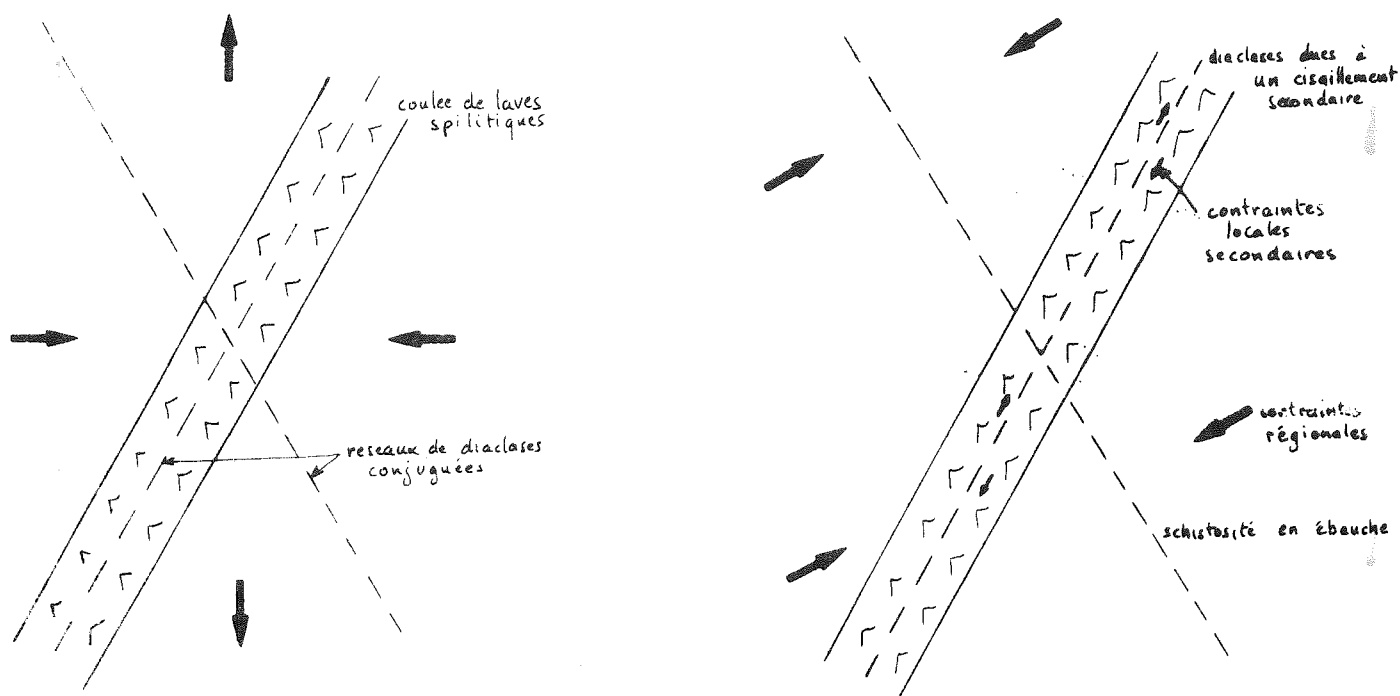


Fig. III.10. 2 hypothèses pour expliquer la formation des diaclases dans le site 1.

Il n'y a malheureusement pas d'argilite visible près de l'affleurement étudié, ce qui aurait pu permettre de déterminer si une schistosité existe dans ce secteur.

- Ces diaclases sont deux réseaux conjugués liés à un serrage NE-SW (Fig. III.10.)

Nous verrons plus loin que l'étude de l'anisotropie de susceptibilité permet de choisir entre ces 3 hypothèses.

Au niveau du site 2, trois réseaux de diaclases ont pu être observés :

- un réseau parallèle à la stratification,
- un réseau plongeant à 45° vers l'Ouest,
- un réseau plongeant fortement vers l'WNW.

Schistosités, linéations, déformations internes : Aucune schistosité ou linéation n'a pu être mise en évidence dans le site 1 ; les bulles (remplies par de la calcite) ne sont pas déformées.

Dans le site 2, la roche est par endroits une véritable brèche de faille et il est possible qu'elle ait subi des déformations dans ces zones ; cependant, dans les éléments de la brèche, les bulles ne semblent pas déformées.

III.A.2.4.) Précision de la correction de pendage

Le plongement de l'axe principal de pli n'est, d'après les autres axes de pli observés, pas supérieur à 35° ; le choix d'un axe de pli horizontal entraîne une erreur possible sur la déclinaison de 15° .

Dans le site 1, les déformations à axe vertical donne une imprécision supplémentaire de 15° (soit au total 30° d'imprécision sur la déclinaison).

Dans le site 2, il s'y ajoute les déformations liées au jeu de la faille dont on peut tenir compte en effectuant une rotation autour d'un axe vertical (de façon que le pendage dans le site 2 ait le même azimuth que dans le site 1) ; il en résulte quand même une imprécision supplémentaire d'une dizaine de degrés (soit au total 40° d'imprécision sur la déclinaison dans le site 2).

III.A.2.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.2.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.11. et planches hors texte I.2., II.2., et III.2.)

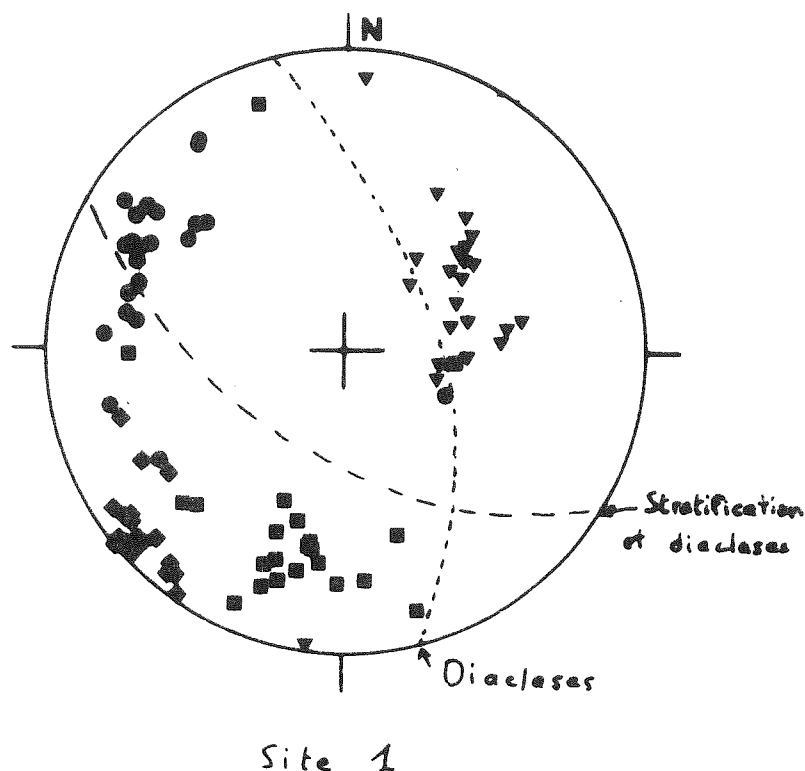
Dans le site 1, les axes forment trois groupes assez nets. Exception faite pour un échantillon, les axes minimaux et intermédiaires sont voisins du plan de coulée. Les axes maximaux présentent, après correction de pendage, un fort plongement vers le Sud. Dans les échantillons contenant des filonets avec hématite, l'orientation des axes est indépendante de celle des filonets.

Dans le site 2, les axes minimaux sont très proches de la normale au plan de coulée.

Page suivante :

Fig. III.11. Axes principaux de susceptibilité, directions d'aimantation (losange), stratification et diaclases (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

19 AOÛT 2003



Les valeurs du paramètre f sont très variables d'un échantillon à l'autre ; elles vont de 0,16 à 0,81 (valeur moyenne 0,50). Il n'y a donc pas prédominance de la foliation ou de la linéation.

Dans le site 1, les valeurs du paramètre h varient de 0,3 à 1,8 (valeur moyenne 1,0). Les valeurs de h dans le site 2 sont plus élevées (2,7 en moyenne), ce qui indique peut-être une origine différente de l'anisotropie dans ce site.

III.A.2.5.2.) Interprétation

Dans le site 1, la position des axes principaux de susceptibilité, voisins du plan de coulée ou de la normale à ce plan, rappelle celle observée par d'autres auteurs pour l'anisotropie de mise en place.

Le fort plongement vers le Sud des axes maximaux (après correction de pendage) peut s'expliquer par les conditions d'écoulement (phénomène d'imbrication ?). La grande dispersion des valeurs du paramètre f , les faibles valeurs du paramètre h et les variations des résultats à l'intérieur d'un même bloc plaident également en faveur d'une anisotropie de mise en place.

Par contre, l'échantillon 4 a son axe minimal très voisin des

normales au principal réseau de diaclases. Si ces diaclases sont l'équivalent d'une schistosité, seule l'anisotropie de cet échantillon pourrait être en relation avec une déformation.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique des autres échantillons est donc liée aux conditions de mise en place. Pour tenter de déterminer la direction d'écoulement, le meilleur plan de symétrie de la distribution des axes principaux, après correction de pendage, a été recherché. La figure III.12. montre que ce plan est N-S et l'écoulement s'est donc très probablement fait selon cette direction. Contrairement au cas des laves de Beaufin, l'inclinaison de l'aimantation rémanente est proche de la valeur moyenne de l'inclinaison dans les laves de la limite Trias-Lias ; il n'est donc pas possible d'en déduire le sens de l'écoulement. Par rapport au pôle Nord au Trias-Lias, l'écoulement s'est fait selon une direction NW-SE.

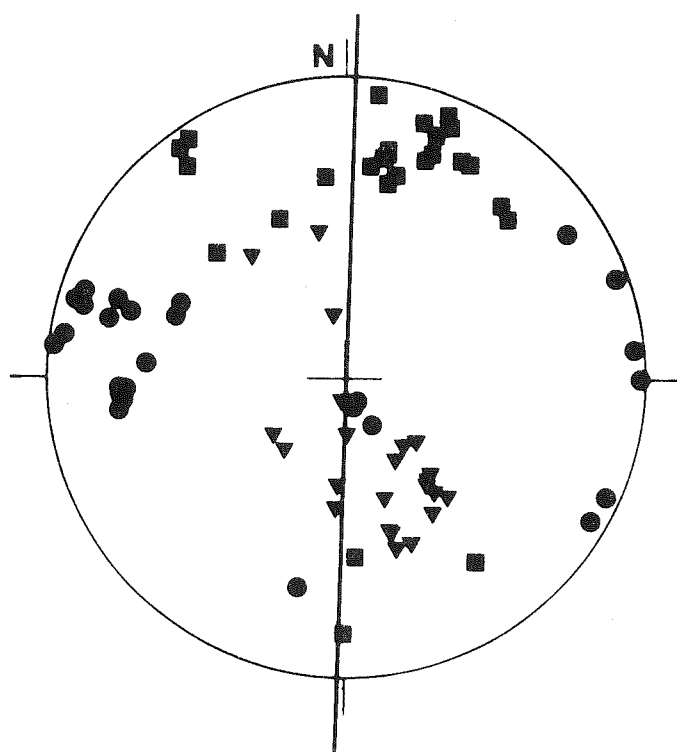


Fig. III.12. Recherche du plan vertical de symétrie de l'orientation des axes principaux de susceptibilité après correction de pendage.

Ces résultats permettent d'éliminer deux hypothèses pour l'origine des diaclases dans le site 1 (refroidissement avec une pente

vers le SW ; équivalence d'une schistosité). Les diaclases sont donc deux réseaux conjugués liés à un serrage SW-NE.

Dans le site 2, la foliation magnétique est parallèle au plan de coulée (qui est aussi un plan de diaclases peut-être équivalentes à une schistosité). L'origine de l'anisotropie (mise en place ou déformation) ne peut être déterminée avec certitude.

III.A.2.6.) Aimantation rémanente

III.A.2.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.2., V.2., VI.2. et VII.2.)

Dans le site 1, les valeurs de l'aimantation spécifique varient de 2,2 à 198,7 (valeur moyenne 92,1) en 10^{-6} uem cgs/g.

A part l'échantillon 4 où la viscosité est de 30, les valeurs de celle-ci sont faibles (de 0,5 à 4 - valeur moyenne sans l'échantillon 4 : 1,6). Les valeurs du coefficient de Koenigsberger vont de 0,9 à 13,5 (valeur moyenne 6,2), en ne tenant pas compte de l'échantillon 4 (valeur de 0,2).

Dans le site 2, les aimantations spécifiques sont trop faibles pour que des résultats significatifs puissent être obtenus.

Au cours d'un traitement par champ alternatif, la direction d'aimantation varie peu ; elle est stable après application d'un champ de 600 à 1000 Oe (sauf pour l'échantillon 4).

Pendant la désaimantation par chauffe, la direction d'aimantation n'est que très peu modifiée. L'aimantation spécifique décroît très sensiblement au delà de 500° C (possibilité qu'une partie de l'aimantation soit portée par des minéraux du type magnétite), mais il reste presque la moitié de l'aimantation à 600° C. Une partie de l'aimantation est donc portée par des minéraux du type hématite. La chauffe ne semble provoquer que des modifications minéralogiques relativement faibles (la susceptibilité et la viscosité ont peu varié après traitement à 670° C).

L'aimantation d'origine est caractérisée par :

$$D = 227^\circ$$

$$N/N_0 = 22/23$$

$$I = 10^\circ$$

$$K = 49$$

$$\alpha_{95} = 4^\circ$$

L'orientation de l'aimantation rémanente paraît indépendante de celle des structures magnétiques. Elle est assez voisine du principal plan de diaclases. Dans les échantillons avec filonets d'hématite, l'orientation de l'aimantation est semblable à celle des autres échantillons.

La correction de pendage provoque une diminution de la dispersion des vecteurs aimantation :

$$D = 233^\circ$$

$$N/N_o = 22/23$$

$$I = -39^\circ$$

$$K = 106$$

$$\alpha_{95} = 3^\circ$$

ce qui confirme que l'acquisition de l'aimantation est antérieure à la déformation.

III.A.2.5.2.) Interprétation

L'ARV est peu importante (l'aimantation partielle, température ambiante -300° , qui comprend toute l'ARV et une partie de l'ARC ne représente que 12 % de l'aimantation totale). L'aimantation rémanente stable mesurée à Prés Clos représenterait donc la direction du champ fossilisée à la limite Trias-Lias.

Compte tenu de l'imprécision liée à la correction de pendage, la direction moyenne est définie par :

$$D = 233^\circ (\mp 33^\circ)$$

$$I = -39^\circ (\mp 3^\circ)$$

Par rapport à l'Europe stable, les laves de Prés Clos auraient donc subi une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'ordre de $30^\circ (\mp 35^\circ)$.

III.A.2.7.) Synthèse des résultats

Dans le site 1, l'anisotropie est liée à la mise en place des laves et permet de déterminer la direction d'écoulement des laves. Son étude montre aussi l'absence de déformations internes de la roche. L'aimantation rémanente y reflète l'orientation de l'aimantation d'origine et permet donc de reconstituer la rotation subie par cette région. Dans le site 2, l'origine de l'anisotropie n'a pas pu être déterminée et l'aimantation rémanente est instable.

Ces résultats permettent de reconstituer l'évolution de ces laves :

- écoulement des laves selon une direction NW-SE par rapport au pôle Nord au Trias-Lias,
 - plissement majeur à axe NNW-SSE,
 - plissement à axe vertical ; plissement à axe NE-SW, peut être contemporain de la formation des réseaux de diaclases. Il n'est pas possible d'établir une chronologie pour ces derniers plissements,
 - rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'ordre de 30° .
- La rotation déterminée à Beaufin n'est donc pas un phénomène très

local.

Les axes principaux de susceptibilité ont ici une orientation très différente de ce qui a été mesuré dans des coulées aériennes : les axes minimaux sont dans le plan de coulée et perpendiculaires à la direction d'écoulement ; les autres axes présentent des inclinaisons plus (axes maximaux) ou moins (axes intermédiaires) fortes par rapport au plan de coulée.

III.A.3.) Laves spilitiques de l'Esparcelet

III.A.3.1.) Sites et échantillonnage

Un sentier, qui traverse le vallon de Clément permet de suivre une coupe intéressante dans des laves spilitiques (5,908° Est, 44,802° Nord). 24 échantillons (taillés en 26 spécimens cubiques) y ont été prélevés, dans 3 barres de laves spilitiques, sur une distance totale d'une trentaine de mètres.

III.A.3.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

- De l'ENE vers l'WSW, sont visibles dans cette série dauphinoise :
- les terrains cristallins du Pelvoux,
 - une zone de végétation masquant sans doute des terrains tendres (Trias sédimentaire si on se réfère à d'autres coupes du même secteur),
 - un niveau d'argilite rouge,
 - une barre de laves spilitiques,
 - une nouvelle zone de végétation d'une dizaine de mètres dans laquelle affleurent quelques blocs de laves spilitiques (mais qui ne sont peut être pas en place),
 - deux barres de laves spilitiques séparées par une zone d'éboulis formés de blocs de lave (masquant des argilites ou des laves friables ?),
 - une zone de végétation d'une dizaine de mètres,
 - le Lias calcaire.

Les laves spilitiques observables dans cette coupe ont des teintes allant du rouge au violet foncé. Des vacuoles de calcite y sont visibles, en particulier dans la coulée la plus récente.

A côté de traces de titano-magnétites altérées apparaît surtout l'hématite qui est souvent abondante dans la mésostase de ces roches. De l'hématite est également observable sous forme de grains ou dans

certains filonets de calcite.

La présence d'argilite semble plutôt indiquer, là aussi, une mise en place de coulées dans un milieu marin ou lagunaire. Ces laves se sont mises en place au Trias ou au Lias inférieur. La formation d'hématite, comme dans les autres gisements de ce secteur, semble suivre de peu la mise en place des coulées.

III.A.3.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.13,)

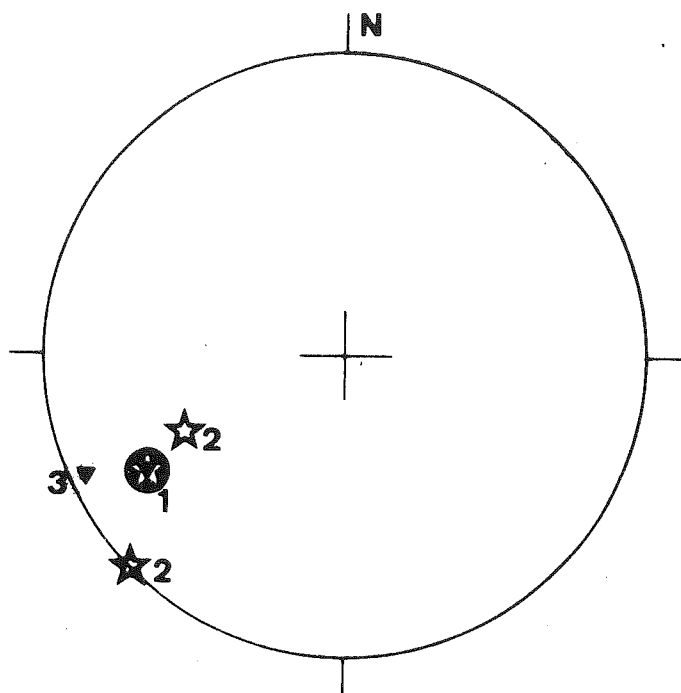


Fig. III.13. Normales à la stratification (1-3), à la schistosité (1) et au plan de diaclases (2).

Plissements : La coulée la plus ancienne présente un pendage apparent de 65° vers l'ENE. Les coulées plus récentes ont une inclinaison un peu plus forte (pendage apparent de 85° vers l'ENE).

Les laves spilitiques surmontent la série du Lias calcaire et sont sous le cristallin. La série de l'Esparcelet est donc une série inverse et les pendages réels ont des inclinaisons de 115° (première coulée) et 95° (autres coulées) vers l'WSW.

Le pendage de l'axe de pli n'est pas directement mesurable. Cependant, des plis très peu accentués, à axe NNW-SSE voisins de l'hori-

zontale existent dans le Lias calcaire ; la comparaison des affleurements des deux rives de la vallée de Clément indique aussi un axe de plis voisin de l'horizontale. Les levés de terrain faits dans ce secteur n'ont pas permis de mettre en évidence de déformations secondaires.

Diaclases et failles : Deux principaux réseaux de diaclases existent dans ces laves. Leur intersection est subhorizontale et orientée NNW-SSE. Si ces réseaux sont contemporains, les contraintes qui ont provoqué leur formation étaient situées dans le plan vertical perpendiculaire (ENE-WSW). Les contraintes sous l'effet desquelles se sont formés la schistosité des argilites et le plissement sont également ENE-WSW ; toutes ces structures pourraient donc résulter d'une même déformation.

Schistosité, linéation, déformations internes : une schistosité n'est visible que dans les niveaux tendres d'argilites ; elle est parallèle à la stratification. Dans les laves elles-mêmes, les bulles remplies de calcite et les filonets de calcite avec hématite ne semblent pas présenter de déformation.

III.A.3.4.) Précision de la correction de pendage

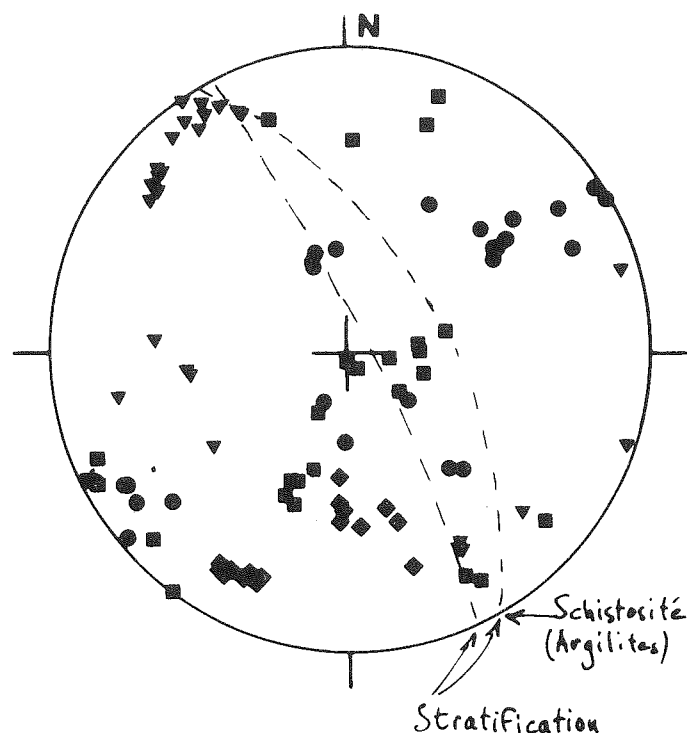
D'après les études de terrain de ce secteur, un axe de pli horizontal a été choisi pour effectuer la correction de pendage. L'inclinaison maximale que pourrait présenter cet axe est de 15° ; l'erreur sur la déclinaison qu'entraînerait un tel pendage de cet axe, est de 25° .

III.A.3.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.3.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.14. et planches hors texte I.3., II.3. et III.3.)

page suivante :

Fig. III.14 Axes principaux de susceptibilité, directions d'aimantation (losanges), stratification et schistosité (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).



Les axes maximaux sont relativement bien groupés autour d'une direction subhorizontale NNE-SSW à NE-SW. La correction de pendage modifie peu cette disposition.

Avant et après correction de pendage, les axes minimaux et intermédiaires sont dispersés dans le plan perpendiculaire aux axes maximaux.

Les valeurs du paramètre f varient de 0,38 à 0,91 (valeur moyenne 0,61). La forme de l'ellipsoïde d'anisotropie est donc moins variable qu'à Beaufin et à Prés Clos. La linéation magnétique est prédominante sur la foliation magnétique. Les valeurs du paramètre h sont un peu moins importantes qu'à Beaufin et à Prés Clos ; elles varient de 0,4 à 3,1 (valeur moyenne 2,2).

Dans les échantillons où 2 spécimens cubiques ont été taillés, les résultats sont assez cohérents, sauf pour l'orientation des axes principaux de l'échantillon 1 (Fig. III.15.)

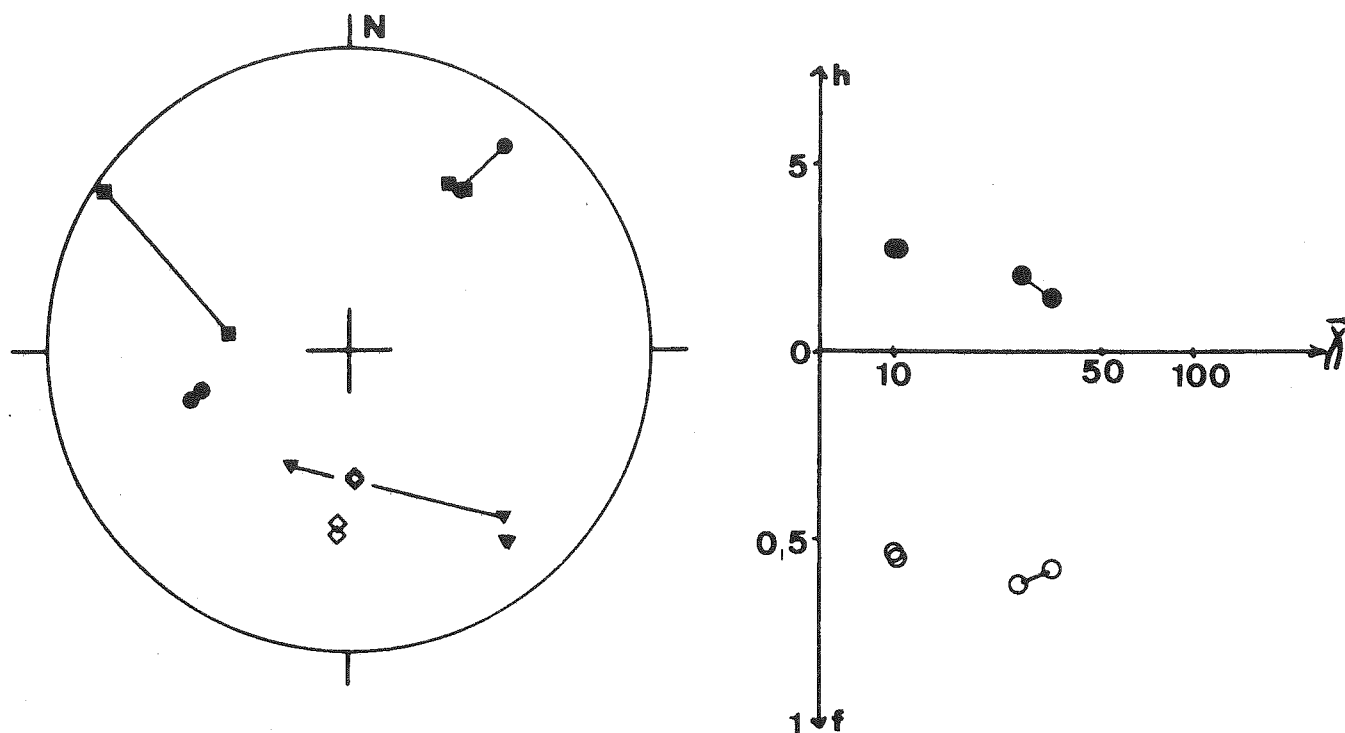


Fig. III.15. Axes principaux de susceptibilité et vecteurs aimantation (losanges) et valeur des paramètres h et f en fonction de la susceptibilité moyenne (en 10^{-6} uem cgs/Oe-g, échelle logarithmique) mesurés dans les spécimens cubiques d'un même échantillon (jointés par un trait).

III.A.3.5.2.) Interprétation

Les axes maximaux (et un certain nombre d'axes intermédiaires) sont voisins du plan de coulée. Les axes minimaux sont plutôt proches de la normale à ce plan. Une origine de l'anisotropie liée à la mise en place, serait donc possible ; elle expliquerait aussi la grande variation d'orientation des axes de l'échantillon 1 et les faibles valeurs de h .

Dans cette hypothèse, la symétrie de la disposition des axes après correction de pendage (Fig. III.16.) montre que l'écoulement se serait fait selon une direction NW-SE (NNW-SSE par rapport au pôle Nord au Trias-Lias).

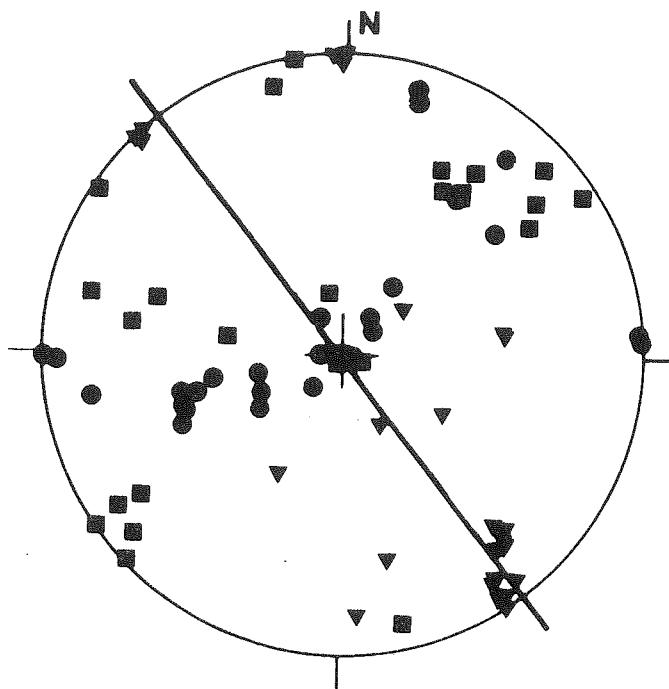


Fig.III.16. Recherche du plan vertical de symétrie de l'orientation des axes après correction de pendage.

Les axes maximaux sont bien définis (bon groupement, valeurs relativement fortes de f). Ils sont assez proches des axes de pli visibles dans ce secteur. Les axes maximaux et en particulier ceux correspondant à une forte linéation, pourraient donc être en relation avec la déformation. Par ailleurs, les axes minimaux des échantillons présentant une forte valeur de f (planche hors texte I.3.) sont voisins de la normale au plan de schistosité (qui est parallèle à la stratification dans les argilites). Il est donc possible que, au moins pour les échantillons avec une forte linéation magnétique, l'anisotropie soit en relation avec les déformations ayant affecté ces roches.

L'origine de l'anisotropie de susceptibilité magnétique de ces roches ne peut être ici déterminée. Une origine tectonique paraît cependant plus probable qu'une origine magmatique.

III.A.3.6.) Aimantation rémanente

III.A.3.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.3., V.3., VI.3. et VII.3.)

L'aimantation spécifique varie de 27,6 à 150 (valeur moyenne

77,5) en 10^{-6} uem cgs/g suivant les échantillons.

Les valeurs du coefficient de Koenigsberger vont de 1,2 à 29,3 (valeur moyenne 13,1).

La viscosité est le plus souvent faible ; elle varie de 0,01 à 9,8 (valeur moyenne 2,3).

Un traitement par champ alternatif modifie peu la direction d'aimantation ; la direction se stabilise après application d'un champ de 600 à 1000 Oe suivant les échantillons.

La direction d'aimantation varie également peu au cours des chauffes. L'aimantation spécifique est encore très importante après 660° C ; elle est donc portée pour l'essentiel par de l'hématite. La chauffe à 670° C provoque des modifications minéralogiques assez importantes (la viscosité est multipliée par 19 et la susceptibilité par 10 dans l'échantillon 22b).

Après traitement, la direction moyenne est :

$$\begin{array}{ll} D = 199^{\circ} & N/N_o = 26/26 \\ I = 27^{\circ} & K = 20 \\ & \alpha_{95} = 6^{\circ} \end{array}$$

L'orientation des vecteurs aimantation est indépendante de celle du plan de schistosité, et de celle des axes principaux de susceptibilité.

La correction de pendage diminue la dispersion des vecteurs aimantation :

$$\begin{array}{ll} D = 180^{\circ} & N/N_o = 26/26 \\ I = -48^{\circ} & K = 63 \\ & \alpha_{95} = 4^{\circ} \end{array}$$

III.A.3.6.2.) Interprétation

L'aimantation est donc probablement formée d'une faible ARV et d'une ARC portée par des grains à température de blocage très élevée (il reste 83 % de l'aimantation après chauffe à 660°).

Les échantillons ont été pris en deux secteurs à pendage légèrement différent. Les résultats du test du pli confirment ici que l'aimantation est antérieure à la déformation. Les laves spilitiques de l'Esparcelet ont donc conservé leur aimantation d'origine. Compte tenu de l'imprécision liée à la correction de pendage, la direction de celle-ci est

$$\begin{array}{ll} D = 180^{\circ} & (\mp 29^{\circ}) \\ I = -48^{\circ} & (\mp 4^{\circ}) \end{array}$$

Les laves de l'Esparcelet ont donc subi par rapport à l'Europe dite stable une rotation en sens inverse des aiguilles d'une montre d'une vingtaine de degrés ($\pm 30^\circ$).

III.A.3.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie de susceptibilité a une origine qui n'a pu être déterminée ; son étude montre cependant que les laves n'ont pas subi de déformation interne très importante. La direction de l'aimantation d'origine peut être déterminée.

Dans cet affleurement, divers éléments de l'histoire de ces laves spilitiques ont pu être reconstitués :

- écoulement possible des laves selon une direction N-S (sens de l'écoulement non déterminé) par rapport au pôle Nord au Trias-Lias,
- au moins une phase de plissement (serrage ENE-WSW) auquel semblent liés la formation d'une schistosité de fracture (argilite) et de diaclases conjuguées (laves),
- rotation d'une vingtaine de degrés dans le sens inverse des aiguilles d'une montre par rapport à l'Europe dite stable ; ce résultat est très voisin de celui obtenu aux Baumes et à Dourmillouse (M. Westphal 1973) dans la partie sud du Pelvoux.

III.A.4.) Laves spilitiques de la Combe d'Aspres

III.A.4.1.) Site et échantillonnage

1,5 km au Nord-Est d'Aspres-les-Corps, une barre de laves spilitiques affleure en rive droite du torrent d'Aspres ($5,858^\circ$ Est, $44,811^\circ$ Nord). Les 20 échantillons (taillés en 22 spécimens cubiques) qui ont été prélevés, proviennent de 2 secteurs distants de 200 m où les pendages sont différents.

III.A.4.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

En rive droite du torrent d'Aspres, une coupe comprend, de l'Ouest vers l'Est, le socle cristallin et la base de la série dauphinoise :

- une zone de végétation et d'éboulis qui masque probablement le Trias sédimentaire,
- 4 coulées de laves spilitiques de couleur verte à violacée, avec parfois des mouchetures d'hématite et localement un aspect scoriacé,
- une petite zone de végétation au delà de laquelle apparaissent les niveaux du Lias.

Dans les laves, le minéral magnétique dominant est l'hématite ; celle-ci forme souvent une partie de la mésostase des laves, ou se présente en grain ou en moucheture ; comme à Prés Clos, quelques cassures de forme irrégulière montrent un remplissage d'hématite. De l'ilménite, en grain ou en baguette est également visible.

L'absence de niveau intercalaire ne permet pas de préciser les conditions de mise en place de ces coulées du Trias ou du Lias inférieur ; la formation d'hématite est sans doute liée ici aussi à des phénomènes tardi-volcaniques.

III.A.4.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.17.)

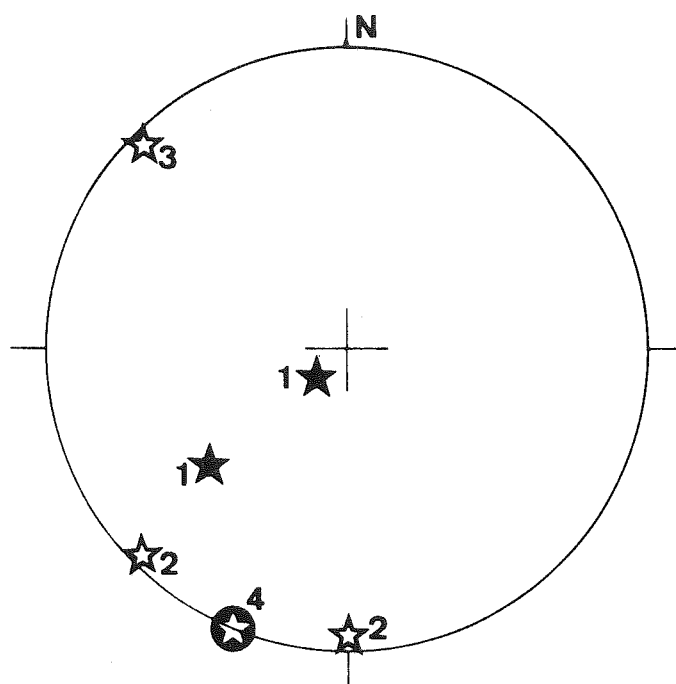


Fig. III.17. Normales à la stratification (1), aux principaux réseaux de diaclases (1, 2, 3), et à la schistosité (?) de fracture (4).

Plissements : La disposition des axes de pli dans ce secteur est relativement complexe ; des plis à grand rayon de courbure ont des axes d'inclinaison faible ou nulle orientés NNW-SSE à NW-SE ; des replis à axes NE-SW sont nombreux 1 km à l'Ouest du secteur étudié.

Dans la zone de prélèvement, le pendage est de 10° vers le NE ;

il atteint 50° localement. Cette accentuation du pendage semble liée à un axe subhorizontal NW-SE et serait contemporaine du jeu de la faille qui traverse la Combe d'Aspres.

Diaclases et failles : La barre spilitique est coupée au niveau du torrent d'Aspres par une faille NE-SW dont le jeu a une composante en décrochement sénestre. Un débit important, parallèle à la faille, existe dans les laves.

Deux autres réseaux de diaclases subverticales (E-W et NW-SE) semblent former deux réseaux conjugués.

Un débit, voisin de la stratification peut être lié au refroidissement des laves, ou être dû à un comportement mécanique différent de chaque strate sous les contraintes (apparition de cisaillement parallèle à la stratification).

Schistosité, linéation, déformation interne : Très localement, une schistosité de fracture très fruste est visible ; elle semble subverticale et orientée WNW-ESE. Elle paraît liée aux deux réseaux conjugués de diaclases subverticales ; on observe en effet par endroit comme un relai entre la fracturation WNW-ESE et les deux réseaux de diaclases E-W et NW-SE.

Dans les laves, les bulles remplies de calcite ne paraissent pas déformées.

III.A.4.4.) Précision de la correction de pendage

La déformation locale entre les deux zones de prélèvement a un axe de pendage très faible ou nul ; il est donc possible par une rotation autour d'un axe horizontal de replacer les laves des deux sites avec la même inclinaison de 10° vers le Nord-Est et cela sans introduire d'erreur importante.

Le rabattement à l'horizontale des laves a été fait autour du même axe horizontal. Le pendage étant faible (10°), l'erreur qui pourrait être amenée par un plongement de l'axe est très faible.

Par contre, cette série est très diaclasée et de légers déplacements relatifs de blocs de laves ont pu se produire.

On peut estimer à 5° l'erreur totale possible sur la direction moyenne de l'affleurement.

III.A.4.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.4.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.18. et planches hors texte I.4., II.4. et III.4.)

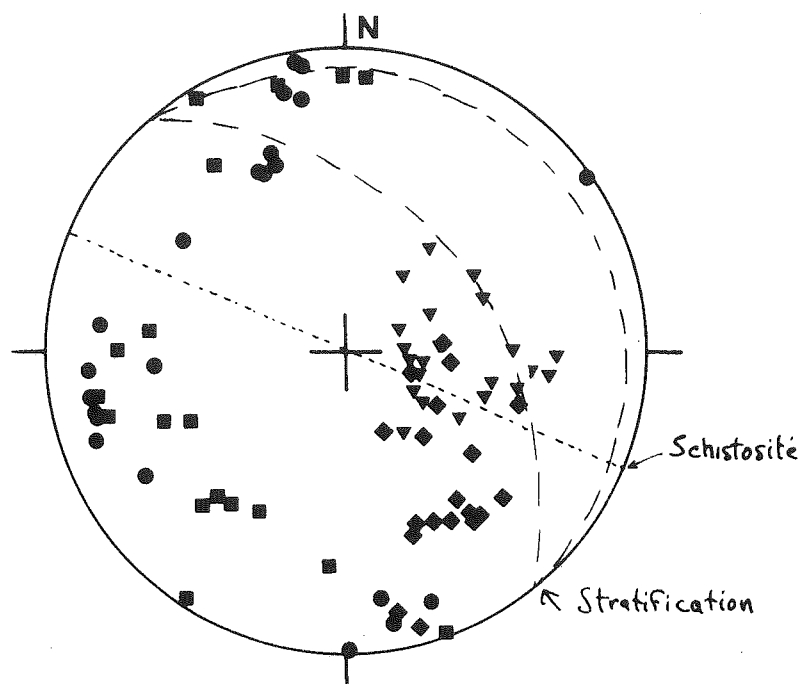


Fig. III.18. Axes principaux de susceptibilité, directions d'aimantation (losanges), stratification et schistosité (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

Les axes de susceptibilité maximale sont assez groupés autour d'une direction plongeant vers l'Est (mais les plus fortes linéations ne sont pas vers le centre du groupe).

Après correction de pendage, les axes maximaux présentent un plongement vers l'ENE (la dispersion des axes augmente légèrement). Les autres axes sont relativement dispersés dans le plan perpendiculaire à ces axes maximaux (les axes intermédiaires présentent en moyenne un plus fort plongement que les axes minimaux).

Les valeurs du paramètre f , de 0,23 à 0,88 (valeur moyenne 0,55), montrent une légère prédominance de la linéation sur la foliation.

Le paramètre h a des valeurs allant de 0,2 à 4,3 (valeur moyenne 1,9) qui sont donc relativement faibles.

III.A.4.5.2.) Interprétation

Les axes intermédiaires sont relativement voisins de la normale

au plan de coulée. La forme de l'ellipsoïde est assez variable. L'anisotropie présente des variations à l'intérieur d'un même bloc. Cette disposition semble indiquer une anisotropie de mise en place. Le meilleur plan vertical de symétrie de la disposition des axes après correction de pendage est NE-SW (Fig. III.19.). L'écoulement se serait fait alors selon cette direction (direction NNW-SSE par rapport au pôle Nord au Trias-Lias).

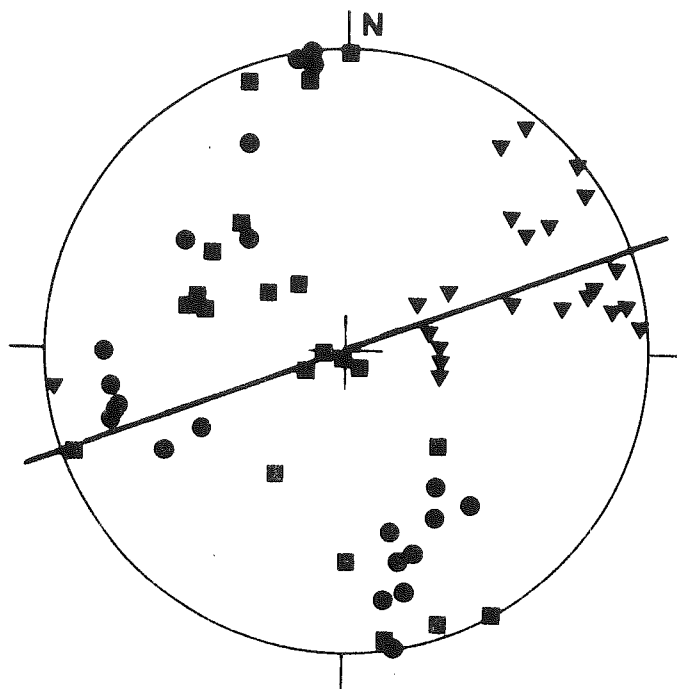


Fig. III.19. Recherche du meilleur plan vertical de symétrie des axes après correction de pendage.

Les axes minimaux et intermédiaires ne semblent pas avoir de relation avec la schistosité ; certains axes maximaux sont par contre très voisins de ce plan et il est possible que leur orientation ait été modifiée lors de la formation de la schistosité. Par ailleurs, la correction de pendage augmente légèrement la dispersion des axes maximaux, ce qui pourrait indiquer que leur orientation actuelle n'a été acquise qu'après le plissement. L'anisotropie pourrait donc être liée à la déformation.

Comme à l'Esparcelier, l'origine de l'anisotropie de susceptibilité ne peut être déterminée avec certitude. Une origine liée à la

mise en place paraît plus probable.

III.A.4.6.) Aimantation rémanente

III.A.4.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.4., V.4., VI.4. et VII.4.)

Les aimantations spécifiques sont plus faibles que dans les gisements précédemment étudiés. Elles vont de 3,8 à 62,4 (valeur moyenne 23,4) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité magnétique est par contre plus importante ; elle varie de 0,5 à 42,3 (valeur moyenne 6,8).

Les valeurs du coefficient de Koenigsberger varient de 0,8 à 12,5 (valeur moyenne 4,8).

Certaines coulées présentent des aimantations normales et d'autres des aimantations inverses.

Un traitement par champ alternatif provoque, pour un certain nombre d'échantillons (en particulier pour ceux à forte viscosité), une nette variation de la direction d'aimantation. Pour d'autres échantillons, la direction d'aimantation reste stable. Dans tous les cas, la direction d'aimantation se stabilise après application d'un champ de 1000 à 1200 Oe.

La désaimantation thermique confirme la stabilité des aimantations. L'intensité d'aimantation décroît assez régulièrement à partir de 450° C, mais il reste plus de la moitié de l'aimantation après 670° C. L'aimantation est donc portée, au moins pour l'essentiel, par de l'hématite. La chauffe ne semble pas provoquer de grandes modifications minéralogiques (la susceptibilité et la viscosité ont peu varié après chauffe à 670° C).

Après traitement, la direction moyenne est définie par :

$$\begin{array}{ll} D = 143^\circ & N/N_0 = 22/22 \\ I = 43^\circ & K = 13 \\ & \alpha 95 = 8^\circ \end{array}$$

(aimantations normales : $N = 16$, $D = 149^\circ$, $I = 35^\circ$, $K = 24$,
 $\alpha 95 = 7^\circ$)

(aimantations inverses : $N = 6$, $D = 292^\circ$, $I = -63^\circ$, $K = 29$,
 $\alpha 95 = 11^\circ$).

Les vecteurs aimantation n'ont pas de relation avec les structures magnétiques. Un certain nombre d'entre eux sont par contre assez voisins du plan de schistosité visible très localement.

La correction de pendage diminue la dispersion des vecteurs
aimantation :

$$D = 107^\circ$$

$$I = 43^\circ$$

$$N/N_o = 22/22$$

$$K = 18$$

$$\alpha_{95} = 7^\circ$$

(aimantations directes : $N = 16$, $D = 109^\circ$, $I = 37^\circ$, $K = 24$,
 $\alpha_{95} = 11^\circ$)

(aimantations inverses : $N = 6$, $D = 276^\circ$, $I = -59^\circ$, $K = 29$,
 $\alpha_{95} = 11^\circ$).

III.A.4.6.2.) Interprétation

L'ARV qui est donc relativement importante ici, est éliminée
par le traitement : même direction après analyse par chauffe et
par champ alternatif dans les deux cubes de l'échantillon 8.

La différence entre la direction d'aimantation des deux cubes
de l'échantillon 19 est beaucoup plus difficile à expliquer. Elle
est dans le même sens et du même ordre de grandeur que celle des
axes principaux de susceptibilité. Il s'agirait donc d'une déforma-
tion pendant ou après le refroidissement (non visible à l'oeil nu).

Le test du pli indique cependant une aimantation anté-plissement
et la présence d'aimantations directes et inverses montre qu'il
s'agit, au moins en grande partie, d'une aimantation qui a toujours
l'orientation de l'aimantation d'origine. Compte tenu de l'impréci-
sion liée à la correction de pendage, la direction moyenne est défi-
nie par :

$$D = 107^\circ \quad (\mp 12^\circ)$$

$$I = 43^\circ \quad (\mp 7^\circ)$$

Par rapport à l'Europe dite stable, ces laves ont donc subi une
rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'ordre de 85°
($\pm 15^\circ$).

III.A.4.7.) Synthèse des résultats

L'origine de l'anisotropie n'a pas pu être déterminée avec cer-
titude. L'aimantation rémanente reflète vraisemblablement la direc-
tion de l'aimantation d'origine.

L'écoulement des laves s'est probablement fait selon une direc-
tion NNW-SSE (par rapport au pôle Nord au Trias-Lias)

Il n'est pas possible d'établir une chronologie des événements
tectoniques qui sont :

- Jeu en décrochement sénestre de la faille NE-SW de la Combe d'Aspres ; lors de ce jeu de faille se sont formés plusieurs réseaux de diaclases et probablement la schistosité de fracture visible localement (WNW-ESE).
- Plissement à axe à peu près NNW-SSE.
- Plissement à axe NE-SW ; ces axes de pli étant parallèles aux failles, ce plissement est peut être lié à un jeu vertical des failles.
- Rotation dans le sens des aiguilles d'une montre de 85° par rapport à l'Europe dite stable. Cette rotation, très importante, se fait dans le même sens que celles mise en évidence à Beaufin et à Prés Clos ; elle affecte donc un secteur relativement important.

III.A.5.) Laves spilitiques d'Oris-en-Rattier (gisement SE)

III.A.5.1.) Site et échantillonnage

A 1200 m à l'ESE du hameau d'Oris-en-Rattier, se trouve un petit gisement de laves spilitiques (coordonnées : 5,749° Est et 44,919° Nord). 8 échantillons (taillés en 9 spécimens cubiques) ont été prélevés sur 8 m.

III.A.5.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

De l'Est vers l'Ouest, peuvent être observés dans cette série dauphinoise :

- des grès et pélites du Houiller,
- une zone de végétation,
- des calcaires gris, très riche en pyrite à proximité du contact par faille qui les sépare,
- d'un mince niveau d'argilites vertes (à moins qu'il ne s'agisse de laves spilitiques broyées ?) et de laves spilitiques montrant aussi des traces de broyage sur leurs bordures est et ouest. Les laves sont de couleur verte, avec des vacuoles de calcite surtout dans la moitié ouest de l'affleurement. La pyrite qui est très abondante, a cristallisé après le jeu des failles,
- une nouvelle faille les sépare d'un calcaire gris (Lias ?).

Seule la présence de deux faciès de laves (bien que la différence soit loin d'être évidente) montre qu'il s'agit probablement de coulées (et non de sill). L'âge Trias-Lias de ces laves ne peut qu'être supposé (par analogie avec d'autres gisements du même secteur).

III.A.5.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.20)

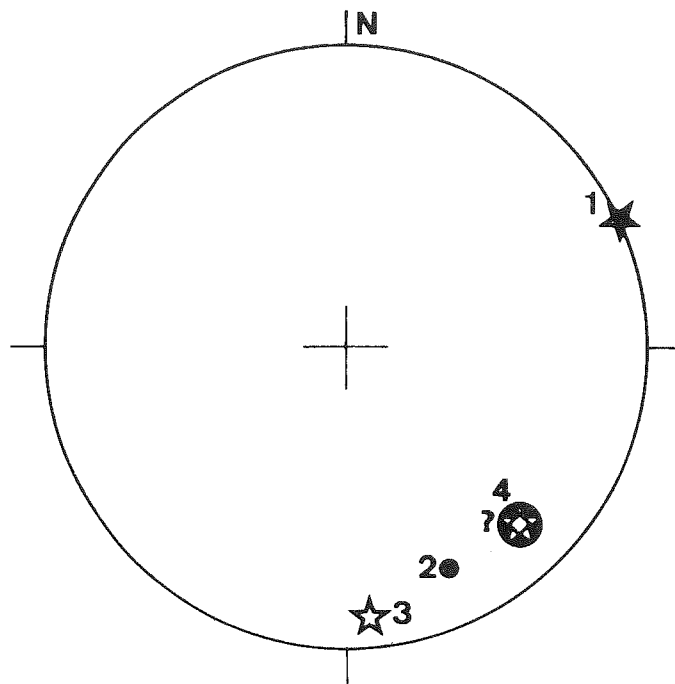


Fig. III.20. Normale à la stratification (1) - voir remarques dans le texte - aux failles bordant ces laves (1), et stries associées à cette faille (2). Normales aux diaclases associées au jeu de cette faille (3).

Direction de contraintes possibles (4) et normale à la schistosité de fracture (4) (avec beaucoup d'imprécision sur l'inclinaison).

Plissement : Le pendage des failles limitant le panneau de laves spilitiques est de 90° vers l'ENE. A l'intérieur du panneau, la limite entre laves bulleuses et peu bulleuses est à peu près parallèle aux failles (elle semble, suivant les points de mesure avoir un pendage entre 90° et 75° vers l'ENE). Si cette limite correspond à une stratification, le pendage le plus probable est de 90° vers l'ENE. Mais nous ne pouvons déterminer ici si la série plonge en réalité vers l'WSW (plus probable) ou vers l'ENE et le pendage de l'axe de pli.

Diaclases et failles : La série est limitée par deux failles verticales de direction NNW-SSE. Au jeu de ces failles sont associées des diaclases plongeant très fortement vers le Nord. Des stries de

faille à faible plongement vers le SE sont visibles sur la faille Est. Leur étude montre que la faille a joué essentiellement en décrochement sénestre (donc probablement sous l'effet de compression NW-SE).

Schistosités, linéations, déformations internes : Aucune schistosité franche n'est visible, mais de petites fissures NE-SW (à fort pendage) apparaissent localement. Elles pourraient être (?) l'ébauche d'une schistosité de fracture (peut être contemporaine du jeu des failles).

Les bulles de calcite dans les laves ne paraissent pas déformées.

III.A.5.4.) Précision de la correction de pendage

Dans une telle série, où le pendage n'est que très mal déterminé et où la polarité des couches et les axes de pli sont inconnus, une correction de pendage a très peu de signification.

III.A.5.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.5.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.21. et planches hors texte I.5., II.5. et III.5.)

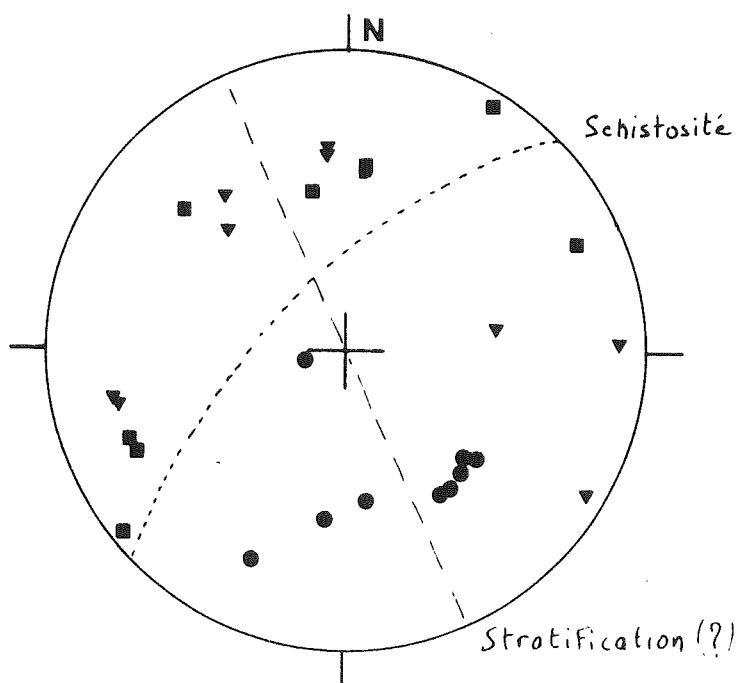


Fig. III.21. Axes principaux de susceptibilité, stratification et schistosité.

Les axes minimaux sont les mieux groupés ; ils plongent vers le Sud à Sud-Est. Après correction de pendage, ils sont plutôt voisins d'une direction horizontale.

Les valeurs du paramètre f sont variables, de 0,18 à 0,85 (valeur moyenne 0,45) et indiquent un légère prédominance de la foliation sur la linéation.

Celles du pourcentage d'anisotropie h sont faibles ; elles vont de 0,06 à 1,2 (valeur moyenne 0,7).

III.A.5.5.2.) Interprétation

La position des axes minimaux voisins du plan de coulée, la grande variation de la forme de l'ellipsoïde d'anisotropie et les faibles valeurs du paramètre h font penser à une anisotropie acquise lors de la mise en place. Le meilleur plan vertical de symétrie de la disposition des axes (Fig. III.22.) après correction de pendage semble NNE-SSW. L'écoulement des laves se serait fait alors selon cette direction (ce site n'ayant pas fourni de résultat paléomagnétique, il n'est pas possible de reconstituer la direction réelle d'écoulement au Trias-Lias).

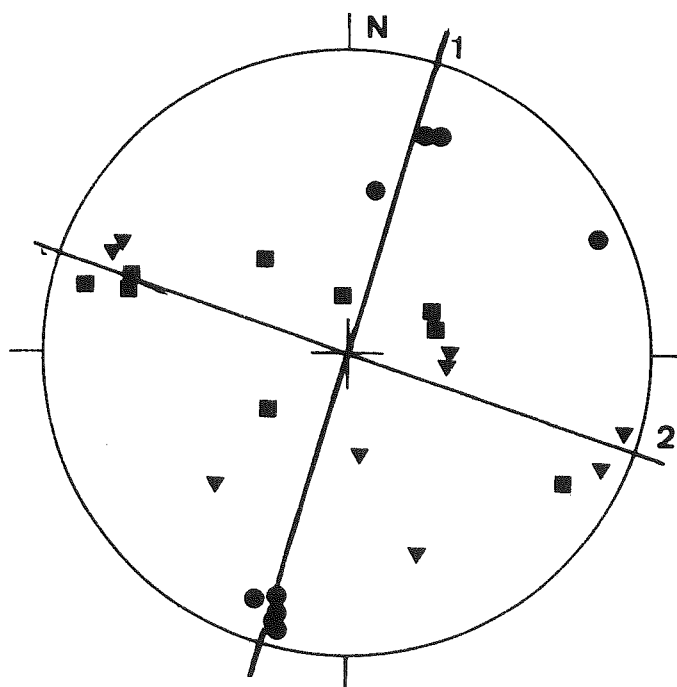


Fig.III.22. Recherche du meilleur plan vertical de symétrie des axes principaux de susceptibilité après correction de pendage. Le plan 1 semble un peu plus probable que le plan 2.

Cependant, la microfissuration visible par endroit (ébauche d'une schistosité de fracture ?) est NE-SW. Son pendage ne peut être mesuré. Si ces fissures ont un plongement vers le NE, les axes minimaux pourraient être perpendiculaires à ces fissures.

L'hypothèse d'une anisotropie due à la déformation ne peut donc être définitivement éliminée.

Il faut aussi étudier le rôle des recristallisations post-tectoniques qui sont nombreuses dans ce site, surtout près des failles. La pyrite est abondante et se présente en général sous forme de cubes dont l'arête peut atteindre 5 mm.

Elle n'a apparemment pas d'orientation préférentielle. Cette grande quantité de pyrite laisse supposer :

- qu'une partie (au moins) du Fer contenu dans les laves a pu être mobilisée pour sa formation (diminution probable de l'anisotropie initiale).
- qu'une seconde anisotropie a pu être acquise lors de sa cristallisation.

III.A.5.6.) Aimantation rémanente

III.A.5.6.1.) Présentation des résultats (planches hors textes IV.5., V.5., VI.5. et VII.5.)

Les aimantations spécifiques sont faibles ; dans 4 échantillons, l'intensité est trop faible pour que les résultats soient significatifs.

Dans les 5 autres échantillons :

- l'intensité varie de 0,5 à 26,6 (valeur moyenne 6,8) en 10^{-6} uem cgs/g,
- les valeurs du coefficient de Koenigsberger sont faibles ; elles vont de 0,02 à 2,1 (valeur moyenne 0,3),
- la viscosité est importante ; elle varie de 2,0 à 46,2 (valeur moyenne 21,8) ; ces valeurs sont peu précises étant donnée la faiblesse des aimantations.

Au cours d'un traitement par champ alternatif, l'aimantation spécifique diminue fortement ; les directions d'aimantation restent instables.

Le traitement thermique provoque aussi une chute rapide de l'aimantation : à 300° C, elle est trop faible pour être mesurable. La direction est toujours instable. Dès 300° C, des modifications minéralogiques sont déjà intervenues (la viscosité et la susceptibilité ont été multipliées par 2).

L'aimantation de ces laves est portée par des ensembles de grains à temps de relaxation relativement faible qui n'ont pas pu conserver la direction du champ au Trias-Lias.

III.A.5.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie semble avoir été modifiée lors des recristallisations. Il n'y a plus d'aimantation rémanente stable dans ces laves.

Les informations sur l'histoire de ces laves sont :

- Ecoulement probablement selon une direction NNE-SSW (par rapport au Nord actuel).
- Jeu sénestre de failles NNW-SSE sous l'effet d'une compression NW-SE ; ce jeu de faille a provoqué la formation de diaclases et peut être une schistosité NE-SW.
- Après ce jeu de faille, mobilisation du Fer et recristallisation de pyrite. Ce dernier événement semble avoir eu un effet important sur l'anisotropie en provoquant au moins une diminution très sensible de celle ci. Il a sans doute provoqué aussi la disparition de l'aimantation primaire.

III.A.6.) Laves spilitiques du Col d'Hurtières

III.A.6.1.) Site et échantillonnage

Le flanc ouest de l'anticlinal du Col d'Hurtières (coordonnées 5,819° Est et 44,866° Nord) a été échantillonné en 11 points et 21 échantillons proviennent du flanc est du pli (taillés au total en 36 spécimens cubiques).

III.A.6.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

Les laves de cette série dauphinoise sont ployées en un anticlinal aux flancs très redressés. La coupe (R. Aumaître et G. Buffet 1973) comprend de l'Ouest vers l'Est, :

a) pour le flanc ouest

- les calcaires du Lias,
- des laves spilitiques séparées du Lias par faille (avec minéralisation de pyrite dans les laves auprès de cette faille).

Au milieu de ces laves se trouvent 2 niveaux d'argilite.

- un niveau volcano-sédimentaire et un banc calcaire,
- après une nouvelle faille se trouvent de l'argilite et un niveau de calcaire dolomitique qui représente la charnière de l'anticlinal.

b) pour le flanc est

- après le calcaire dolomitique de la charnière, apparaissent de l'argilite et un banc calcaire,
- des laves spilitiques au milieu desquelles sont intercalés deux niveaux d'argilites et un niveau volcano-détritique. Ces laves sont recoupées par plusieurs failles et sont en contact anormal par faille avec le Lias.

R. Aumaître et G. Buffet ont comparé la série dans les deux flancs de l'anticlinal. Ils ont mis en évidence d'importantes variations d'épaisseur dans les coulées entre ces deux flancs. L'étude détaillée montre cependant que les jeux de failles ont sans doute joué un rôle dans cette dissymétrie ; en particulier les laves situées les plus près du Col d'Hurtières ne paraissent plus être dans leur position d'origine par rapport à l'axe du pli.

Dans la coulée supérieure, de très nombreux petits cristaux de pyrite sont visibles.

Dans les autres coulées, on observe de la magnétite altérée, de l'ilménite et surtout de l'hématite. Celle ci se présente sous l'aspect de petits grains nombreux ; elle forme pour certains niveaux l'essentiel de la mésostase. Dans quelques veinules associées au jeu des failles apparaît aussi de l'hématite : il y a donc eu une mobilisation d'une partie de l'hématite après le jeu des failles. Quelques niveaux de laves sont plus concentrés en hématite que les autres (phase hydrothermale - hématisation - pendant la période éruptive ?).

La présence de calcaires dolomitiques, de séries volcano-sédimentaires, de séries volcano-détritiques à ciment calcaire et d'argilite, montre que ces coulées se sont mises en place dans un milieu marin ou lagunaire.

Ces laves peuvent s'être épanchées au Trias ou au Lias inférieur et la formation d'hématite a probablement suivi de très près la mise en place. Une partie de l'hématite a sans doute été mobilisée durant la période alpine et dans la coulée supérieure, transformée en pyrite.

III.A.6.3.) Structures d'origine tectonique (fig. III.23.)

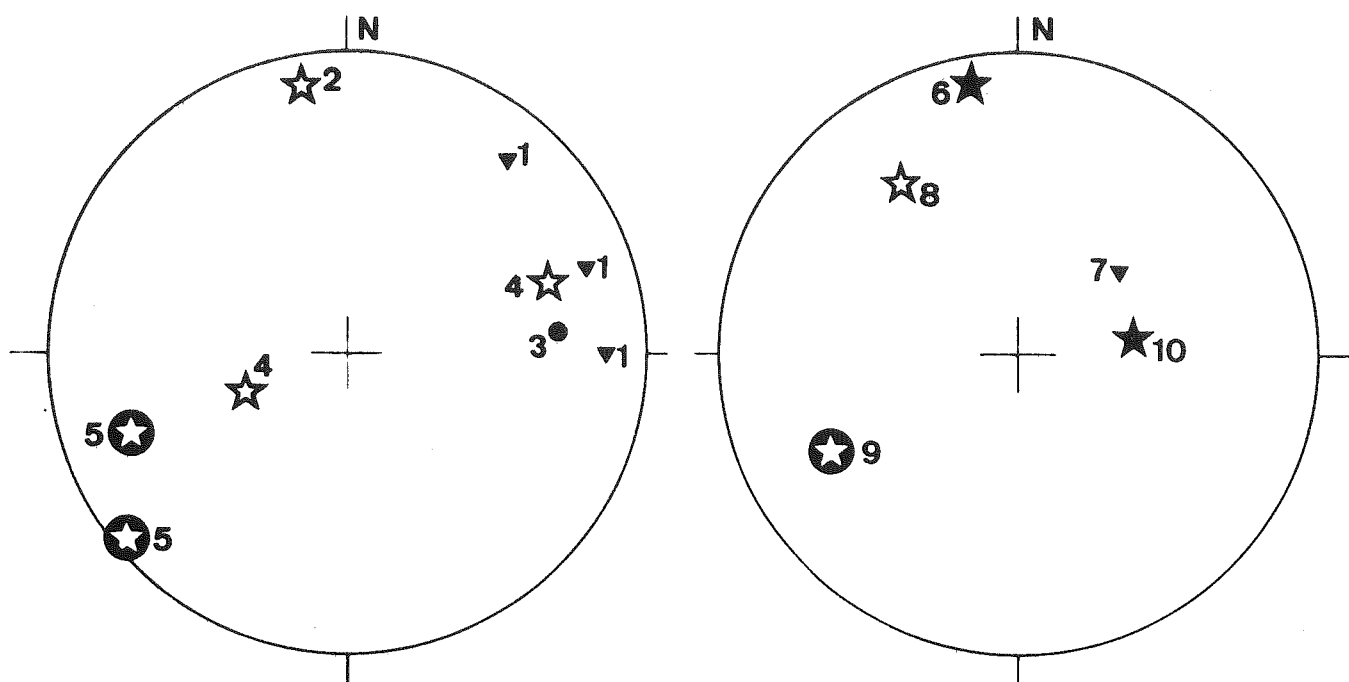


Fig. III.23. Normales à la stratification (1, 6, 7), aux failles principales (2, 6) et stries associées à ces failles (3). Normales aux principaux plans de diaclases (4, 8), à la schistosité de fracture (5, 9) et linéation (10) dans les flancs ouest (figure de gauche) et est (figure de droite) du pli.

Plissements : Le pendage des couches est visible grâce aux niveaux d'argilite. Il est en moyenne de 72° vers l'W à SSW dans le flanc ouest du pli et de 80° vers le SSW dans le flanc est (avec des valeurs de 35° vers le Sud à la bordure de l'affleurement - laves peut être décalées ou basculées par faille ?).

Le pendage de l'axe de pli majeur peut se mesurer en de rares points : il varie de 30° (dans le Lias, au dessus de l'affleurement) à environ 45° (dans le Trias, près des laves échantillonnées).

L'analyse structurale de ce pli est cependant très délicate. En effet, sauf pour la bordure ouest de l'affleurement, l'axe de pli est extérieur à la stratification déterminée dans les points de prélèvement. Ce n'est cependant pas un pli conique simple puisque l'axe de pli est dans la stratification en bordure ouest de l'affleurement et que de plus, une simple rotation autour d'un axe plongeant à 45° vers le SE ne permet pas de replacer les terrains à l'horizontale.

Les normales à la pente des terrains, mesurées en divers points de l'anticlinal sont disposées assez irrégulièrement et n'admettent pas d'axe de symétrie.

Nous pouvons proposer deux hypothèses extrêmes pour la génèse de ce pli :

- le secteur a été affecté par une ou plusieurs déformations secondaires (plissement ou basculement par faille) qui ont surtout modifié la structure du flanc est du pli.
- l'anticlinal du col d'Hurtières correspond à un noyau, désolidarisé de son socle, qui a pénétré comme un coin dans des terrains plus tendre (d'où un style de déformation complexe).

Il est certain que le socle n'a pas subi la même déformation que les laves (le pli est pratiquement isoclinal avec un bourrage de Trias au coeur), mais des petits affleurements de Trias sont visibles entre l'anticlinal et le socle (visible dans la vallée de la Bonne).

Le pli a donc sans doute été "laminé" et étiré, mais des déformations secondaires ont probablement aussi affecté cette structure.

Diaclases et failles : Un grand nombre de diaclases et failles sont visibles dans cet anticlinal.

Des failles E-W à ENE-WSW affectent toute la structure (failles à fort plongement vers le S à SSE). Elles ont en particulier, provoqué la formation de la falaise du Col d'Hurtières qui correspond au compartiment sud d'une de ces failles. L'étude des stries de faille montre que ces cassures ont joué avec une importante composante en décrochement. Elles ont joué après le plissement.

Certaines discontinuités dans la série de lave montre des traces d'un glissement banc sur banc.

L'étude des diaclases dans le flanc oriental du pli est très difficile. En effet, de nombreuses failles recoupent cet ensemble de laves et il est possible que des éléments de l'autre flanc du pli ait été décalés jusque dans ce flanc par des jeux de faille. Dans le flanc occidental du pli, les structures sont beaucoup plus simples. La figure III.24. montre les 3 possibilités.

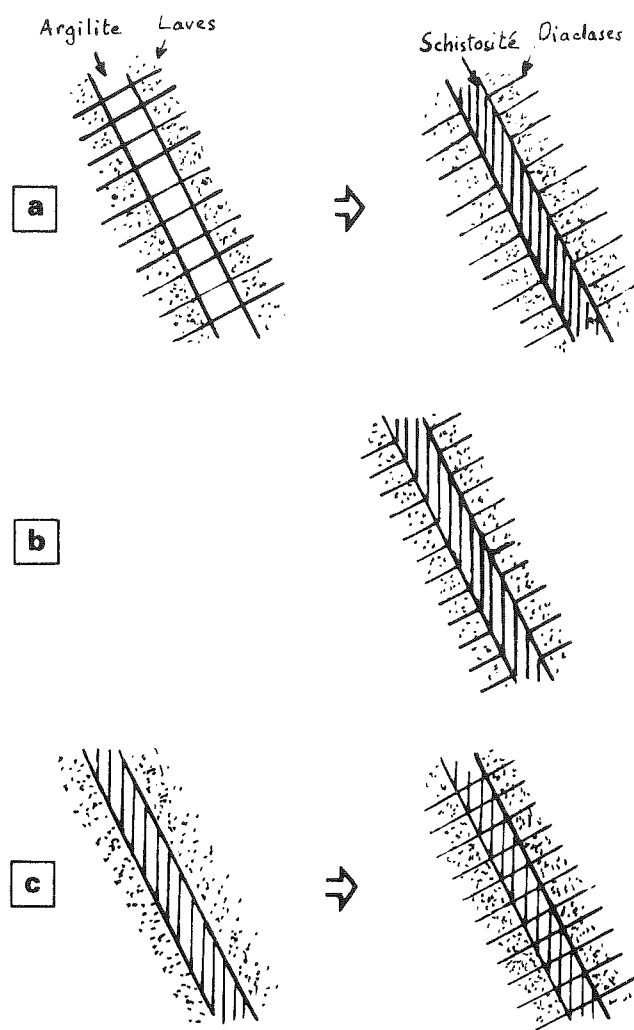


Fig. III.24. Trois hypothèses pour l'origine des diaclasses du Col d'Hurtières (vues en coupe). Les diaclasses peuvent être antérieures (a), contemporaines (b) ou postérieures (c) à la schistosité. Dans le cas (a), les diaclasses sont masquées dans les argilites par la schistosité. Dans le cas (b), elles sont une réfraction de la schistosité dans les bancs compétents.

Nous pouvons éliminer l'hypothèse (c) car les diaclasses devraient être visibles aussi dans les argilites schistosées, ce qui n'est pas le cas au Col d'Hurtières. Nous verrons plus loin que l'analyse des résultats d'anisotropie permet de choisir entre les deux autres hypothèses.

Schistosités, linéations, déformations internes : Une schistosité de fracture très nette affecte les argilites. Très localement, dans le flanc oriental, une schistosité de fracture semble ébauchée dans les laves. La schistosité paraît être selon le plan axial du pli. Une linéation très fruste est visible en un point du flanc oriental du pli.

III.A.6.4.) Précision de la correction de pendage

Dans l'hypothèse de l'existence de déformation secondaire, nous pouvons remarquer que les axes pli d'orientation différente (Haut Col, Col de Parque tout, Col de la Chainette) sont pratiquement perpendiculaires à l'anticlinal du Col d'Hurtières. L'imprécision sur la déclinaison liée à la correction de pendage est donc assez modérée (au maximum 8°).

Cependant, les laves sont décollées de leur socle et les résultats acquis risquent de n'avoir qu'une signification locale.

III.A.6.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.6.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.25. et planches hors texte I.6., II.6. et III.6.)

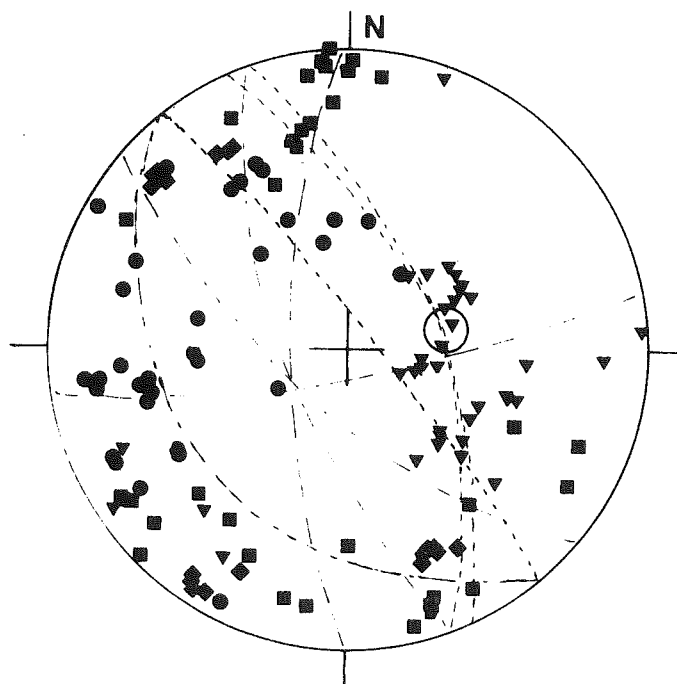


Fig. III.25. Axes principaux de susceptibilité, direction d'aimantation (losanges), stratification (tiretés), schistosité (pointillés) et linéation (grand cercle vide).

Avant correction de pendage, les axes ont des orientations assez voisines dans les deux flancs du pli ; les axes minimaux sont dispersés autour d'une direction plongeant vers le NNW et les axes maximaux, mieux groupés, sont voisins d'une direction plongeant vers l'Est. La correction de pendage augmente la dispersion des axes.

Les valeurs du paramètre f sont assez variables (de 0,03 à 0,88), avec une prédominance de la foliation (valeur moyenne 0,36) sur la linéation.

Le pourcentage d'anisotropie h est relativement faible (de 0,4 à 5,2 ; valeur moyenne 2,1).

III.A.6.5.2.) Interprétation

La relative dispersion des axes et des formes des ellipsoïdes d'anisotropie (même à l'intérieur d'un bloc), ainsi que les valeurs faibles du pourcentage d'anisotropie, suggèrent que l'anisotropie s'est développée lors de la mise en place.

Mais la correction de pendage augmente la dispersion des axes, ce qui indique que l'anisotropie est postérieure au plissement. De plus, les axes de susceptibilité minimale sont très voisins des normales à la schistosité visible dans les argilites et les axes de susceptibilité maximales sont proches de la linéation visible très localement. L'anisotropie est donc liée indiscutablement à la déformation.

La figure III.26. montre que la schistosité (foliation magnétique) dans les laves est voisine de celle des argilites.

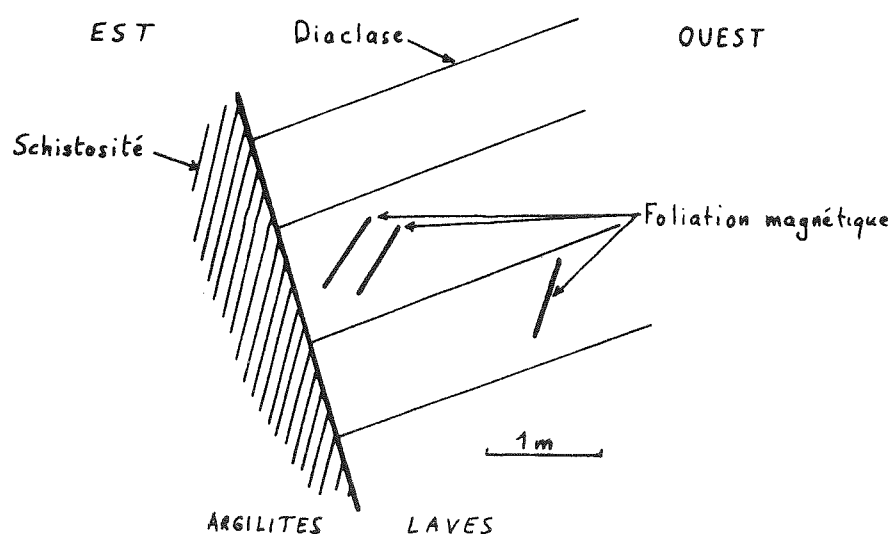


Fig. III.26. Coupe E-W montrant les relations entre schistosité des argilites, diaclases et foliation magnétique des laves.

Les diaclases quasiment perpendiculaires à la stratification ne sont donc pas l'équivalent d'une schistosité réfractée (hypothèse b de la figure III.24.) ; ces diaclases se sont formées au début de la phase de compression qui a abouti à la formation de la schistosité. D'un point de vue plus général, on peut d'ailleurs se demander si beaucoup de schistosités interprétées comme réfractées ne correspondent pas comme ici à une autre période de la déformation qui a abouti à la formation de la schistosité.

III.A.6.6.) Aimantation rémanente

III.A.6.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.6., V.6., VI.6. et VII.6.)

Les ARN sont faibles, en particulier dans la coulée supérieure ; elles varient de 0,02 à 15,6 (valeur moyenne 3,7) 10^{-6} uem cgs/g. Dans 7 échantillons, elles sont trop faibles pour que le résultat soit significatif.

Le coefficient de Koenigsberger a des valeurs également faibles. Il varie de 0,002 à 2,3 (valeur moyenne 0,6).

La viscosité magnétique est importante. Pour les 29 échantillons retenus, elle a des valeurs allant de 0,3 à 51,6 (valeur moyenne 10,6). Elle est particulièrement importante dans la coulée supérieure (valeur moyenne 26,7).

Au cours d'un traitement par champ alternatif, la direction d'aimantation reste stable ou se stabilise après application d'un champ de 200 à 600 Oe, à l'exception des échantillons de la coulée supérieure dont la direction et l'aimantation spécifique est très instable.

La désaimantation thermique provoque au delà de 600° C des modifications minéralogiques très importantes (susceptibilité multipliée par 42 et aimantation acquise en 1 mois dans le champ terrestre par 562). L'importance de la viscosité magnétique rend alors les mesures non significatives. Les résultats après la chauffe à 600° C ont été conservés comme point final du traitement. Jusqu'à cette température les directions d'aimantation étaient restées quasiment stables et l'aimantation spécifique n'avait que relativement peu varié. L'aimantation rémanente est donc portée par des minéraux à point de Curie élevé du type hématite.

Après traitement, la direction moyenne devient :

$$D = 164^{\circ}$$

$$N/N_o = 22/36$$

$$I = 7^{\circ}$$

$$K = 5$$

$$\alpha_{95} = 13^{\circ}$$

Les aimantations des échantillons du flanc ouest du pli n'ont pas de relation avec ces structures. Dans le flanc est, les vecteurs aimantation sont voisins du plan de schistosité-foliation magnétique.

Après correction de pendage, l'aimantation rémanente a sa direction moyenne définie par

$$D = 126^{\circ}$$

$$K = 9$$

$$I = -64^{\circ}$$

$$\alpha_{95} = 10^{\circ}$$

Le test du pli est ici positif ce qui montre que l'aimantation est, au moins en partie, antérieure au plissement, mais la dispersion reste importante.

III.A.6.6.2.) Interprétation

Les deux coulées de base présentent en moyenne des aimantations de direction stable et d'intensité modérée ($5,7 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/g), un coefficient de Koenigsberger de 1,0 et une viscosité de 5,4.

L'aimantation est essentiellement du type ARC-ARV. L'ARV semble éliminée lors de l'analyse (coïncidence des directions après chauffe ou après champ alternatif).

Cependant deux groupes de directions très différentes existent dans ces coulées :

- 14 échantillons ont des directions qui se regroupent très bien après correction de pendage. Ces aimantations antérieures au plissement représentent donc très probablement la direction d'origine. Leur proximité avec la schistosité n'est donc qu'une simple coïncidence.
- 8 échantillons provenant du flanc est du pli, ont des directions qui restent très différentes des autres après correction de pendage. Ces aimantations, de direction proche du plan de schistosité résultent donc probablement d'une perturbation de l'aimantation lors de la formation de la schistosité. Elles ne paraissent toutefois pas liées à une simple modification de la direction de l'aimantation primaire ; elles ne sont en effet pas en position intermédiaire entre la direction d'aimantation des autres échantillons et le plan de schistosité ou la linéation. Ces échantillons ont des coefficients de Koenigsberger plus faibles que les précédents et une viscosité un peu plus importante. Ces aimantations n'ont peut être été acquises que lors de la remobilisation d'hématite

qui serait alors contemporaine de la formation de la schistosité.

Après élimination de ces 8 directions et compte tenu des imprécisions de la correction de pendage, la direction moyenne est :

$$D = 152^{\circ} \left(\begin{smallmatrix} + \\ - \end{smallmatrix} 12^{\circ} \right)$$

$$I = -52^{\circ} \left(\begin{smallmatrix} + \\ - \end{smallmatrix} 4^{\circ} \right)$$

$$N/N_0 = 14/36$$

$$K = 85$$

$$\alpha_{95} = 4^{\circ}$$

Les laves du Col d'Hurtières ont donc subi une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de l'ordre de 50° ($\pm 15^{\circ}$) par rapport à l'Europe dite "stable".

III.A.6.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie est liée en grande partie à la schistosité. Celle-ci est en relation avec quelques vecteurs aimantation rémanente, mais la plupart des vecteurs aimantation reflètent toujours l'orientation de l'aimantation d'origine. Il est donc possible de reconstituer au moins grossièrement l'orientation de ces laves lors de leur mise en place.

Dans cet affleurement, l'évolution structurale a pu être précisée :

- plissement à axe NNW-SSE qui a été amplifié jusqu'au moment de la formation d'une extrusion du coeur de l'anticlinal dans le Lias. Ce plissement correspondrait à deux temps d'une même déformation ou à deux déformations différentes. Au niveau de la formation des structures des laves, deux périodes peuvent aussi être distinguées (formation des diaclases, puis de la schistosité).
- jeu de faille E-W à ENE-WSW avec une composante en décrochement. Ce jeu de faille est postérieur au plissement.
- Rotation (par rapport à l'Europe stable) dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de l'ordre de 50° . La rotation relative entre ce secteur et celui (distant actuellement de moins de 4 km) de Prés Clos est donc très importante (de l'ordre de 80°). Cela montre bien que dans cette région il faut se garder de donner une valeur régionale à un résultat paléomagnétique ponctuel.

L'étude de ce site nous a par ailleurs permis de mieux comprendre l'évolution d'une zone soumise à une déformation. Les diaclases liées au plissement sont souvent interprétées comme une réfraction de la schistosité ; nous avons pu mettre en évidence qu'elles

correspondent ici à une première phase de la déformation et que la schistosité des laves est apparue postérieurement.

Enfin, nous avons montré que des déformations relativement modérées pouvaient profondément perturber l'aimantation rémanente. Ceci attire l'attention sur les difficultés d'interprétation des résultats paléomagnétiques obtenus sur des roches déformées.

III.A.7.) Laves spilitiques d'Oris-en-Rattier (gisement NW)

III.A.7.1.) Site et échantillonnage

26 échantillons (taillés en 29 spécimens cubiques) ont été prélevés, (Coordonnées : 5,727° Est, 44,926° Nord), répartis dans les 3 barres qui affleurent 800 m au NW d'Oris en Rattier, sur une distance totale d'une quarantaine de mètres.

III.A.7.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

Une coupe synthétique de cette série dauphinoise a été donnée par R. Aumaître et G. Buffet (1973) ; de l'Est vers l'Ouest, se trouvent :

- des micaschistes,
- le Houiller (brèches puis grès et pélites),
- une dolomie calcaire,
- une argilite bariolée passant latéralement à des faciès volcano-sédimentaires,
- 3 barres de laves spilitiques (verdâtre à rouge avec des faciès bulleux ou scoriacés et avec des mouchetures d'hématite) séparées par deux niveaux d'argilite (latéralement, un de ces niveaux argilitique passe à un faciès dolomitique). R. Aumaître et G. Buffet (1973) ont signalé dans les laves, la présence d'ilménite, de limonite et de magnétite altérée, le minéral magnétique dominant étant l'hématite.
- les niveaux pélitiques du Lias.

Dans le secteur où les échantillons ont été prélevés, seules les 3 barres de laves séparées par deux niveaux d'argilites affleurent.

Le passage latéral des argilites à des faciès dolomitiques ou volcano-sédimentaires montre que ces coulées se sont mises en place dans un milieu marin ou lagunaire. L'âge de ces coulées est estimé Trias ou Lias inférieur. La formation de l'hématite est probablement ici liée à un phénomène tardi-volcanique.

III.A.7.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.27.)

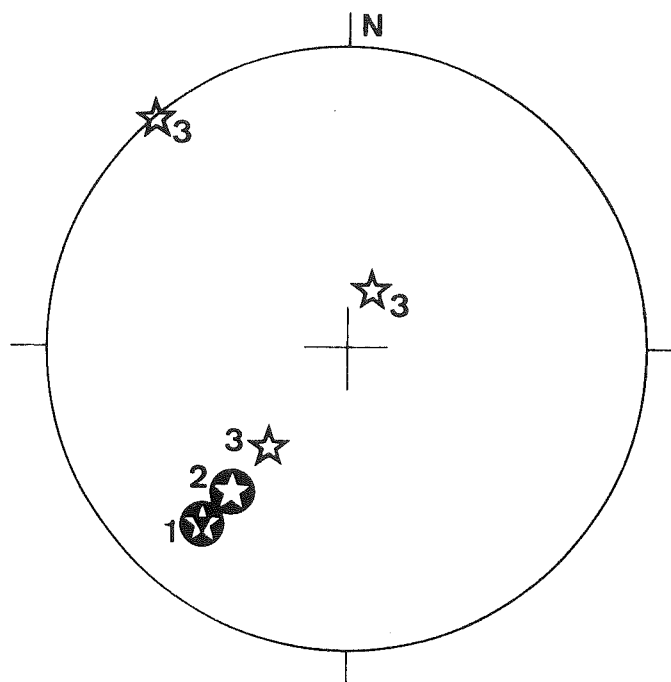


Fig. III.27. Normale à la stratification (1), à la schistosité (1, 2) et aux 2 principaux réseaux de diaclases (3).

Plissements : Les laves spilitiques visibles en quelques points de la vallée de la Roizonne, ont un pendage assez constant. Au niveau de l'affleurement étudié, elles présentent un plongement de 65° vers le NE. Ces laves étant situées sous le Houiller et sur le Lias, la série est inverse : le pendage réel est donc de 115° vers le SW.

Le pendage assez régulier dans cette zone indique que ces roches n'ont pas subi de déformations secondaires très importantes.

Les axes de pli ne sont pas visibles dans ce secteur mais il semble, d'après l'allure régulière des pendages dans la vallée, qu'ils soient peu inclinés.

Diaclases et failles : Le principal réseau de diaclases présente un plongement moyen de 35° vers le NE. Des failles verticales NE-SW recoupent la bande de laves en plusieurs points dans la vallée de la Roizonne. Au niveau de l'affleurement, des diaclases assez espacées, ayant cette même orientation, sont visibles ; elles sont postérieures à la schistosité.

Il existe également une zone, avec des fractures à faible plongement vers le SSW, dans la première barre de lave. Certaines diaclases sont minéralisées par des oxydes de cuivre, de la malachite et de l'azurite, et ont joué en faille.

Schistosité, linéations, déformations internes : Une schistosité de fracture est bien visible dans les argilites. Dans les laves, elle apparaît localement et est proche de la stratification (avec une inclinaison plus faible que celle-ci) ou confondue avec elle.

Les bulles dans les laves sont légèrement déformées dans certains niveaux.

III.A.7.4.) Précision de la correction de pendage

La correction de pendage a été faite par rotation autour d'un axe horizontal. L'imprécision sur la déclinaison due à ce choix est de l'ordre de 30° (cas où l'axe de pli plongerait de 25°).

III.A.7.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.7.5.1.) Présentation des résultats (fig. III.28. et planches hors texte I.7., II.7., et III.7.)

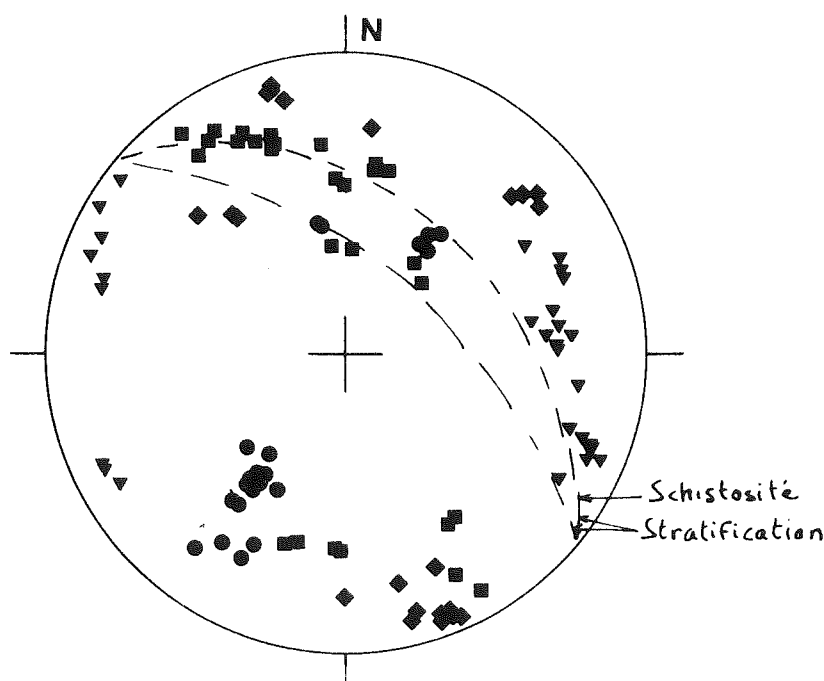


Fig. III.28. Axes principaux de susceptibilité, direction d'aimantation (losanges), stratification et schistosité (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

Les axes forment 2 groupes majeurs :

- un groupe très bien défini, plongeant vers le SW, comprend des axes minimaux ; quelques axes intermédiaires sont cependant voisins de ce groupe.
- une guirlande perpendiculaire aux axes minimaux (axes maximaux voisins de l'horizontale, selon une direction E-W ; axes intermédiaires plongeant faiblement vers le NNW à N).

La correction de pendage, unique ici, ne modifie évidemment pas cette répartition. En moyenne, les axes minimaux sont subverticaux ; les autres axes, voisins de l'horizontale, sont vers le SSE (axes maximaux) et vers l'W (axes intermédiaires).

Les valeurs du paramètre f sont moins variables que dans les sites précédents ; elles varient de 0,12 à 0,51 (valeur moyenne 0,28) et montrent une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

Les valeurs du paramètre h sont assez élevées ; elles varient de 2,3 à 8,1 (valeur moyenne 4,5).

III.A.7.5.2.) Interprétation

La disposition des axes minimaux, proches de la normale au plan de coulée, et des autres axes voisins de ce plan, pourrait indiquer que l'anisotropie s'est développée lors de la mise en place.

Mais les axes minimaux correspondent de façon très étroite à la normale au plan de schistosité. La foliation est d'ailleurs nettement prédominante sur la linéation, avec une faible dispersion des formes des ellipsoïdes. Les valeurs du paramètre h sont assez élevées. L'anisotropie est donc en relation étroite avec la déformation.

III.A.7.6.) Aimantation rémanente

III.A.7.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.7., V.7., VI.7. et VII.7.)

Les aimantations spécifiques varient de 0,6 à 76,2 (valeur moyenne 20,3) 10^{-6} uem cgs/g ; elles sont très faibles pour 1/4 des échantillons.

Les valeurs du coefficient de Koenigsberger varient de 0,07 à 6,4 (valeur moyenne 2,1) ; pour 40 % des échantillons les valeurs sont inférieures à 1.

La viscosité, souvent assez forte, varie de 0,06 à 30,4 (valeur moyenne 7,7).

Au cours d'un traitement par champ alternatif, la direction de l'aimantation varie assez fortement pour les échantillons à forte viscosité et peu pour les autres. Elle se stabilise après application d'un champ alternatif de 600 à 1 000 Oe, sauf pour 3 échantillons.

Un traitement thermique fait aussi apparaître une stabilité de la direction d'aimantation. L'aimantation spécifique ne diminue sensiblement qu'au delà de 600° C. L'aimantation est donc portée par des minéraux du type hématite.

Après traitement, la direction moyenne est :

$$\begin{array}{ll} D = 351^\circ & N/N_0 = 26/29 \\ I = 6^\circ & K = 7 \\ & \alpha_{95} = 11^\circ \end{array}$$

(groupe normal : $N/N_0 = 22/29$, $D = 352^\circ$, $I = 6^\circ$, $K = 6$, $\alpha_{95} = 13^\circ$)

(groupe inverse : $N/N_0 = 4/29$, $D = 164^\circ$, $I = -9^\circ$, $K = 5361$, $\alpha_{95} = 1^\circ$)

Après correction de pendage, la direction moyenne devient :

$$\begin{array}{ll} D = 285^\circ & N/N_0 = 26/29 \\ I = 35^\circ & K = 7 \\ & \alpha_{95} = 11^\circ \end{array}$$

(groupe normal : $N/N_0 = 22/29$, $D = 277^\circ$, $I = 36^\circ$)

(groupe inverse : $N/N_0 = 4/29$, $D = 100^\circ$, $I = -28^\circ$)

Les aimantations étudiées peuvent être divisées en 3 groupes suivant leurs caractéristiques :

- a) celles qui ont une faible viscosité et une aimantation spécifique relativement importante ; elles sont stables après traitement et montrent des directions directes et inverses quasiment antiparallèles. Leur ARC reflèterait donc la direction du champ lors de leur mise en place.
- b) celles qui ont une viscosité assez importante et une faible aimantation ; elles sont en majorité stables après traitement et ont la même orientation que celles du groupe (a). Leur ARV a donc probablement été éliminée par le traitement et leur ARC représenterait aussi la direction du champ au Trias ou Lias inférieur.
- c) celles qui présentent des propriétés intermédiaires entre les deux premiers groupes (viscosité assez modérée, aimantation spécifique relativement faible, aimantation stables après traitement). Ces aimantations devraient donc aussi représenter

la direction primaire d'aimantation.

Or elles ont une direction différente de celle des groupes directs-inverses et sont assez voisines du plan de schistosité. Ces aimantations ont donc probablement été "perturbées" lors de la formation de la schistosité ; c'est pourquoi elles ont été éliminées pour la détermination de la direction moyenne d'aimantation.

Compte tenu des imprécisions de la correction de pendage, la direction moyenne est définie par :

$$\begin{array}{ll} D = 292^\circ (\pm 36^\circ) & N/N_O = 19/29 \\ I = 35^\circ (\pm 6^\circ) & K = 27 \\ & \alpha_{95} = 6^\circ \end{array}$$

Ces laves ont donc subi une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de 90° par rapport à l'Europe dite stable ($\pm 35^\circ$).

III.A.7.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie et quelques vecteurs aimantation sont en relation avec la schistosité. L'aimantation rémanente d'autres échantillons reflète toujours l'orientation de l'aimantation primaire ; elle permet donc de reconstituer l'orientation de ces laves lors de leur mise en place.

Dans cet affleurement, une série d'évènements tectoniques a pu être mise en évidence :

- formation de diaclases (présentant actuellement des inclinaisons faibles vers le NE et vers le SSW)
- apparition d'une schistosité de fracture,
un de ces deux épisodes tectoniques correspond probablement au plissement à axe NW-SE,
- formation de failles NE-SW qui sont postérieures au plissement et à la schistosité,
- rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de 90° par rapport à l'Europe stable.

Ici la rotation, plus accentuée qu'au Col d'Hurtières, s'effectue dans le même sens. Les rotations subies par cette région sont donc très importantes par exemple de l'ordre de 175° (minimum 135°) entre la Combe d'Aspres et ce site, distant actuellement de 16 km. Etant donné que ces rotations n'affectent pas les axes de pli, nous pouvons donc en déduire qu'elles sont pour l'essentiel anté-

rieures au plissement majeur (ici, phase tectonique oligocène). La proximité du Dévoluy, où une tectonique antésénonienne importante a été mise en évidence, suggère l'hypothèse que ces mouvements datent bien de cette période fini-crétacée.

Nous retrouvons ici également des aimantations rémanentes perturbées lors de la tectonique alpine. Les observations faites au Col d'Hurtières ne sont pas un fait exceptionnel, mais semblent au contraire être importantes et fréquentes à ce stade de déformation.

III.A.8.) Laves spilitiques de la haute vallée de la Malsanne

III.A.8.1.) Site et échantillonnage

Deux barres de laves spilitiques affleurent dans la haute vallée de la Malsanne ; elles ont été étudiées en rive droite de la vallée (coordonnées 5,857° Est et 44,985° Nord). La première barre de laves spilitiques a été échantillonnée sur 40 m en 22 points dont 2 se situent dans une partie où les laves sont schistosées et 4 dans une zone où elles sont fracturées. La seconde barre a fourni 6 échantillons dans un secteur d'une dizaine de mètres (au total, 30 spécimens cubiques ont été taillés).

III.A.8.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

La coupe de la série dauphinoise observée dans ce secteur comprend de l'Est vers l'Ouest :

- le granite du Rochail (étudié au § IV.1.A.)
- une dépression, avec de la végétation et des éboulis, qui correspond peut être aux niveaux de Trias sédimentaire (ces niveaux affleurent au NE de cette coupe mais sont réduits au lac du Vallon situé à l'Est de la zone de prélèvement).
- une épaisse barre de laves spilitiques, schistosées et fracturées sur sa bordure est. Ces laves sont de couleur verte à violette avec quelques niveaux riches en vacuoles de calcite. 4 faciès différents peuvent y être distingués, ce qui semble indiquer que cette barre s'est formée au moins en 4 venues successives de laves.
- une zone d'éboulis et de végétation,
- une nouvelle barre de laves spilitiques de couleur violette avec un aspect plus scoriacé,
- une importante zone d'éboulis,
- les terrains du Lias avec des plissements très importants.

Dans les laves sont visibles de la magnétite altérée et surtout de l'hématite qui forme une partie de leur mésostase.

La présence d'argilite entre les barres de lave dans d'autres gisements du même secteur montre que ces coulées se seraient mises en place dans un milieu marin ou lagunaire. Ces laves peuvent s'être épanchées au Trias ou au Lias inférieur et la formation d'hématite suit vraisemblablement de peu cette mise en place.

III.A.8.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.29.)

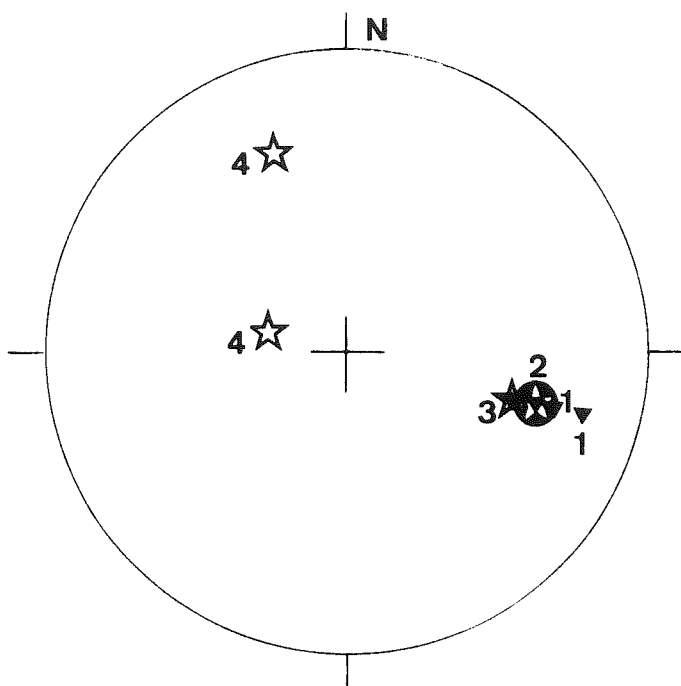


Fig. III.29. Normales à la stratification (1, 2, 3), aux principaux réseaux de diaclases (3, 4) et à la schistosité (2).

Plissements : Le pendage moyen de la série est de 60° vers l'WNW. La recherche de l'axe de pli est délicate. De nombreux plis très importants affectent le Lias qui est visible à l'Ouest des laves ; il semblerait donc logique d'en faire l'analyse pour rechercher l'axe général de plissement. Mais une discontinuité existe entre les laves et le Lias ; ce dernier présente en effet des déformations (liées à un glissement par gravité) très différentes de celles des laves (qui sont plutôt restées solidaires du socle). Il est donc nécessaire de rechercher dans les laves elles mêmes l'axe du plissement. Dans le site de prélèvement, la faiblesse des

variations de pendage ne permet pas de déterminer le pendage de cet axe avec précision. Des mesures systématiques du pendage des laves dans tout ce secteur donnent par intersection des stratifications un axe de pli plongeant de 20° à 0° vers le N à NNW. Ces directions sont légèrement extérieures à la stratification dans le site étudié, la valeur 20° d'inclinaison vers l'azimuth 350° , qui est très proche de celle-ci, a été choisie pour l'axe de pli. J.P. Gratier et al. (1973) ont montré plus au Sud l'existence de pli de socle à axe NE-SW ; des déformations secondaires correspondant à ce plissement pourraient donc affecter les laves.

Diaclases et failles : Les deux principaux réseaux de diaclases sont NNE-SSW. L'un est confondu avec la stratification (fort plongement vers l'WNW), l'autre étant quasiment perpendiculaire (plongement modéré vers l'ESE).

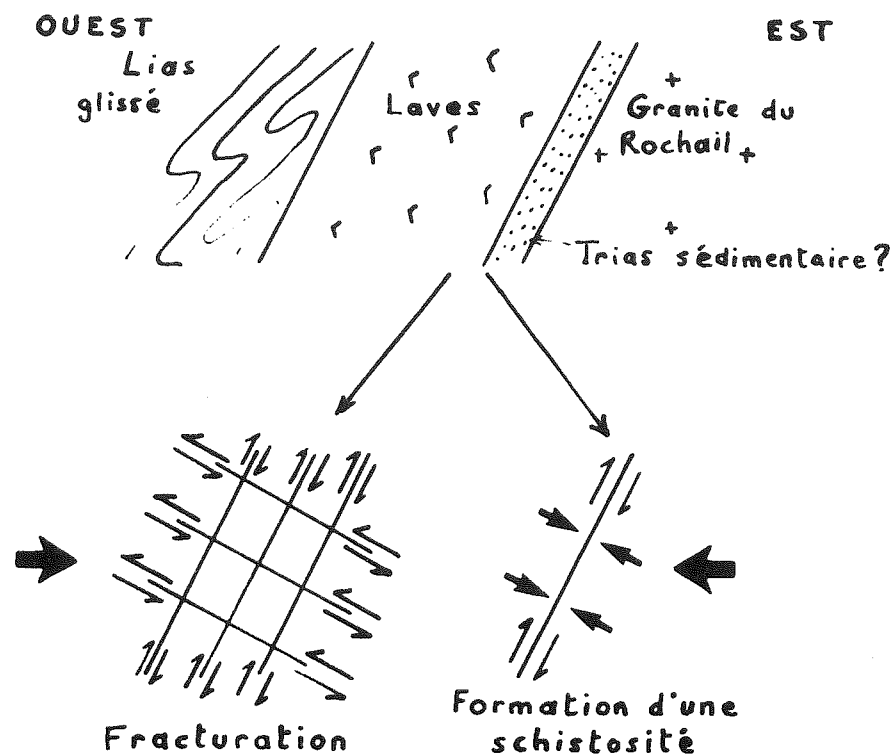
Un troisième réseau présente un fort plongement vers le SSE.

Les deux premiers réseaux sont conjugués car ils sont tous deux particulièrement importants dans le même secteur de l'affleurement (juste à l'Ouest de la zone à schistosité de fracture), un des réseaux étant parallèle à cette schistosité de fracture avec laquelle ils semblent être en relation. Une hypothèse peut être proposée pour leur genèse (Fig. III.30.). Dans une zone où des glissements banc sur banc peuvent se produire (contact avec le Trias sédimentaire), seule la composante de la contrainte perpendiculaire à la stratification reste efficace (formation d'une schistosité parallèle à la stratification) ; dans une zone de roche plus homogène, il y aura plutôt formation de réseaux conjugués de diaclases (avec peut être une dissymétrie car le plan d'écoulement est un plan préférentiel de rupture). Cette hypothèse laisse supposer que les laves peuvent être décollées du socle.

Le troisième réseau de diaclases est parallèle au faille ENE-WSW qui affectent de Rochail (J.P. Gratier et al. 1973), et est donc probablement lié à ces jeux de faille.

page suivante :

Fig. III.30. une hypothèse pour expliquer la formation de la schistosité des diaclases en bordure est de l'affleurement.



Schistosités, linéations, déformations internes : Seule la coulée de base est affectée par une schistosité de fracture (parallèle à la stratification). La coulée supérieure présente quelques bulles calcitisées aplatisées parallèlement à la stratification, mais on ne peut savoir ici si cet aplatissement s'est fait lors de l'écoulement des laves ou sous l'effet des contraintes ayant abouti à la formation de la schistosité (le remplissage de calcite ne paraît pas déformé, mais sa cristallisation - ou recristallisation - peut être postérieure à la déformation).

Il est également intéressant de remarquer que la déformation dans cet ensemble de laves spilitiques semble limitée à leurs bordures inférieures et peut être supérieures, qui sont les deux zones où le cisaillement est le plus important.

III.A.8.4.) Précision de la correction de pendage

L'erreur sur la déclinaison pourrait être essentiellement due à deux origines qui sont liées : le pendage de l'axe de pli et l'éventuelle déformation secondaire (qui aurait provoqué un plongement de l'axe de pli). L'imprécision totale sur la déclinaison

doit être de l'ordre de 12° .

III.A.8.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.8.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.31. et planches hors texte I.8., II.8. et III.8.)

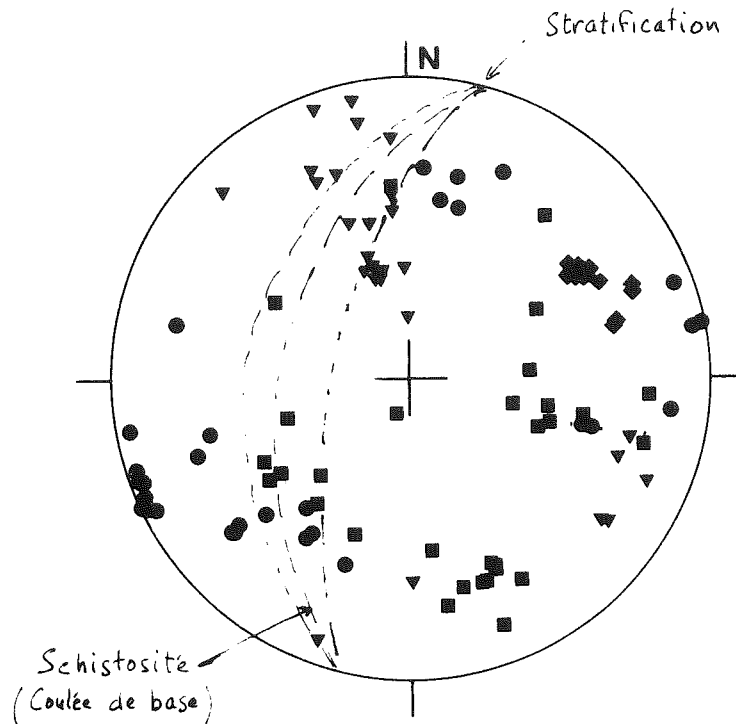


Fig. III.31. Axes principaux de susceptibilité, direction d'aimantation (losanges), stratification et schistosité (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

Les 2 échantillons prélevés dans la coulée inférieure schistosée ont leur axe minimal confondu avec la normale au plan de schistosité. Dans les autres échantillons, les axes minimaux et intermédiaires sont dispersés au voisinage d'un plan perpendiculaire aux axes maximaux qui sont les mieux groupés. La correction de pendage ne modifie pas la dispersion des axes. Les formes des ellipsoïdes montrent une légère prédominance de la foliation (valeurs de f allant de 0,08 à 0,92 avec comme valeur moyenne 0,45).

Les pourcentages d'anisotropie h sont faibles ; ils ont des valeurs allant de 0,07 à 3,3 (valeur moyenne 1,2). Les valeurs les plus élevées ont été obtenues avec les échantillons prélevés dans les coulées inférieure et supérieure de l'affleurement (Fig. III.32.).

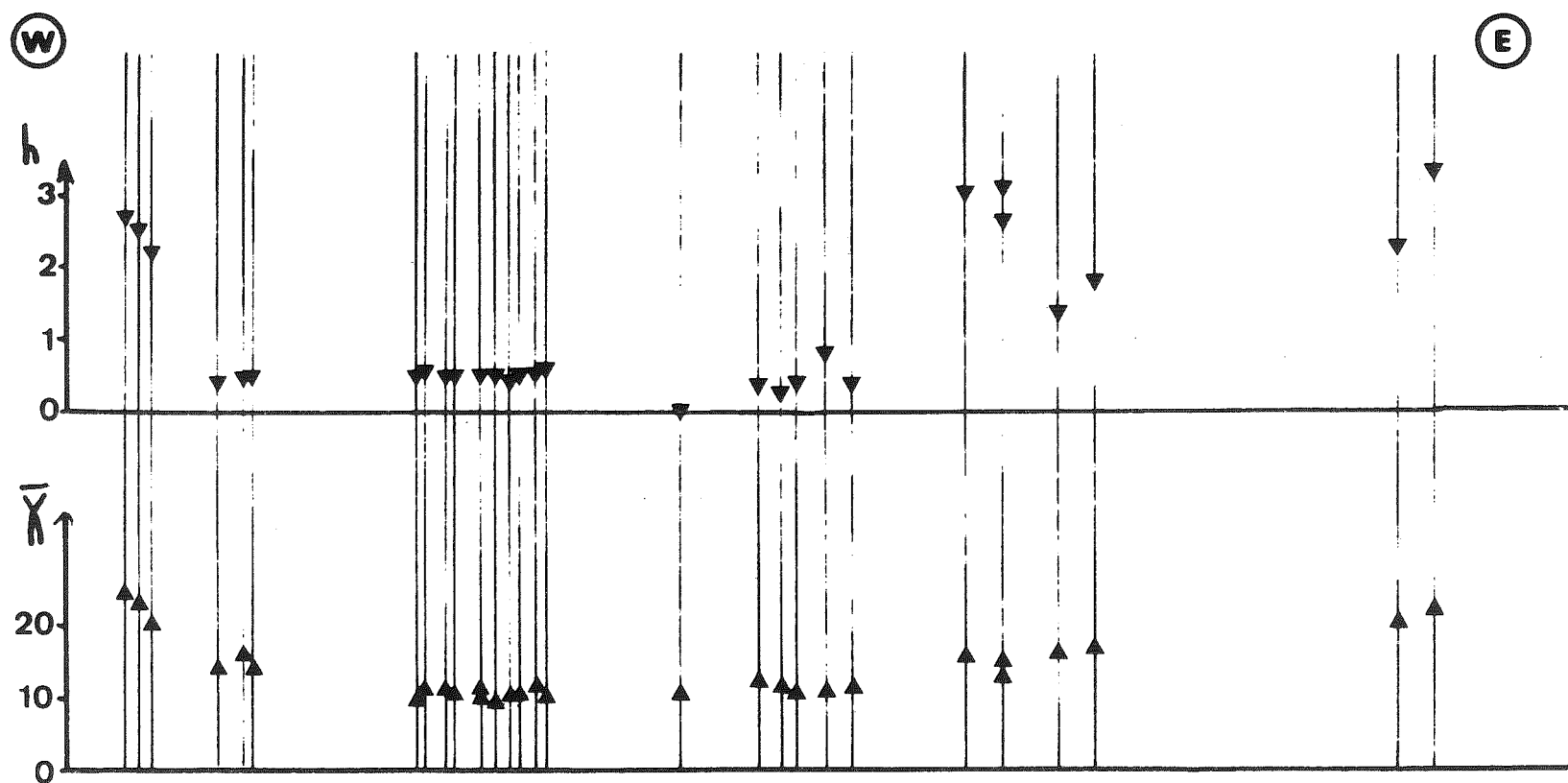


Fig. III.32. Valeurs du paramètre h et de la susceptibilité moyenne selon une coupe à travers les laves de la Haute Vallée de la Malsanne.

III.A.8.5.2.) Interprétation

Dans les coulées médianes, la relative dispersion des axes et des formes de l'ellipsoïde d'anisotropie, l'indépendance entre axe de susceptibilité minimale et normale à la schistosité et les faibles valeurs du paramètre h , montrent que l'anisotropie de ces échantillons est liée aux conditions de mise en place des laves. La direction d'écoulement déterminée par recherche du meilleur plan de symétrie des axes après correction de pendage (Fig. III.33.) est ENE-WSW. La comparaison des résultats d'anisotropie et d'aimantation rémanente montre que l'écoulement des laves se serait fait de l'ENE vers l'WSW (en effet, comme à Beaufin, une inclinaison anormalement forte de l'aimantation permet cette détermination). Par rapport au pôle Nord au Trias-Lias, les laves se seraient écoulées du NE vers le SW.

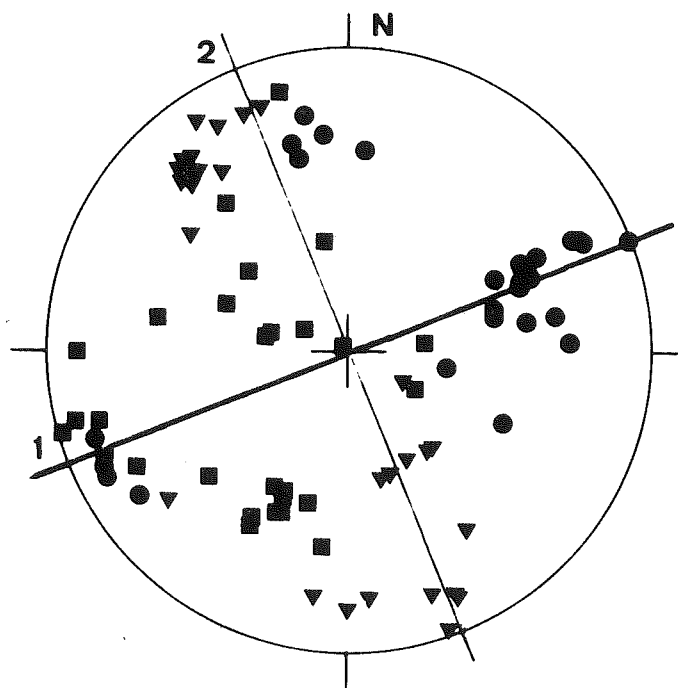


Fig. III.33. Recherche du meilleur plan vertical de symétrie des axes principaux de susceptibilité. Le plan 1 offre une meilleure symétrie que le plan 2.

Dans la coulée de base, les axes minimaux sont étroitement confondus avec la normale à la schistosité. L'anisotropie de ces échantillons est donc liée à la déformation.

Dans la coulée supérieure et dans la zone fracturée, quelques axes intermédiaires sont assez proches de la normale à la schistosité. Cette disposition qui n'est peut être qu'un hasard, ne permet pas de déterminer l'origine (mise en place ou déformation) de l'anisotropie. Les valeurs du paramètre h ne peuvent non plus être utilisées dans ce but, car elles varient dans le même sens que la susceptibilité moyenne.

III.A.8.6.) Aimantation rémanente

III.A.8.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.8., V.8., VI.8. et VII.8.)

L'ARN varie de 2,3 à 47,0 (valeur moyenne 19,7) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité a des valeurs très variables (de 0,4 à 52, valeur moyenne 8,4) ; elle est particulièrement importante dans la zone schistosée et fracturée (valeur moyenne 28,1) et modérée dans les autres échantillons (valeur moyenne 2,4).

Les valeurs du coefficient de Koenigsberger varient de 0,3 à 7,7 (valeur moyenne 3,3).

Au cours du traitement par champ alternatif, les directions d'aimantation sont stables ou se stabilisent après application d'un champ de 600 à 1 000 Oe pour 17 échantillons sur 29. Les échantillons à aimantation instable sont ceux qui présentaient la plus forte viscosité et appartiennent presque tous à la coulée de base.

Au cours du traitement thermique, l'aimantation reste encore très importante après 670° C. L'aimantation est donc portée par de l'hématite. La direction reste stable durant la désaimantation.

Après traitement, la direction moyenne est définie par :

$$\begin{aligned} D &= 242^{\circ} & N/N_0 &= 18/30 \\ I &= -31^{\circ} & K &= 113 \\ & & \alpha 95 &= 3^{\circ} \end{aligned}$$

groupe direct : $N/N_0 = 5/6$, $D = 71^{\circ}$, $I = 24^{\circ}$, $K = 219$, $\alpha 95 = 4^{\circ}$

groupe inverse : $N/N_0 = 13/24$, $D = 239^{\circ}$, $I = -34^{\circ}$, $K = 823$, $\alpha 95 = 2^{\circ}$

La direction obtenue est indépendante de celles de la schistosité et des réseaux de diaclases décrits précédemment. Elle n'a pas non plus de relation avec l'orientation des structures

"magnétiques".

Après correction de pendage, la direction moyenne devient :

$$D = 203^\circ$$

$$N/N_0 = 18/30$$

$$I = -57^\circ$$

$$K = 106$$

$$\alpha_{95} = 3^\circ$$

groupe inverse : $D = 196^\circ$, $I = -55^\circ$, $K = 812$, $\alpha_{95} = 2^\circ$

groupe direct : $D = 44^\circ$, $I = 60^\circ$, $K = 293$, $\alpha_{95} = 4^\circ$.

III.A.8.6.2.) Interprétation

Les aimantations stables ont toutes été mesurées dans des échantillons où la roche ne semble pas déformée ; il n'y a d'ailleurs pas là de relation entre orientation du vecteur aimantation et contraintes tectoniques.

La similitude des directions après chauffe et champ alternatif, et la grande stabilité de certaines directions d'aimantation au cours du traitement montrent que la faible ARV de quelques échantillons a été éliminée. L'existence de directions directes et inverses indique que l'orientation de cette ARC est en relation avec la direction du champ lors de l'épanchement de ces laves. Cependant, les groupes d'aimantation direct et inverse ne sont pas exactement antiparallèles. Il est possible que cette différence d'une quinzaine de degrés soit liée à une très forte variation séculaire du champ magnétique, mais cet écart pourrait aussi s'expliquer par des mouvements tectoniques pendant l'émission des laves ; les distensions ayant permis les venues magmatiques, ont en effet très bien pu s'accompagner de rotations plus ou moins importantes. Cet écart pourrait enfin être lié à l'existence d'une faible aimantation secondaire, à fort champ et température de blocage.

Par ailleurs, l'inclinaison des directions d'aimantation est anormalement forte pour la période Trias-Lias. Nous avons vu précédemment que ceci peut s'expliquer facilement par l'existence d'une pente vers l'WSW lors de la mise en place des coulées.

Compte tenu de l'imprécision liée à la correction de pendage et de l'inclinaison trop forte due à l'existence d'une pente lors de la mise en place de ces laves, la direction moyenne est :

$$D = 203^\circ (\pm 15^\circ)$$

$$I = -57^\circ (+ 3^\circ \text{ ou } - 15^\circ)$$

Ces laves n'auraient donc pratiquement pas subi de rotation par rapport à l'Europe dite stable (s'il y a eu rotation, celle ci

n'est pas supérieure à 15°)

III.A.8.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie est liée à la mise en place des laves au coeur de la barre (elle permet d'y reconstituer le sens de l'écoulement) et à la déformation vers la base des coulées. L'aimantation rémanente reflète l'orientation de l'aimantation d'origine et permet de déterminer la position de la formation lors de la mise en place.

L'étude de cet affleurement permet de reconstituer une partie de son histoire :

- l'écoulement des laves se serait fait de l'NE vers l'SW (par rapport au pôle Nord au Trias-Lias),
- le plissement majeur a un axe plongeant actuellement vers le N à NNW. Si ce plissement est lié à la formation du synclinal de Bourg d'Oisans, il est antérieur (J.P. Gratier et al. 1973) à la formation de la schistosité de fracture oligocène et des diaclases conjuguées,
- d'autres diaclases sont parallèles aux failles NE-SW qui traversent le Rochail (J.P. Gratier et al. 1973),
- il n'y a pratiquement pas de rotation par rapport à l'Europe stable.

Entre le Rochail et le Taillefer, qui a tourné d'environ 90° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre par rapport au Rochail, a donc eu lieu une distension extrêmement importante qui doit être à l'origine du synclinal actuel de Bourg d'Oisans.

Ce site présente sur 10 m le passage de laves non déformées à des laves affectées par une schistosité de fracture, avec au milieu une zone de laves fracturées. Cette disposition semble liée à un cisaillement à la base des laves.

Dans les laves non déformées, l'orientation des axes principaux de susceptibilité par rapport au sens de l'écoulement est différente de ce qui a été observé dans des coulées aériennes ou à Beaufin : les axes minimaux sont voisins de la direction d'écoulement avec une faible inclinaison vers l'amont de la coulée ; les axes maximaux, en moyenne perpendiculaires à la direction d'écoulement, ne sont pas inclus dans le plan de coulée. Il ne semble donc pas exister dans les laves sous marines des conditions d'écoulement toujours semblables.

III.A.9.) Porphyrite de la Ponsonnière

III.A.9.1.) Site et échantillonnage

Le vallon de la Ponsonnière est situé près du Galibier. Parallèlement au fond du vallon, en rive droite, se trouve un niveau de porphyrite qui peut se suivre sur 2,5 km entre les points de coordonnées 6,318° Est, 45,078° Nord et 6,329° Est, 45,056° Nord. 25 échantillons (taillés en 27 spécimens cubiques) ont été prélevés dans cet affleurement (Fig. III.34.) dont un dans la brèche de la faille qui limite ces laves au Sud.

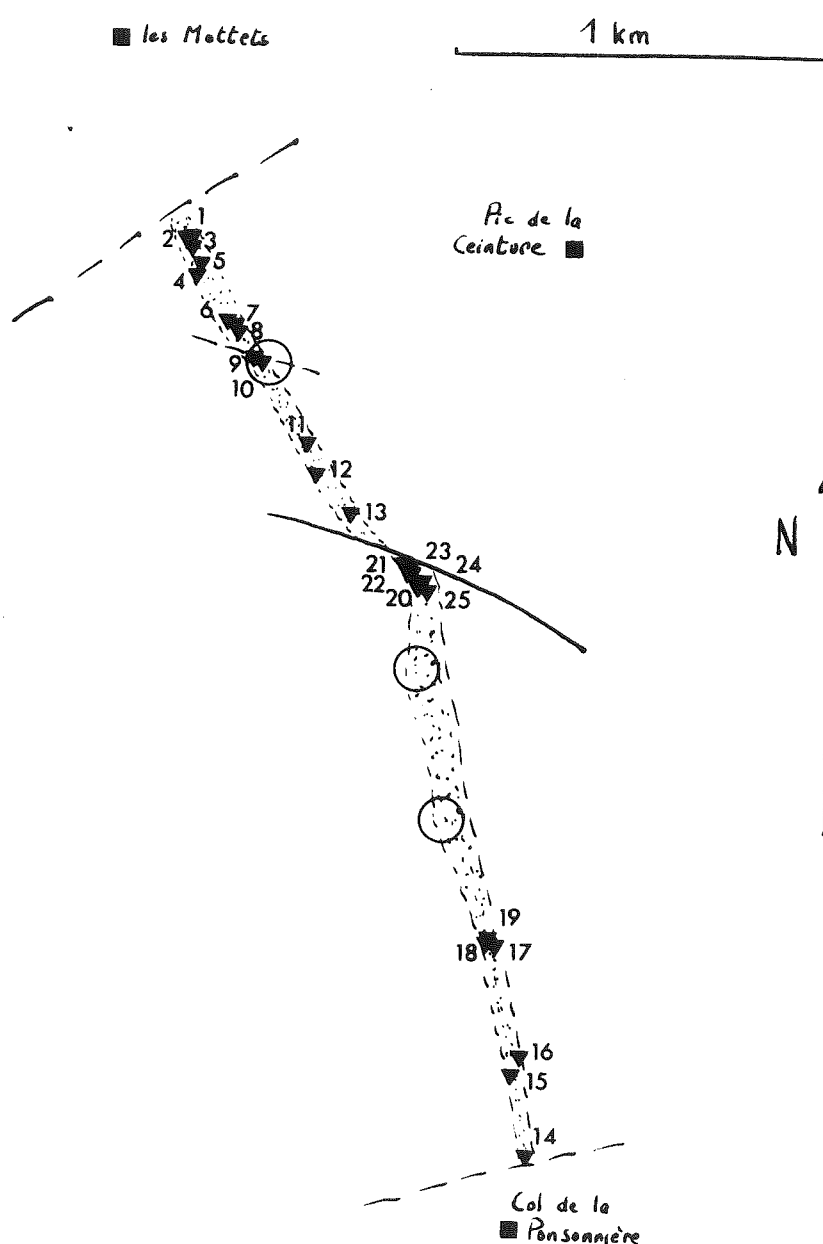


Fig. III.34. Sites de prélèvements. Les grands cercles vides indiquent les 3 sites de M. Westphal (1973).

III.A.9.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

La série briançonnaise de la Ponsonnière, décrite par B. Tissot (1956) et J. Fabre (1958) comprend de l'Ouest vers l'Est :

- le Houiller formé par des grès micacés à débris charbonneux et par des schistes gris.
- des schistes verts ou lie de vin avec lentilles de calcaire ; ces schistes passent latéralement à des grès et conglomérats verts et blancs.
- la porphyrite (à composition voisine des dacites) de teinte violette avec localement des faciès plus clairs. L'hématite y est abondante.
- un ensemble très épais de conglomérats violet à pâte schisteuse.
- un porphyre pauvre en quartz, et des quartzites.

Le conglomérat qui surmonte la porphyrite contient des galets de porphyrite. Cette dernière, en place avant la formation du conglomérat, est donc liée à un épanchement volcanique. Un âge Permien supérieur est en général proposé (B. Tissot 1956) pour cette formation. La formation de l'hématite a pu se faire au plus tard pendant la période d'érosion qui a suivi la mise en place des laves.

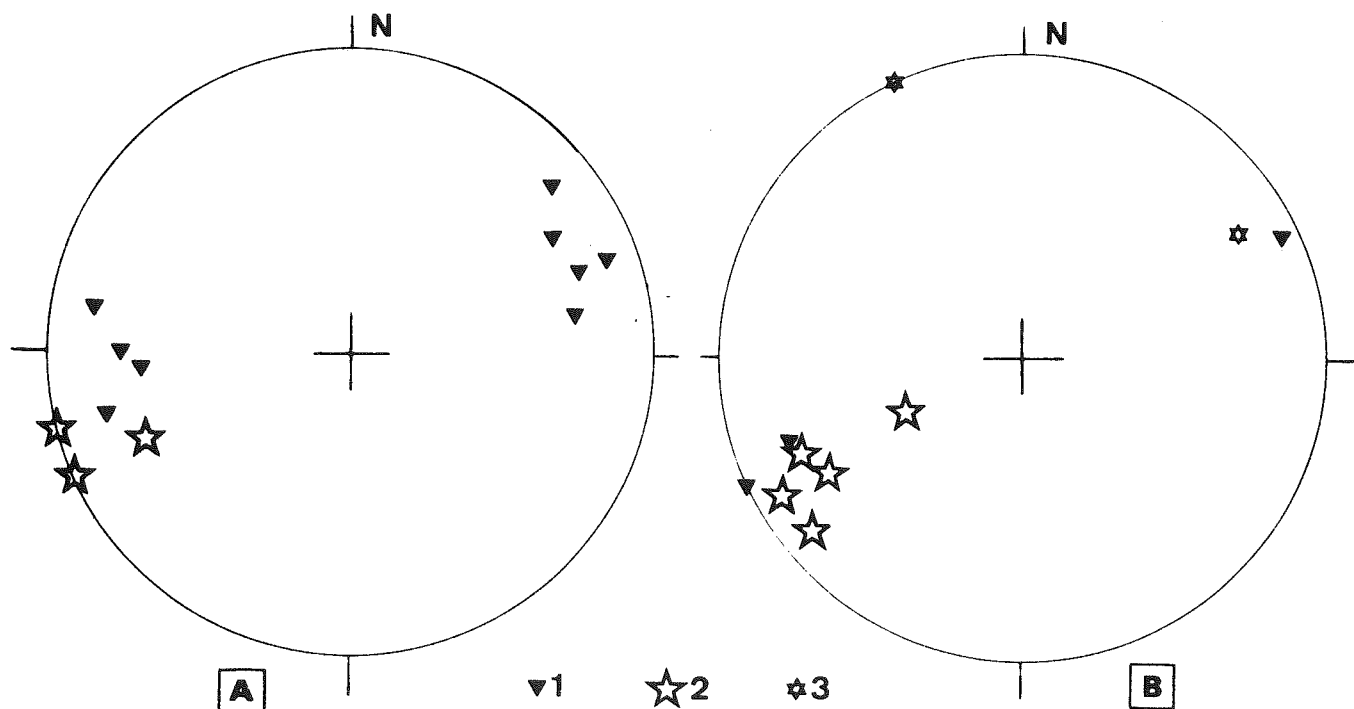


Fig. III.35. Normale à la stratification (1), à la schistosité principale (2) et aux schistosités très frustes (3).

A : valeurs probables (extrémités sud et nord de l'affleurement)

B : valeurs précises (partie centrale de l'affleurement).

III.A.9.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.35.)

Plissements : Lorsque la série de la Ponsonnière est observée depuis une extrémité du vallon, le pendage des couches semble relativement simple à déterminer. Mais sur le terrain, diverses difficultés surgissent :

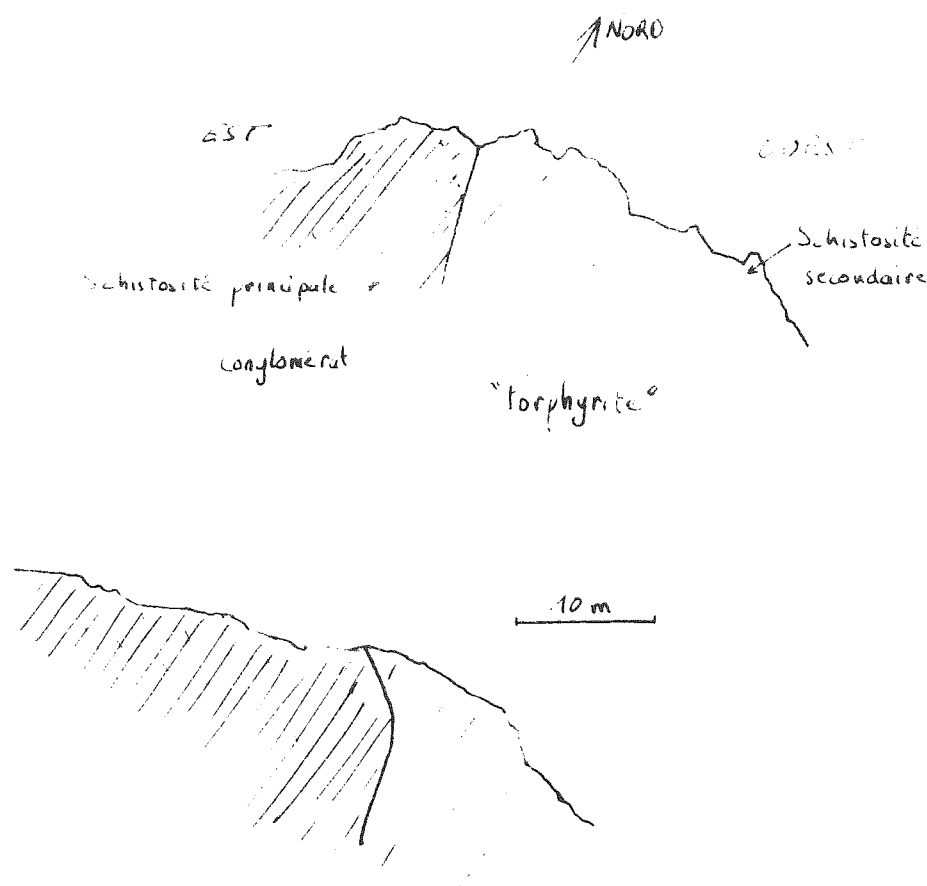
- le contact de base de la porphyrite n'est pas visible,
- le contact du toit de la porphyrite qui est localement observable, ne paraît pas très régulier. La porphyrite pourrait avoir été "ravinée" avant le dépôt du conglomérat. Cette érosion a pu créer une pente au toit de la porphyrite et ce contact ne peut donc être utilisé que pour faire une approximation du pendage.
- la distinction de deux faciès dans la porphyrite (B. Tissot 1956) n'est possible que très localement ; elle pourrait de plus par endroits n'être due qu'à des altérations différentes.
- le litage apparent des séries situées au dessus et au dessous de la porphyrite n'est pas une stratification mais une schistosité.
- lorsque la porphyrite forme un ressaut morphologique, sa stratification apparente (qui est souvent différente des deux côtés de la barre...) est due en réalité à des structures tectoniques (schistosité principale et schistosité secondaire - Fig. III.36.).

A partir de tous ces éléments, il apparaît donc que seuls les endroits où le contact de toit est visible (partie médiane de l'affleurement) peuvent permettre une approximation du pendage.

Par ailleurs, l'axe majeur de pli n'est pas visible et des déformations superposées intenses ont affecté ce secteur. La partie médiane de l'affleurement montre d'ailleurs l'existence de déformations à axe vertical.

page suivante :

Fig. III.36. 2 coupes schématiques au Nord et au Sud du ravin situé au milieu des affleurements de la Ponsonnière, montrant les relations entre les schistosités et la stratification dans ce secteur.



Diaclases et failles : Des failles WNW-ESE provoquent une série de décalages senestres dans cette bande de porphyrite.

Des débits d'orientations WSW-ENE sont visibles localement ; ils pourraient être liés à des failles ayant cette orientation visibles à l'Est de ce secteur.

Schistosités, linéations, déformations internes : Une schistosité assez nette plongeant fortement vers l'ENE, affecte l'ensemble de la série. Elle a une orientation constante dans la partie médiane de l'affleurement où des déformations à axe vertical liées au jeu senestre des failles, ont été mises en évidence. Le jeu des failles est donc au moins en partie, antérieur à la formation de la schistosité.

Dans la partie médiane de l'affleurement, une autre schistosité assez fruste, plongeant fortement vers l'WSW, affecte ces roches ; il n'est pas possible de la dater par rapport à la première schistosité.

Enfin, une schistosité tardive WSW-ENE est observée très loca-

lement à proximité des failles.

III.A.9.4.) Précision de la correction de pendage

Dans cette série, le pendage lui-même et les axes des différentes déformations sont mal connus.

La correction de pendage a donc peu de sens tant l'erreur en particulier sur la déclinaison, risque d'être importante.

Cette série est d'ailleurs allochtone et a pu subir des rotations au cours de son transport.

Enfin, certains galets de porphyrite dans le conglomérat semblent avoir subi des étirements (mais il n'est pas possible de déterminer un ellipsoïde de déformation). La roche elle même pourrait donc être déformée.

III.A.9.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.9.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.37. et planches hors texte I.9., II.9., et III.9.)

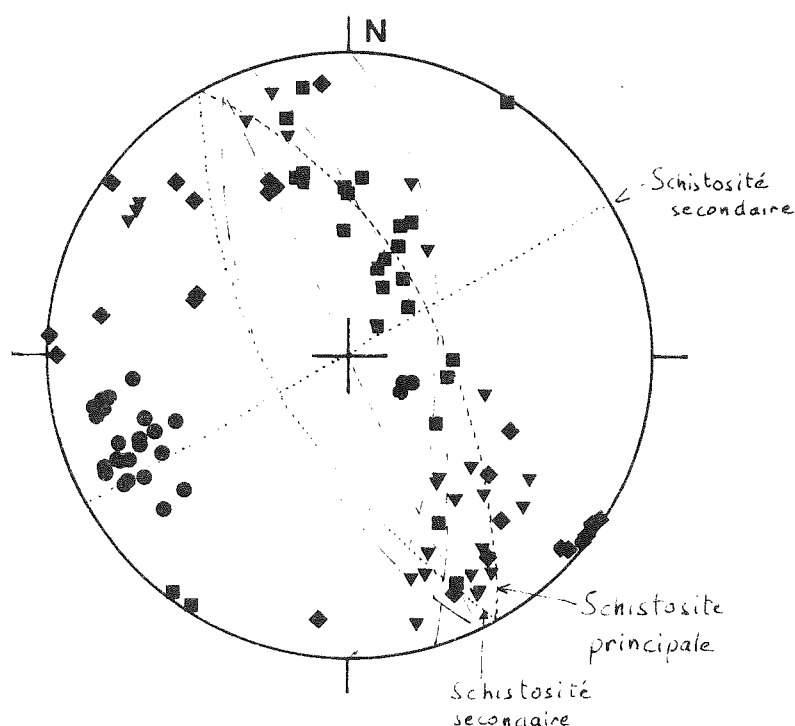


Fig. III.37. Axes principaux de susceptibilité principale, direction d'aimantation (losange), stratification (tiretés) et schistosités (pointillés). Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur.

Les axes minimaux sont en grande majorité bien groupés autour d'une direction plongeant faiblement vers l'WSW. La correction approximative de pendage augmente la dispersion de ces axes.

Les axes maximaux et intermédiaires sont relativement dispersés dans le plan perpendiculaire aux axes minimaux, avec des groupes plongeant vers le SSE (axes maximaux principalement) et fortement vers le Nord (surtout axes intermédiaires).

Les valeurs du paramètre f , allant de 0,12 à 0,61, sont peu dispersées. Elles montrent une prédominance nette de la foliation sur la linéation (valeur moyenne de f : 0,33).

Les valeurs du paramètre h sont faibles (de 0,1 à 3,9 ; valeur moyenne 2,3).

Dans les échantillons où deux cubes ont été taillés (Fig. III.38.) les résultats sont très semblables, sauf pour l'orientation des axes maximaux et intermédiaires d'un de ces échantillons (permutation de ces axes).

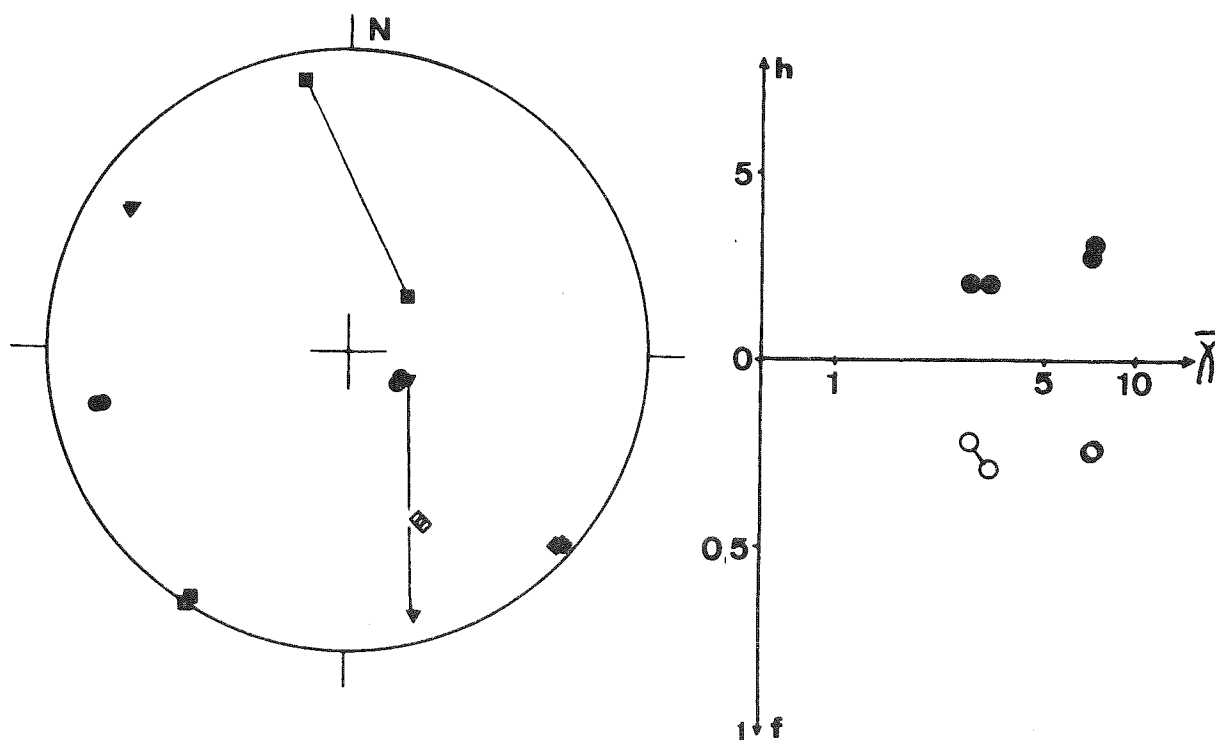


Fig. III.38. Voir figure III.15. (représentée sans correction de pendage).

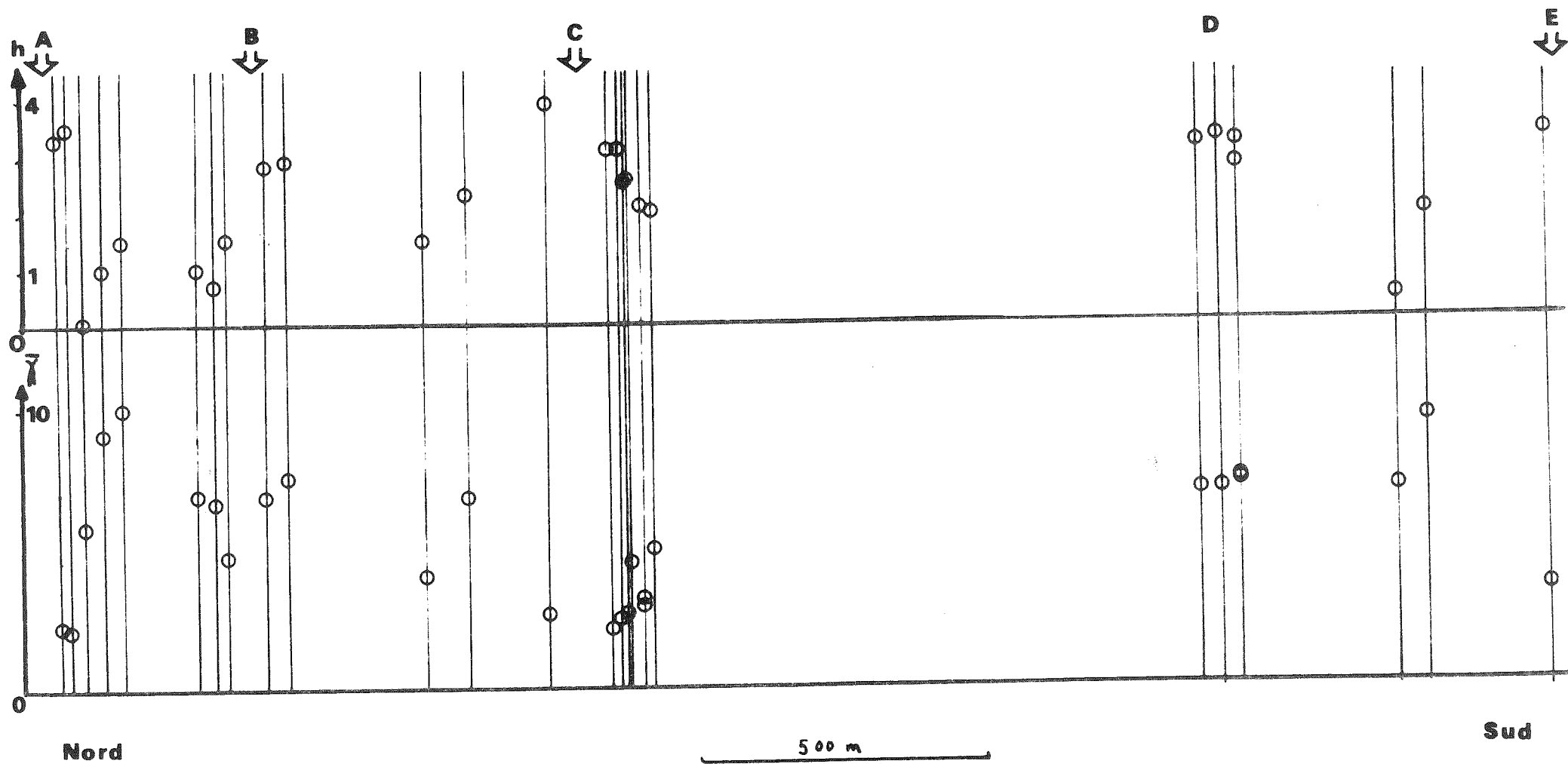


Fig. III.39. Variation du paramètre h et de la susceptibilité moyenne du Nord au Sud de l'affleurement de la Ponsonnière (A, B, C, E : zones de faille, E zone où les axes principaux de susceptibilité ont une orientation différente)

III.A.9.5.2.) Interprétation

Les axes minimaux coïncident étroitement avec les normales au plan de la schistosité principale. Les axes maximaux se situent près de l'intersection schistosité-stratification. Une augmentation du pourcentage d'anisotropie h se produit dans les secteurs (A, B, C et E sur la Fig. III.39.) où des failles existaient avant la formation de la schistosité (secteurs où la schistosité est la plus nette) ; contrairement à d'autres variations plus modérées de h dans cette série, ces augmentations ne s'accompagnent pas d'un accroissement de la susceptibilité moyenne. Le secteur D sur la Fig. montre lui aussi une telle augmentation. Il correspond au seul affleurement (échantillon 17 à 19) où les axes principaux ont des orientations différentes. On peut supposer qu'il s'est produit ici un phénomène tectonique particulier, mais la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de déterminer lequel.

L'anisotropie de l'échantillon de brèche de faille prélevé près du Col de la Ponsomnière est similaire à celle des autres échantillons, ce qui démontre que l'anisotropie n'est plus liée aux conditions de mise en place de ces laves, mais à leur déformation.

III.A.9.6.) Aimantation rémanente

III.A.9.6.1.) Travaux de M. Westphal (1973)

Une étude paléomagnétique effectuée en 3 sites de cette porphyrite a fourni une direction d'aimantation rémanente stable définie par :

$$\begin{array}{ll} D = 123^\circ & N/N_o = 24/25 \\ I = -4^\circ & K = 17 \\ & \alpha_{95} = 31^\circ \end{array}$$

Après correction de pendage, cette direction est

$$\begin{array}{ll} D = 138^\circ & N/N_o = 24/25 \\ I = -28^\circ & K = 18 \\ & \alpha_{95} = 30^\circ \end{array}$$

III.A.9.6.2.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.9., V.I., VI.9. et VII.9.)

L'aimantation est très variable d'un échantillon à l'autre ; elle varie entre 0,4 et 256,2 (valeur moyenne 73,9) en 10^{-6}

uem cgs/g.

Le coefficient de Koenigsberger a souvent des valeurs très élevées ; il varie de 0,1 à 201,9 (valeur moyenne 50,7).

La viscosité n'est supérieure à 1 que dans 6 échantillons. Elle n'est importante (67,5 et 17,1) que dans les 2 échantillons présentant de très faibles aimantations spécifiques.

A l'exception de l'échantillon présentant une très forte viscosité, les directions d'aimantation sont stables ou se stabilisent après application d'un champ de 200 à 600 Oe.

Un traitement thermique montre lui aussi une remarquable stabilité de l'aimantation qui n'a perdu que 1/8 de son intensité après 670° C. L'aimantation est donc portée par de l'hématite. La chauffe ne semble provoquer ici que de faibles modifications minéralogiques.

Après analyse de l'aimantation, la direction moyenne est définie par :

$$D = 132^\circ$$

$$I = -11^\circ$$

$$N/N_o = 26/27$$

$$K = 4$$

$$\alpha_{95} = 13^\circ$$

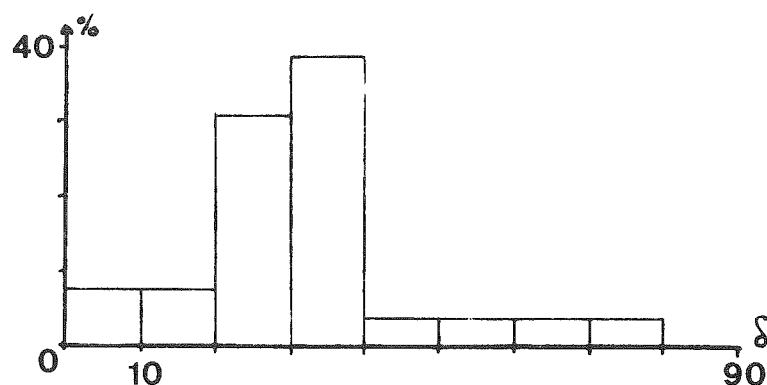
Cette direction est voisine de celle obtenue par M. Westphal (1973).

Les directions obtenues dans les deux cubes d'un même bloc sont très semblables (Fig. III.39.).

Sur l'ensemble des résultats, une certaine similitude existe entre l'orientation des aimantations et l'intersection des 2 schistosités principales. Mais la figure III.40. montre que les valeurs de l'angle séparant vecteur aimantation et foliation magnétique sont souvent de l'ordre de 30° (le pendage de la schistosité est en général assez mal connu ce qui rend la mesure de l'angle entre aimantation et schistosité peu précise). L'écart entre vecteur aimantation et schistosité secondaire est souvent aussi de l'ordre de 30°.

Page suivante :

Fig. III.40. Histogramme des valeurs de l'angle δ entre foliation magnétique et vecteur aimantation.



Nous avons vu précédemment que la correction de pendage a peu de sens dans ce secteur, surtout vers les deux extrémités de l'affleurement. En la pratiquant sur tous les échantillons (sauf bien sûr l'échantillon de brèche de faille), nous obtenons :

$$\begin{aligned}
 D &= 174^\circ & N/N_o &= 25/27 \\
 I &= -33^\circ & K &= 6 \\
 \alpha_{95} &= 12^\circ
 \end{aligned}$$

En ne considérant que la partie médiane de l'affleurement où le pendage est mieux connu, cette direction devient :

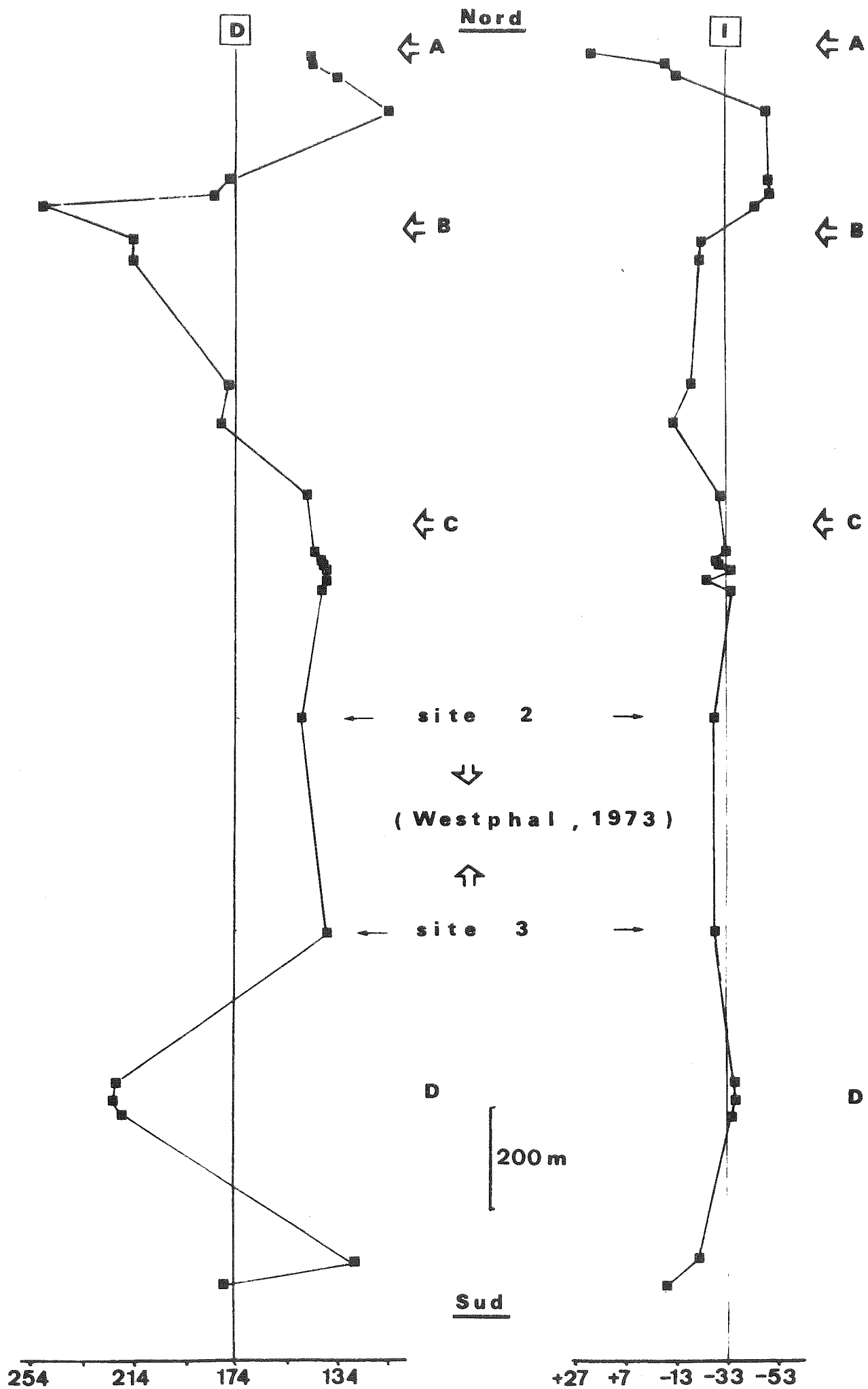
$$\begin{aligned}
 D &= 155^\circ & N/N_o &= 10/27 \\
 I &= -28 & K &= 24 \\
 \alpha_{95} &= 9^\circ
 \end{aligned}$$

III.A.9.6.3.) Interprétation

Le problème posé par ce site vient de la dispersion des directions obtenues. Une étude détaillée (Fig. III.41.) montre qu'il existe des variations relativement régulières de la direction d'aimantation du Nord vers le Sud de cette bande de porphyrite.

Page suivante :

Fig. III.41. Variation de la direction d'aimantation du Nord au Sud de l'affleurement de la Ponsonnière.



Pour expliquer la dispersion des directions d'aimantation, 3 hypothèses peuvent être formulées :

- la porphyrite de la Ponsonnière correspond à des venues successives de laves relativement pâteuses qui se sont mises en place pendant une période où cette région a subi une rotation très importante (ce qui expliquerait peut être l'importance des venues magmatiques dans cette zone). La figure III.42. ne donne qu'une des multiples possibilités (en ne tenant compte que des déclinai-
sons pour simplifier). L'importance de la rotation nécessaire (135° permet d'éliminer cette hypothèse.

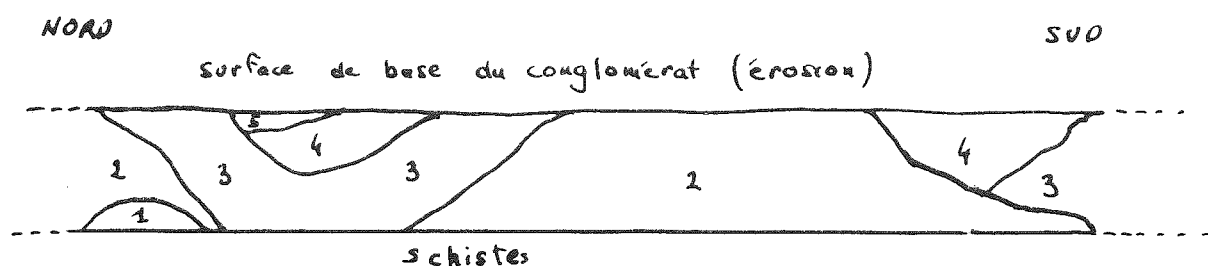


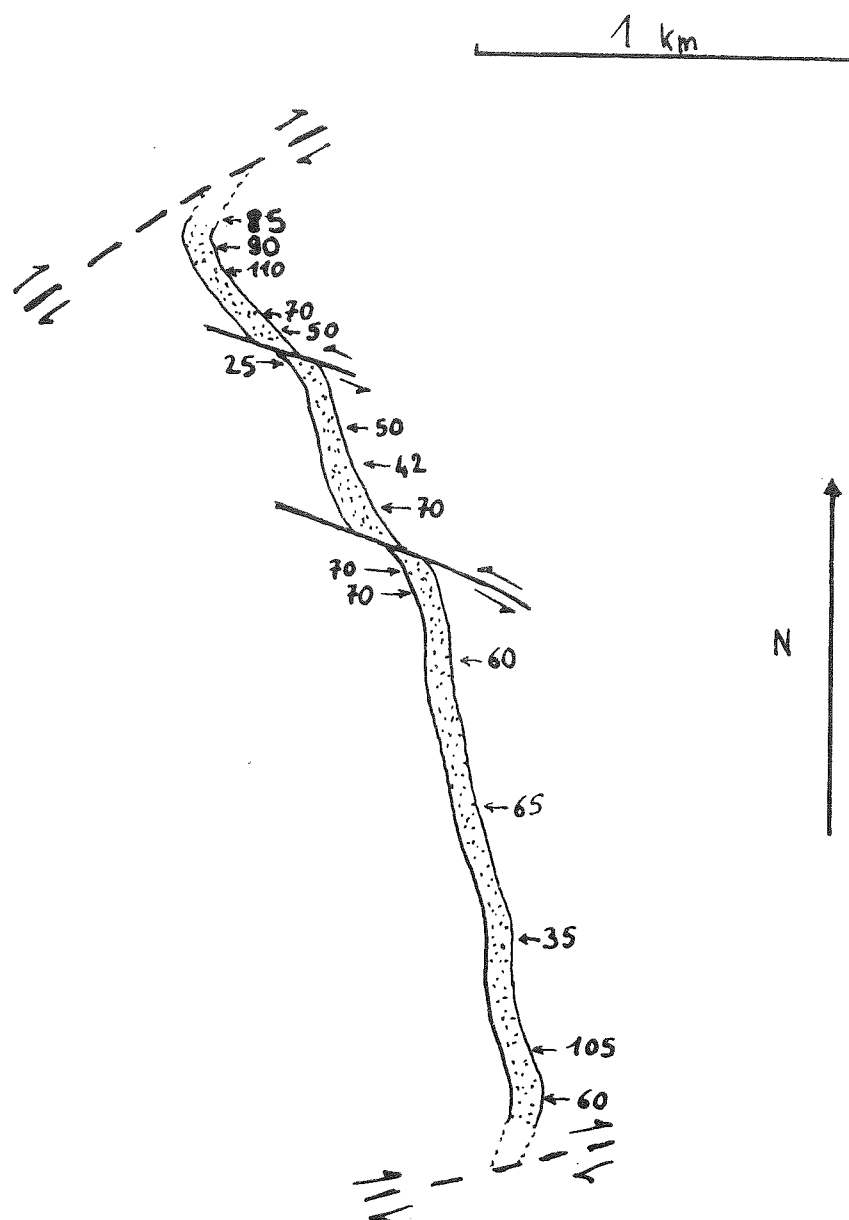
Fig. III.42. Schéma montrant un exemple de venues successives expliquant les variations de direction d'aimantation. Les rotations de la région devraient être de l'ordre de 25° entre 1 et 2

40	"	2 et 3
35°	"	3 et 4
35°	"	4 et 5

- Ces variations sont liées à des variations de pendage masquées par les schistosités. La figure III.43. montre la reconstitution des variations de pendage en prenant la partie centrale de l'affleurement comme repère. Cette reconstitution nous amène à considérer les failles WSW-ENE comme des décrochements dextres.

Page suivante :

Fig. III.43. Reconstitution des pendages effectués en supposant que les variations de direction d'aimantation sont liées à des variations de pendage (les chiffres indiquent la valeur des inclinaisons).



- les aimantations obtenues ont été perturbées par les phénomènes tectoniques successifs qui ont affecté ce secteur. La grande stabilité de l'aimantation au cours de l'analyse montre que l'aimantation ne correspond pas à des aimantations superposées et donc que toute l'aimantation aurait été perturbée lors de chaque déformation; cette hypothèse paraît par conséquent peu vraisemblable.

L'existence de plissements non visibles est donc probablement à l'origine de cette dispersion ; mais des perturbations de l'aimantation lors des déformations ont peut être aussi joué un rôle dans l'orientation des vecteurs aimantation.

III.A.9.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie est ici due à la déformation. L'aimantation rémanente ne semble pas avoir été fortement perturbée par la tectonique. Son étude ne permet pas de reconstituer les rotations subies par ces laves (correction de pendage trop imprécise), mais elle donne l'allure probable des plissements non visibles qui affectent cette couche de lave.

Différents épisodes tectoniques ont pu être mis en évidence :

- jeu de failles avec déformations à axe vertical,
- puis formation de deux schistosités (peut être lors des déformations majeures de ce secteur ?),
- apparition localement d'une schistosité tardive.

III.A.10.) Complexe volcanique du Guil

III.A.10.1.) Site et échantillonnage

Les gorges du Guil, en amont de Guillestre, sont taillées en partie dans des roches volcaniques violacées (6,875° Est et 44,677° Nord). 20 échantillons de laves (dont 2 de brèches de faille) ont été prélevés dans les différentes parties de l'anticlinal le long de 2 coupes à travers cette structure (une coupe au niveau du torrent et une coupe située 50 m au dessus de celui ci sur la rive gauche du Guil) (1 échantillon a été prélevé dans les conglomérats du Verrucano).

III.A.10.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

La coupe des gorges du Guil, présentée sur la figure III.44. est classique de la zone briançonnaise (M. Gignoux et L. Moret 1937, J. Debelmas 1958, R. Michel et D. Lonchamp 1963). Je rappellerai donc simplement la succession stratigraphique visible dans cet anticlinal.

- Grès du Houiller (probablement Westphalien supérieur) n'affleurant que dans une petite écaille au fond des gorges (D. Lonchamp 1961).
- complexe volcanique comprenant (R. Michel et D. Lonchamp 1963) des roches appartenant à 4 phases éruptives successives : brèches rhyolitiques (phase explosive vulcanienne), tufs rhyodacitiques (phase explosive cinéritique), dacites (dôme-coulée de lave visqueuse) et brèches à ciment dacitique (phase explosive violente).

- conglomérat du Verrucano comprenant des galets de brèche rhyolitique. Ces brèches étant recouvertes par les autres formations volcaniques dans la coupe du Guil, il est évident qu'elles devaient affleurer en d'autres secteurs de cette région avant la formation du Verrucano. Ceci montre l'importance du volcanisme permien dans cette zone.
- quartzites du Trias inférieur.

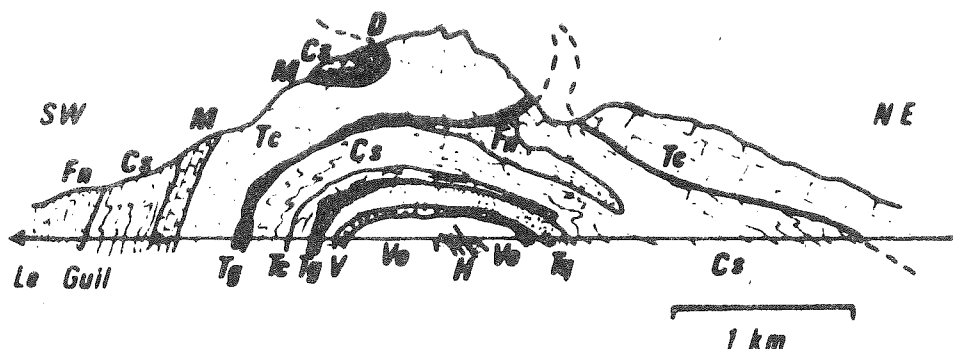


Fig. III.44. Coupe du versant droit de la vallée du Guil entre Guillestre et la Maison du Roy (d'après R. Michel et D. Lonchampt 1963) : Fn, flysch noir ; Cs, Marbre en plaquette du Crétacé supérieur ; M, Malen (marbre de Guillestre) ; D, Dogger ; Tc, calcaires et dolomies du Trias ; Tg, schistes bariolés, gypse et cargneules du Trias ; Tq, quartzites du Trias inférieur ; V, grès et conglomérats du Trias inférieur et du Néopermien ; Vo, complexe volcanique acide ; H, grès du Houiller.

Un âge Permien supérieur est en général proposé pour ces laves. Les dacites et brèches rhyodacitiques contiennent de la magnétite altérée, de l'ilménite mais surtout de la limonite et de l'hématite. R. Michel et D. Lonchampt (1963) ont montré dans ces laves que l'hématitisation a dû se faire immédiatement après la mise en place.

III.A.10.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.45. et III.46.)

Plissement : Le pendage n'est pas mesurable dans les laves ; R. Michel et D. Lonchampt ont montré en effet que les contacts

entre les différents types de roches volcaniques ne sont pas parallèles à la stratification.

Sur le flanc est du pli, le pendage peut être estimé par l'étude de celui des quartzites triasiques. Dans la zone axiale du pli, les déterminations du pendage, faites malheureusement sur des quartzites assez éloignées des laves, donnent des valeurs faibles pour celui ci. Enfin, dans le flanc ouest de l'anticlinal, les déterminations de pendage sont faites là aussi sur des quartzites éloignées des laves ; les plongements relativement forts des couches vers l'Ouest sont donc peu précis.

Indépendamment de ces difficultés, se pose le problème de la détermination du pendage de l'axe du pli. M. Westphal (1973) a choisi un axe de pli plongeant de 15° vers l'WNW ; un tel axe n'est pas inclus dans la stratification dans le flanc ouest du pli, ce qui implique soit que le flanc ouest est lié à un pli de type conique (mais pas le flanc est), soit que ce flanc ouest est seul affecté de déformations secondaires importantes.

Une analyse très détaillée de toutes les données structurales de cet anticlinal m'a permis de préciser le pendage approximatif de cet axe.

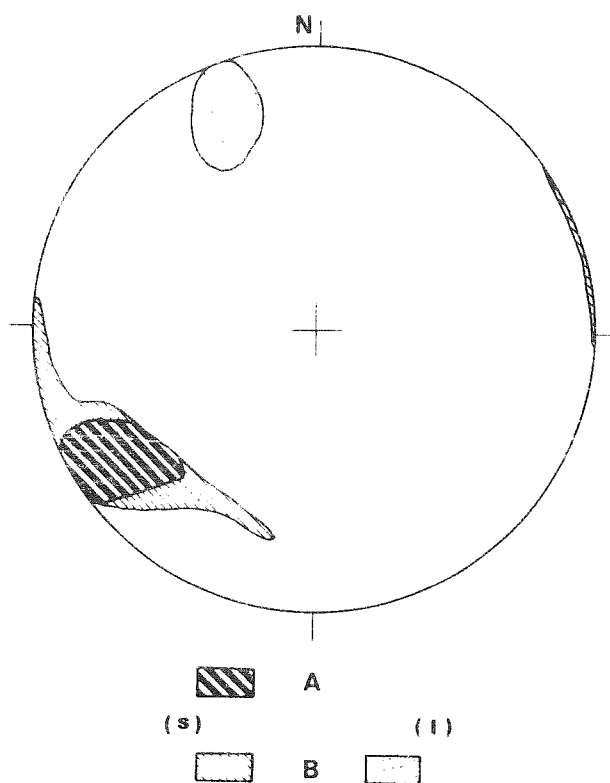
- Si la schistosité est plan axial du pli, l'axe de celui ci doit être inclus dans le plan de schistosité.
- Si la linéation est aussi liée au plissement, elle doit être selon cet axe : linéation b (il est impossible, vu son pendage, qu'elle corresponde ici à un étirement perpendiculaire à cet axe : linéation a)

Page suivante :

Fig. III.45. Normales au plan de schistosité (s) et linéation (l).

Densité des observations : A - plus de 9 % des observations par cône de 6° d'ouverture (au total 70 % des observations).

A et B : plus de 2 % des observations par cône de 6° d'ouverture (au total 95 % des observations).



- Les deux réseaux de diaclases (B. Henry, 1976) formées lors du plissement doivent se recouper selon cet axe de pli.

Page suivante :

Fig. III.46.

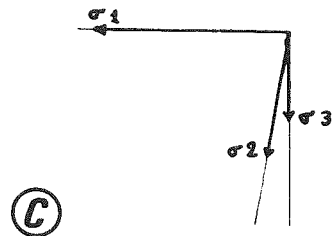
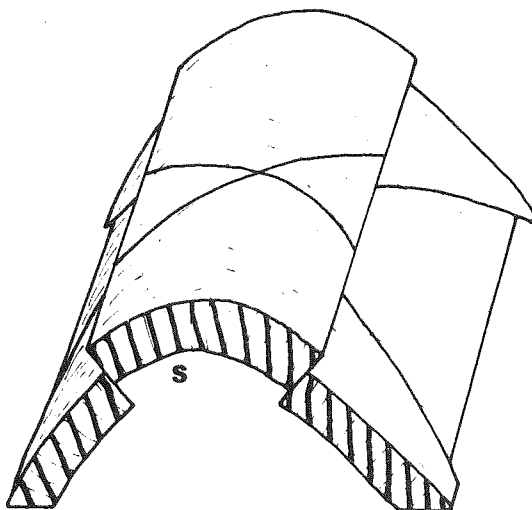
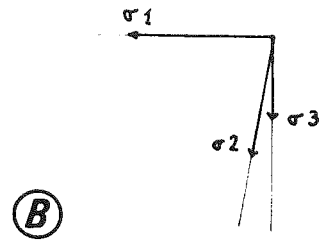
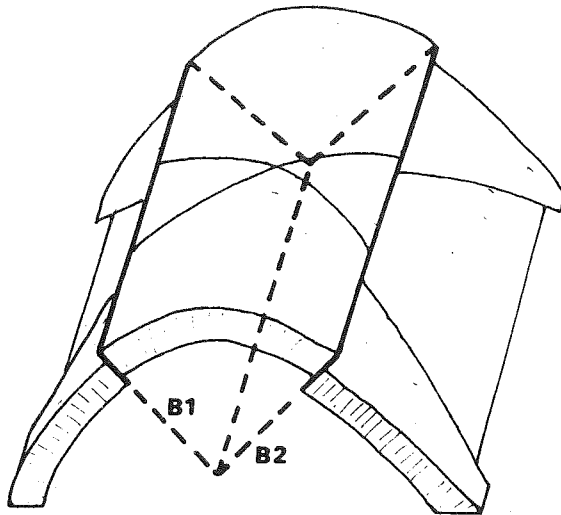
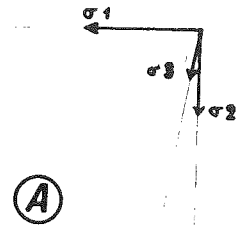
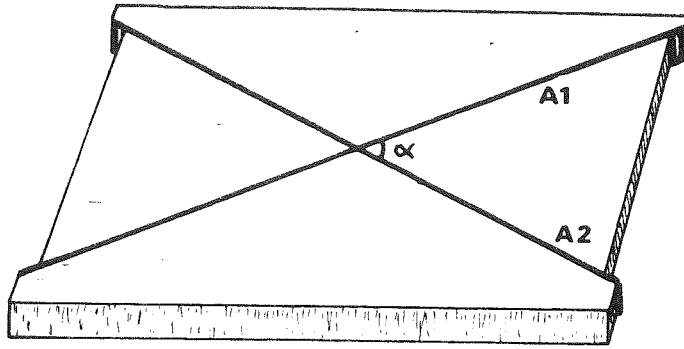
Différents types de déformations visibles dans l'anticlinal du Guil.

Contraintes principales maximales (σ_1), intermédiaires (σ_2) et minimale (σ_3).

A : Microfailles subverticales A_1 (NE-SW) et A_2 (WNW-ESE) ; valeur moyenne de l'angle $\alpha = 55^\circ$.

B : Microfailles B_1 (NNW-SSE) et B_2 (NNW-SSE) pendage moyen pour B_1 et $B_2 = 45^\circ$

C : Schistosité.



La figure III.47. montre que l'orientation possible de cet axe de pli (orientation déterminée par ces 3 analyses différentes) se situe autour d'une direction plongeant d'une quinzaine de degrés vers le NNW. Cette direction coïncide par ailleurs avec la majorité des intersections des pendages déterminés dans les quartzites. L'axe de pli a donc probablement un plongement de 15° vers l'azimuth 330° .

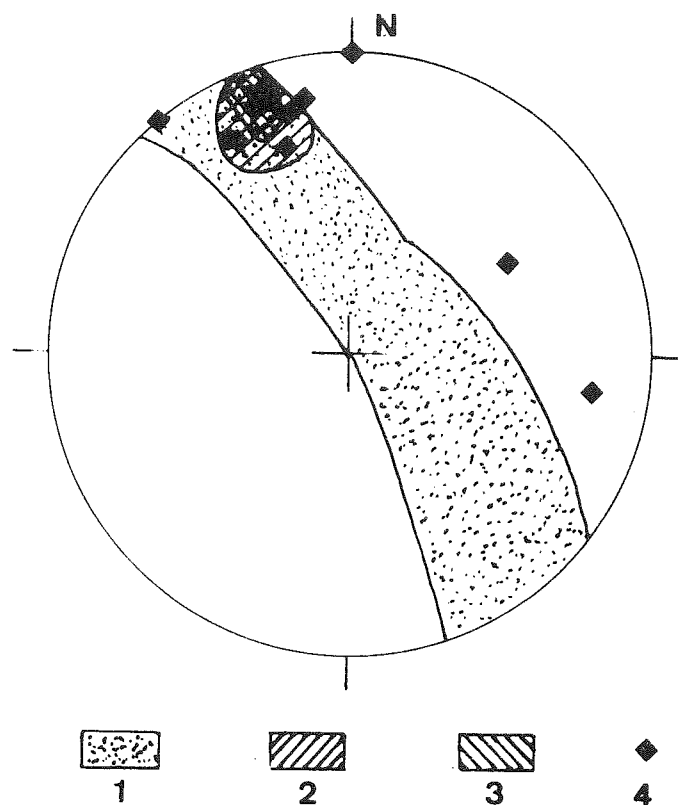


Fig. III.47. Recherche de l'axe de pli

- 1 - Trace de la majorité des schistosités
- 2 - Linéation
- 3 - Intersection des 2 réseaux de diaclases formées après le plissement
- 4 - Intersection des différents pendages mesurés.

Ajoutons que la région ayant subi plusieurs phases tectoniques, des déformations secondaires existent probablement dans cet anticlinal.

Diaclases, failles, schistosités, linéations, déformations internes : L'étude de ces structures a déjà fait l'objet d'une

analyse très détaillée (B. Henry, 1976a). Les figures III.45. et III.46. rappellent simplement l'orientation de la schistosité et de la linéation ainsi que la succession probable des événements tectoniques dans cette série :

- création de microfailles subverticales NE-SW et WNW-ESE.
- plissement avec formation de microfailles NNW-SSE plongeant à 45° vers l'ENE ou vers l'WSW.
- formation d'une schistosité plan axial du pli.

III.A.10.4.) Précision de la correction de pendage

Le pendage lui-même est peu précis ; l'axe de pli n'est déterminé que de façon incertaine et les déformations secondaires éventuelles mal connues. L'imprécision liée à la correction de pendage est donc au moins de 25° et affecte l'inclinaison comme la déclinaison. Il faut considérer aussi que le Houiller est décollé partiellement de son socle (rien ne prouve d'ailleurs que cette série ne soit pas en réalité une nappe) et peut avoir subi des rotations locales. Cette région a d'ailleurs subi des déformations superposées particulièrement complexes. La correction de pendage ne pourrait donc donner ici que des informations sur l'orientation de cette série par rapport aux séries voisines.

III.A.10.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.10.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.48 et planches hors texte I.10., II.10. et III.10.)

Les différents axes forment 3 groupes assez mal définis. Les axes minimaux plongent en moyenne vers l'WSW et les maximaux sont en majorité voisins d'une direction plongeant faiblement vers le NNW.

La correction de pendage augmente très sensiblement la dispersion des axes sauf celle des axes maximaux qui sont voisins de l'axe de pli.

Les valeurs du paramètre f sont assez variables ; elles varient de 0,13 à 0,81 (valeur moyenne 0,40) et montrent une légère prédominance de la foliation sur la linéation.

Les pourcentages d'anisotropie h sont faibles (de 0,1 à 3,6 ; valeur moyenne 1,4).

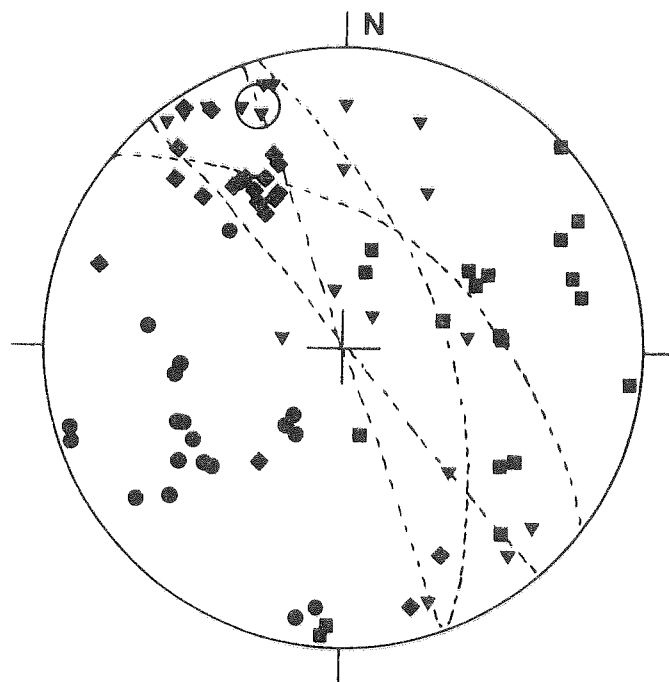


Fig. III.48. Axes principaux de susceptibilité, direction d'aimantation (losanges), linéation (grands cercles vides), et schistosité (projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur).

III.A.10.5.2.) Interprétation

Les valeurs faibles du pourcentage d'anisotropie et la relative dispersion des valeurs du paramètre de forme semblent plutôt indiquer une anisotropie due à la mise en place. Il faut par ailleurs souligner que les axes minimaux ne coïncident pas parfaitement avec les normales au plan de schistosité (angle moyen entre ces directions : 37°), ce qui montre au moins que la formation de la schistosité ne peut pas, à elle seule, expliquer l'origine de cette anisotropie. Dans les 3 échantillons où une linéation est visible, l'axe maximal ne coïncide pas non plus avec cette linéation.

La correction de pendage augmente sensiblement la dispersion des axes principaux de susceptibilité, ce qui montre que l'anisotropie actuelle est apparue au moins pour sa plus grande partie, après le plissement. Les axes minimaux, sont assez voisins des normales à la schistosité.

M	axe de susceptibilité maximale
i	" " intermédiaire
m	" " minimale

(M, i, m et ps représenté dans l'hémisphère inférieur).

Deux hypothèses différentes peuvent être formulées pour expliquer l'origine de l'anisotropie :

- 168

- L'anisotropie mesurée résulte en réalité de la composition de plusieurs anisotropies, dont une serait liée à la schistosité, l'autre étant apparue soit lors de la mise en place des laves (mais ceci est douteux, vu l'augmentation importante de la dispersion des axes lors de la correction de pendage), soit lors d'une phase tectonique antérieure (réseaux de faille) ou postérieure à la schistosité.

Le fait qu'une relation étroite existe dans certains échantillons entre schistosité et axe maximal montre que la seconde hypothèse est plus réaliste. La seconde anisotropie composante est alors plutôt liée à une tectonique post schistosité. Il paraît en effet difficile qu'une faible déformation anté-plissement ait conservé une telle importance par rapport à la schistosité lors de la formation de celle-ci.

Par ailleurs, les valeurs du paramètre f varient relativement régulièrement d'une extrémité à l'autre de cette coupe (Fig. III.50.). Ceci est peut-être à mettre en relation avec l'allure un peu coiffée de ce pli (linéation plus importante dans les secteurs où le rayon de courbure est plus petit).

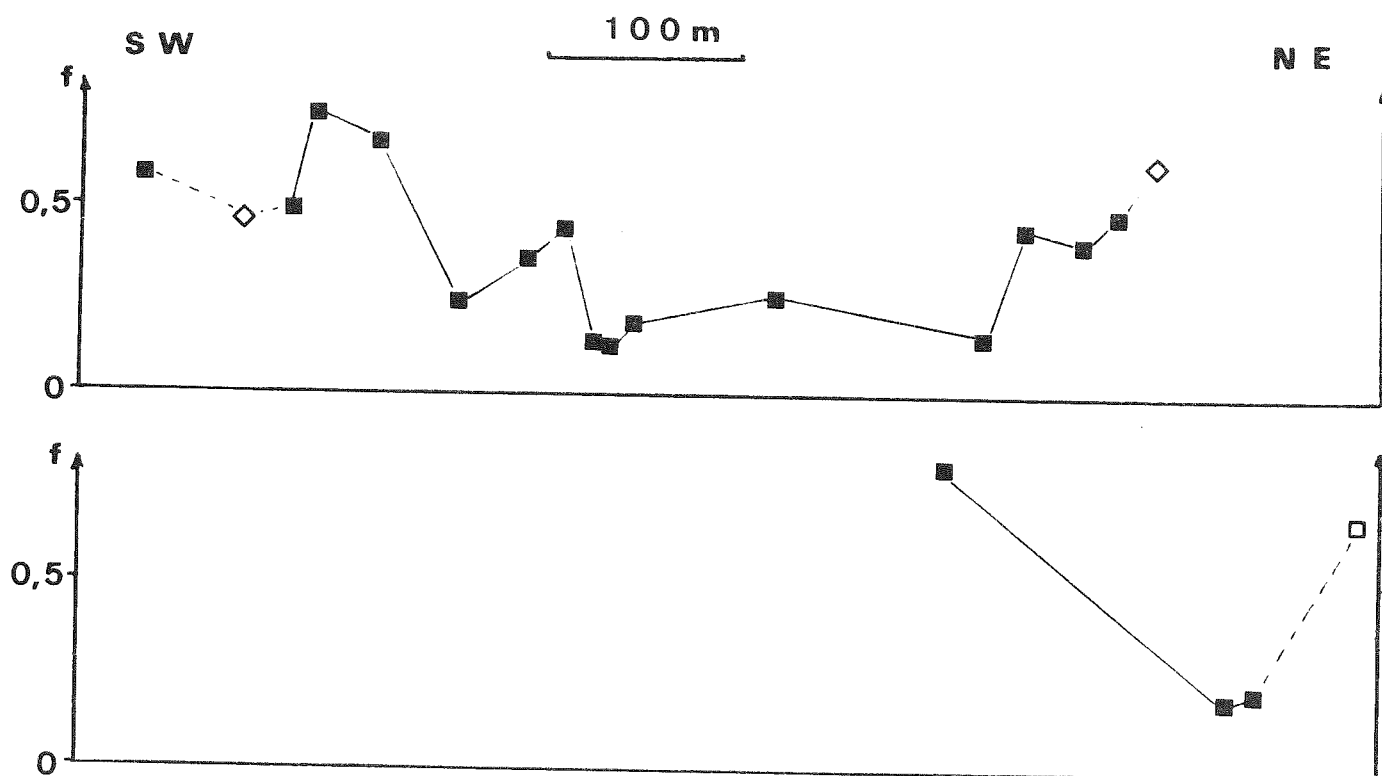


Fig. III.50. Variation de f selon 2 coupes à travers les gorges du Guil (en haut au niveau de la route, en bas au niveau du torrent) losanges vides : échantillons de brèches de faille, carré vide : échantillon de Verrucano.

III.A.10.6.) Aimantation rémanente

III.A.10.6.1.) Travaux antérieurs

Les roches volcaniques du Guil ont fait l'objet de plusieurs études. Les directions obtenues sont les suivantes :

D = 155°, I = -27° (R. Van der Voo et J.D.A. Zijderveld, 1969)

D = 147°, I = -32°, K = 16, $\alpha_{95} = 14^\circ$ (A. Roche et M. Westphal 1969)

D = 155°, I = -35°, K = 23, $\alpha_{95} = 5^\circ$)

après correction de pendage) M. Westphal 1973

D = 156°, I = -19°, K = 30, $\alpha_{95} = 4^\circ$)

Il n'est pas donné de précision sur la localisation des 10 échantillons de la première étude. Les 8 échantillons de la deuxième proviennent tous de la zone axiale du pli. La troisième porte sur 39 échantillons provenant de différentes parties du pli.

III.A.10.6.2.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.10., V.10., VI.10. et VII.10.)

Les aimantations spécifiques varient de 1,4 à 36,9 (valeur moyenne 20,5 ; valeur dans l'échantillon de Verrucano 0,4) 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité est le plus souvent faible (de 0,05 à 13,7 ; valeur moyenne 1,7 ; valeur dans l'échantillon de Verrucano 21,4).

Le coefficient de Koenigsberger varie de 0,7 à 15,3 (valeur moyenne 11,5 ; valeur dans l'échantillon de Verrucano 0,3).

Au cours d'un traitement par champ alternatif, la direction reste stable ou se stabilise après application de champ de 200 Oe. La même stabilité est observée lors des traitements thermiques. L'aimantation toujours importante après 600° C, est portée au moins pour l'essentiel, par des minéraux du type hématite (A. Roche et M. Westphal 1969). Après traitement, la direction moyenne est :

$$\begin{array}{ll} D = 149^\circ & N/N_o = 21/21 \\ I = -25^\circ & K = 6 \\ & \alpha_{95} = 12^\circ \end{array}$$

4 échantillons (dont ceux des microfailles) gardent une orientation différente des autres. Si on les élimine du calcul de la direction moyenne, celle-ci devient :

$$\begin{array}{ll} D = 148^\circ & N/N_o = 17/21 \\ I = -33^\circ & K = 23 \\ & \alpha_{95} = 7^\circ \end{array}$$

Ce résultat est très voisin de ceux obtenus par les précédentes études paléomagnétiques.

Le vecteur aimantation est indépendant des structures magnétiques. Il est par contre le plus souvent très proche du plan de schistosité (Fig. III.49. et III.51.), même dans les échantillons où la schistosité a une orientation locale particulière.

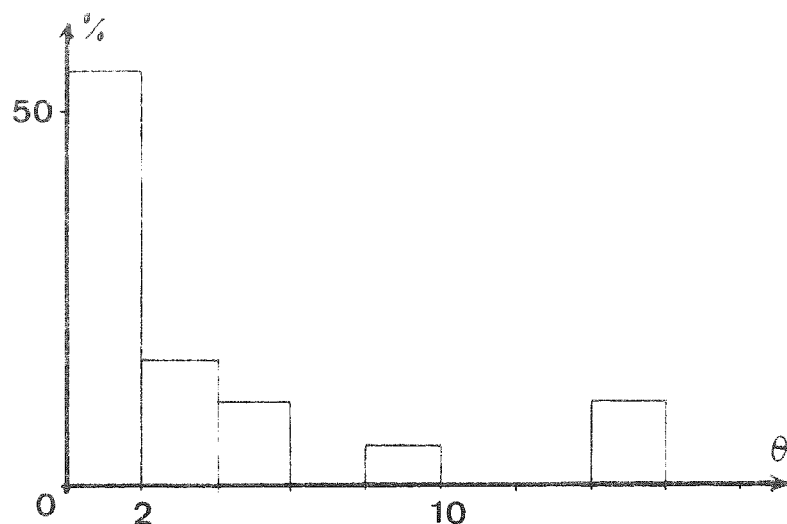


Fig. III.51. Histogramme des valeurs de l'angle θ séparant le vecteur aimantation du plan de schistosité.

La correction de pendage ne modifie pratiquement pas la dispersion des vecteurs aimantation. Avec tous les échantillons, on obtient :

$$N/N_0 = 21/21, D = 151^\circ, I = -7^\circ, K = 8 \text{ et } \alpha_{95} = 11^\circ.$$

En ne considérant que les 17 échantillons qui ont des directions bien groupées, la direction moyenne est définie par :

$$\begin{array}{ll} D = 152^\circ & N/N_0 = 17/21 \\ I = -15^\circ & K = 25 \\ \alpha_{95} = 7^\circ & \end{array}$$

III.A.10.6.3.) Interprétation

L'échantillon prélevé dans le conglomérat Verrucano présente une direction exactement semblable à celle des échantillons de lave, ce qui semble indiquer que l'aimantation n'a été acquise qu'après le dépôt du conglomérat. Mais cette acquisition pour-

rait suivre de peu le dépôt et être due à des phénomènes tardi-volcaniques (fumerolles, circulations hydrothermales) ; ce n'est donc pas un argument (test du conglomérat) définitif pour rejeter les résultats du Guil.

Le test du pli ne peut pas fournir ici de résultats significatifs (vecteurs aimantation voisins de l'axe de pli, existence d'une schistosité de fracture : voir fig. II.24.). Il ne modifie d'ailleurs pratiquement pas la dispersion des axes.

La relation très étroite qui existe entre vecteur aimantation et schistosité montre que l'aimantation a été perturbée par la tectonique. Cette relation existe en effet aussi dans les brèches de faille dans lesquelles l'orientation de l'aimantation ne devrait être qu'aléatoire.

Deux hypothèses différentes peuvent être envisagées.

- l'aimantation mesurée n'a été acquise que lors de la formation de la schistosité. L'indépendance entre son orientation et celle du champ magnétique au Tertiaire (même en admettant une déviation de l'aimantation acquise vers le plan de schistosité) rend cette hypothèse peu vraisemblable. (Fig. III.52.)

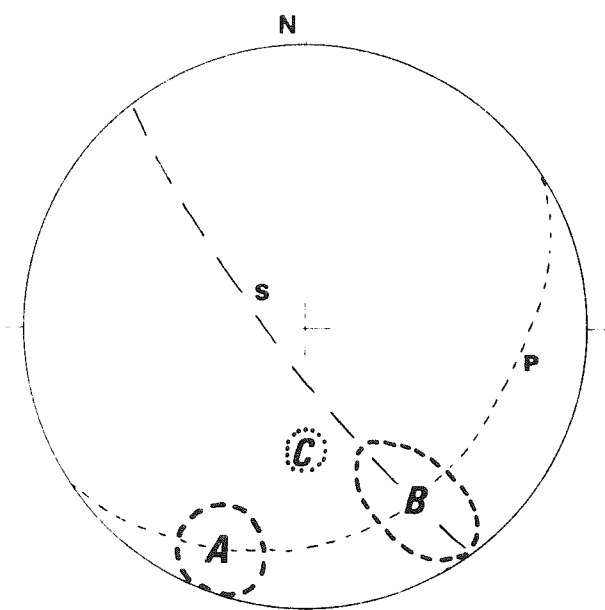


Fig. III.52. Recherche de l'orientation de l'ARN originelle (dans l'hémisphère supérieur)

A : position moyenne de l'ARN permienne dans l'Europe dite stable

B : position de l'ARN du Guil

C : position moyenne de l'ARN au Tertiaire en Europe

s : plan de schistosité

p : plan perpendiculaire au plan de schistosité et passant par A et B.

- La direction de l'aimantation primaire a été perturbée lors de la formation de la schistosité et déviée vers celle ci. Si on admet (?) que ce secteur n'a pas subi de rotations locales, on peut aller plus loin :
- + l'aimantation peut avoir eu cette orientation à l'origine et donc n'avoir pratiquement pas subi de déviation. Elle aurait eu alors une direction très proche de celle obtenue en Italie.
- + L'aimantation pourrait aussi avoir eu l'orientation de celles obtenues dans l'Europe dite stable et avoir été simplement déviée vers le plan de schistosité (Fig. III.52.).

III.A.10.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie et l'aimantation rémanente sont ici en relation avec la déformation.

La succession des événements tectoniques a pu être ici reconstituée :

- formation de deux réseaux conjugués de microfailles
- plissement avec formation de deux réseaux de microfailles,
- formation de la schistosité (il existe une certaine similitude entre les différentes étapes de la déformation dans les anticlinaux du Col d'Hurtières et du Guil).
- phase de compression plus tardive.

La relation très étroite qui existe ici entre schistosité et aimantation rémanente montre que l'aimantation a été perturbée lors de la période alpine. Cette perturbation a eu lieu dans des conditions thermodynamiques (300° C et 4,2 Kbars) et de déformation (schistosité de fracture) qui ne sont pas considérables. Cela montre bien la grande sensibilité de l'aimantation rémanente aux déformations.

Par ailleurs, l'anisotropie de susceptibilité bien que due à la déformation ne coïncide pas avec la schistosité visible. Elle est en partie liée à une déformation plus récente qui n'a pas laissé de traces visibles. Nous avons donc dans ces roches volcaniques un nouvel exemple de la grande sensibilité de l'anisotropie aux déformations.

III.A.11.) Laves trachytiques du Col de la Croix de Fer

III.A.11.1.) Site et échantillonnage

En descendant du Col de la Croix de Fer vers Saint Sorlin

d'Arves, la route traverse plusieurs niveaux de laves. Celles-ci ont été échantillonnées au Sud-Est du lac du Laitalet (6,007° Est, 45,228° Nord). 37 échantillons (taillés en 43 spécimens cubiques) ont été prélevés sur 400 m environ.

III.A.11.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

J. Lameyre (1958) a montré la succession suivante dans cette série dauphinoise :

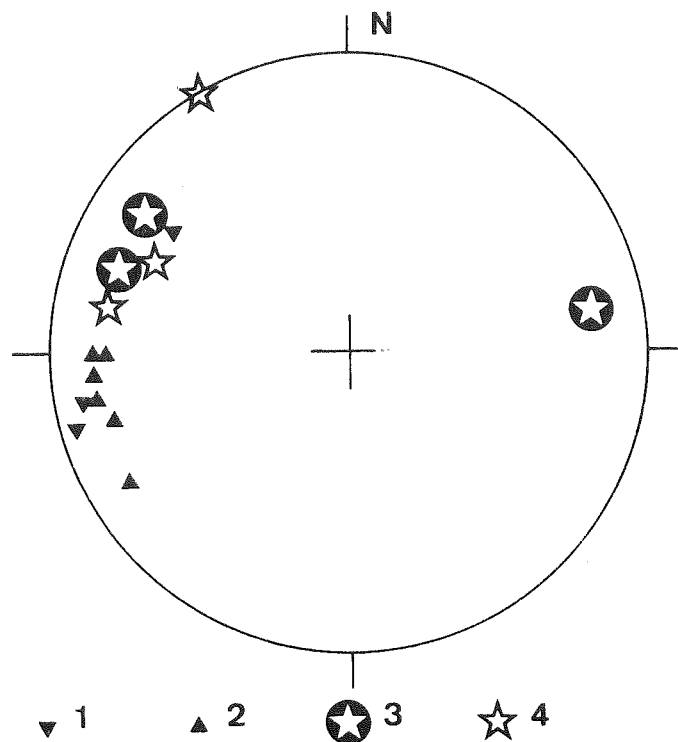
- un conglomérat comprend des niveaux de psammites et de schistes fossilifères (flore du Stéphanien inférieur). La partie supérieure du conglomérat contient des projections rhyolitiques, ce qui date du Stéphanien inférieur le début des émissions volcaniques dans ce secteur
- viennent ensuite les rhyolites et tufs rhyolitiques.
- Des coulées trachytiques se sont épanchées dans le secteur du col de la Croix de Fer et de l'Aiguille Rousse. Ces laves contiennent de l'ilménite et de la pyrite.
- des projections rhyolitiques terminent cette série volcanique.
- le Trias vient en discordance par dessus cet ensemble.

J. Lameyre (1958) estime que les coulées sont probablement stéphanien, sans toutefois exclure la possibilité d'un âge plus récent. La formation de la pyrite (et de l'ilménite ?) ne date probablement que de la période alpine.

III.A.11.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.53.)

Page suivante :

Fig. III.53. Normales à la stratification des séries normale (1) et inverse (2), à la schistosité (3) et aux principaux plans de diaclases (4).



Plissements : Le pendage est souvent très difficile à déterminer avec précision. Ces laves se présentent en effet sous forme de synclinaux à flancs pratiquement isoclinaux et la zone charnière n'est souvent pas visible ; on ne sait donc pas si la série est normale ou inverse. Le seul critère utilisable est donné par la polarité de niveaux plus bréchiques, mais il n'est pas évident que les séquences soient toujours normales dans les brèches.

Les pendages d'axe de pli qui peuvent être déterminés semblent avoir des inclinaisons relativement variables. Il existe enfin des déformations à axe proche de la verticale affectant ces séries.

Diaclases et failles : Le principal réseau de diaclases est orienté NNE-SSW. Il pourrait être lié aux failles qui ont cette orientation et sont visibles au Nord-Est du secteur étudié. Il est postérieur à la schistosité principale (datation relative avec la seconde schistosité non réalisable).

Un autre réseau, bien développé, présente un fort plongement vers l'ESE. Son orientation est très voisine de celle d'une des schistosités, mais aussi de celle des nombreuses failles qui découpent tout ce secteur en de grandes bandes de terrain NNE-SSW.

Il n'est également pas possible de le dater par rapport à la schistosité.

Schistosités, linéations, déformations internes : Une schistosité d'orientation assez régulière (plongeant vers l'ESE), affecte l'ensemble de cette série.

Localement une seconde schistosité (plongeant vers l'W à WSW) est visible.

Mais une chronologie n'a pas pu être établie entre ces 2 schistosités. Elles semblent suivant les endroits être de type fracture à pli-fracture et sont liées à de nombreuses cristallisation de pyrite et d'ilménite.

III.A.11.4.) Précision de la correction de pendage

Le plus souvent, on ne peut déterminer si la série est normale ou inverse ; les axes de pli sont très mal connus ; il existe de plus des déformations à axe vertical dont on ne peut pas apprécier l'ampleur.

Par ailleurs, ces laves ont pu se mettre en place sur un terrain présentant un relief non négligeable.

Une correction de pendage dans un tel site est donc illusoire.

III.A.11.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

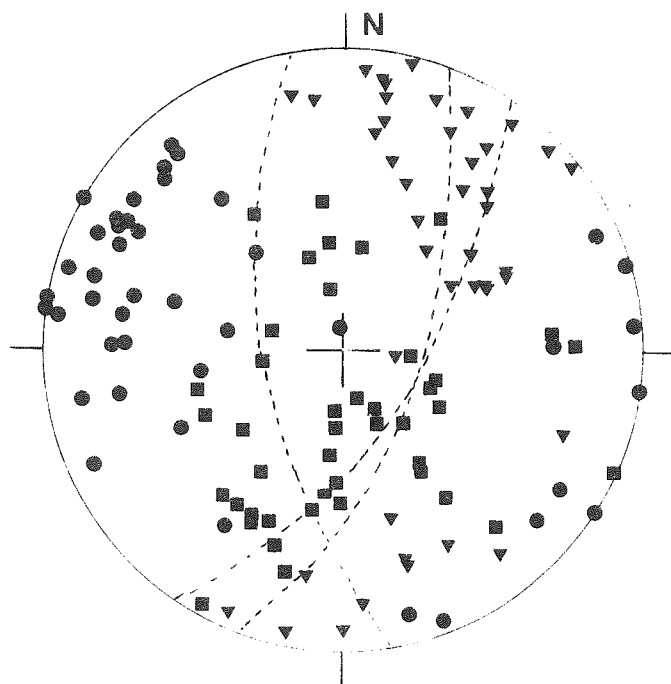
III.A.11.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.54. et planches hors texte I.11., II.11. et III.11.)

Les axes forment 3 groupes avec une dispersion importante à l'intérieur de chaque groupe. Les axes minimaux se placent autour d'une direction, plongeant faiblement vers l'WNW, qui correspond à peu près à l'orientation de la normale à la schistosité principale ; certains axes sont cependant voisins aussi des normales à la stratification. Les axes intermédiaires se dispersent autour d'une direction plongeant fortement vers le SW. Les axes maximaux plongent en moyenne faiblement vers le NNE, ce qui correspond au pendage le plus fréquent des axes de plis, mais aussi à l'intersection schistosité principale-stratification.

La correction de pendage (hypothétique) ne modifie pas la dispersion des axes.

Page suivante :

Fig. III.54. Axes principaux de susceptibilité et schistosités.



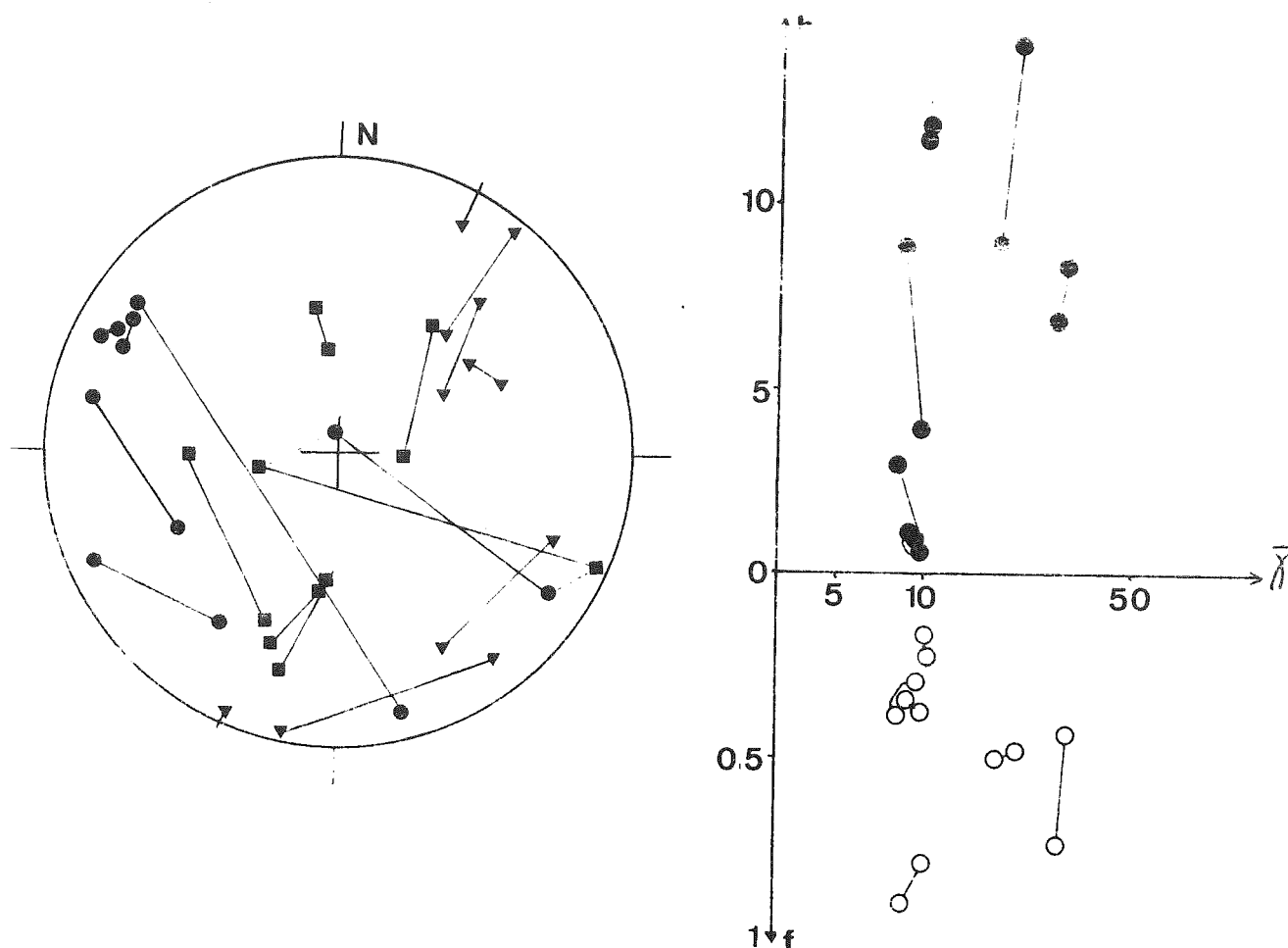
Les valeurs du paramètre f varient de 0,16 à 0,98 mais sont souvent assez proches de la valeur moyenne (0,53).

Les valeurs du pourcentage d'anisotropie h sont souvent faibles, mais certaines valeurs sont au contraire très élevées (valeurs allant de 0,1 à 26,7 ; moyenne 5,4).

Dans les échantillons où 2 cubes ont été taillés, les résultats sont souvent très différents d'un cube à l'autre (Fig. III.55.)

Page suivante :

Fig. III.55. Voir figure III.15. (représentée sans correction de pendage).



III.A.11.5.2.) Interpretation

La majorité des axes minimaux sont en relation avec les normales à la schistosité principale. Les axes maximaux paraissent correspondre à une linéation (axe de pli ou intersection stratification-schistosité). Les valeurs très élevées du paramètre h (alors que la susceptibilité moyenne est modérée) dans certains échantillons paraissent difficilement compatibles avec une anisotropie de mise en place. L'anisotropie est donc plutôt due à la déformation.

Il ne faut cependant pas négliger le rôle des recristallisations. Pyrite et ilménite sont abondantes, principalement dans les plans de schistosité et de diaclases ; elles paraissent postérieures à la formation de ces structures planaires.

La grande dispersion des axes principaux d'anisotropie pourrait donc être liée à ces recristallisations qui "miment" plus

ou moins bien les structures préexistantes. Cependant, il semblerait logique d'observer une dispersion des axes maximaux au moins égale à celle des axes minimaux, ce qui n'est pas le cas ici. Toutes ces observations montrent que l'anisotropie de ces laves ne peut avoir une seule origine, mais que sa partie la plus importante doit être liée à la schistosité principale. Par suite, l'anisotropie secondaire pourrait être liée à la mise en place, ou à la schistosité secondaire ou à une tectonique n'ayant pas laissé de trace visible ; toutefois, la dispersion assez régulière des axes minimaux autour de la normale à la schistosité indique qu'elle est plus probablement en relation avec les cristallisations tardives dans les plans de schistosités.

III.A.11.6.) Aimantation rémanente

III.A.11.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.11., V.11., VI.11. et VII.11)

Les aimantations sont très variables d'un échantillon à l'autre. Les valeurs varient de 0,06 à 153,5 (valeur moyenne 18,9) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité est souvent faible (valeurs allant de 0,01 à 18,5 ; valeur moyenne 4,0).

Le coefficient de Koenigsberger présente aussi des valeurs très variables (de 0,01 à 17,9) ; il est en moyenne (2,7) modéré.

Au cours d'un traitement par champ alternatif, l'aimantation devient très faible dès l'application de 100 Oe et sa direction reste très variable.

La direction est également très instable au cours d'une analyse thermique. L'intensité ne décroît pas régulièrement en fonction de la température, ce qui indique l'existence de plusieurs ensembles de grains à température de blocage différente. Les modifications minéralogiques deviennent très importantes après 500° C.

Ces laves n'ont donc pas d'aimantation stable et ne peuvent fournir de résultat paléomagnétique.

III.A.11.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie est due à la déformation et à des recristallisation tardives. L'aimantation rémanente n'est pas utilisable ici pour une analyse paléomagnétique.

L'étude de ces affleurements a permis de mettre en évidence diverses structures :

- Plissements à axe en moyenne N-S ; la schistosité principale qui est plan axial de ces plis pourrait être liée à ce plissement.
- la seconde schistosité pourrait être probablement liée aux déformations à axe subvertical qui affectent ces laves.
- La formation des différents réseaux de diaclases semble plus tardive.
- Une période de recristallisation (phénomènes hydrothermaux ?) a ensuite affecté toutes ces cassures.

Ces recristallisations sont probablement liées à une mobilisation du Fer des laves.

Contrairement à ce qui avait été observé dans le site avec recristallisation d'Oris-en-Rattier SE, l'anisotropie atteint ici des pourcentages très importants. Cette différence est peut être liée à la présence d'ilménite.

III.A.12.) Laves spilitiques du Lautaret

III.A.12.1.) Site et échantillonnage

La route joignant les cols du Lautaret et du Galibier recoupe une bande de laves spilitiques à environ 2 km du Lautaret.

11 échantillons (taillés en 12 spécimens cubiques) ont été prélevés sur 10 m (coordonnées 6,259° Est et 45,039° Nord).

III.A.12.1.) Cadre géologique et histoire de la formation

La coupe de cette série ultra-dauphinoise est en grande partie masquée par de la végétation. On y distingue :

- des terrains attribués au Rhétien (carte géologique La Grave 1/50 000, 1976),
- des laves spilitiques riches en pyrite,
- au delà d'une zone de végétation, des calcaires jaunâtres (Lias moyen) également pyritisés.

Dans cet affleurement il n'est pas possible de déterminer si ces laves forment une coulée ou si il s'agit d'un sill (plus au Nord-Ouest, des coulées sont interstratifiées dans le Lias). La formation de pyrite date de la période alpine.

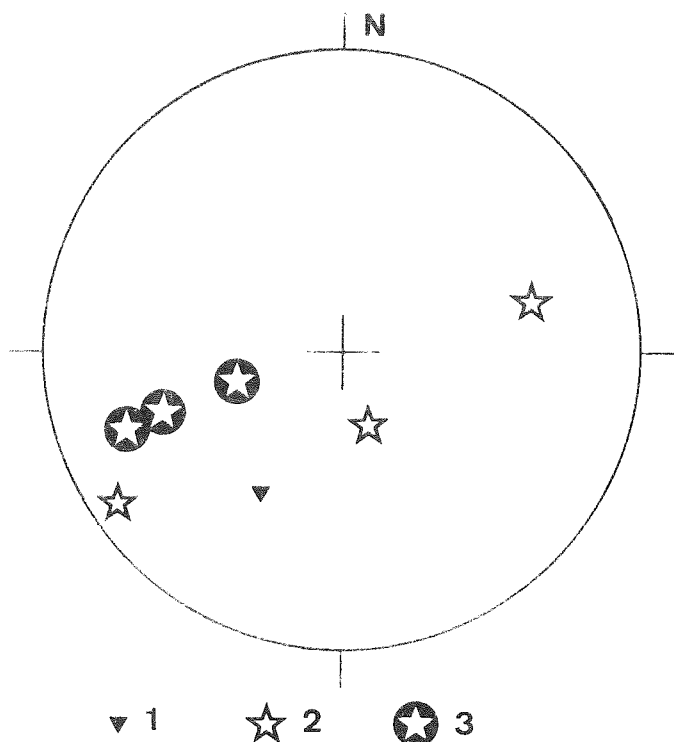


Fig. III.56. Normales à la stratification (1), aux diaclases (2) et à la schistosité (3).

Plissements : L'étude de cet affleurement ne permet de déterminer qu'un pendage approximatif. En effet :

- il n'est pas certain qu'il s'agisse de coulées.
- le contact avec le Rhétien montre des traces de broyage et pourrait donc n'être que tectonique (et par conséquent pas obligatoirement parallèle à la stratification).

Le pendage de ce contact est de 45° vers le NNE.

Par ailleurs, ce secteur montre des traces de déformations superposées dont les axes sont mas connus. La tectonique cassante tardive a sans doute provoqué des basculements de certains blocs.

Diaclases et failles : La disposition des affleurements ne permet pas ici d'observer toutes les orientations possibles des diaclases et failles.

Un premier réseau plongeant en moyenne très fortement vers l'ENE, est antérieur à la schistosité.

Deux autres systèmes de fractures, un plongeant faiblement

vers le NNW et l'autre fortement vers l'WSW, sont postérieurs à la schistosité. Ils comprennent tous deux des failles normales et pourraient correspondre à une extension.

Schistosité, linéation, déformations internes : Une schistosité de fracture est bien visible dans ces laves. Elle montre des variations d'orientation qui paraissent liés à des basculements de certains blocs de lave (l'orientation est relativement constante à l'intérieur d'un même bloc - limité par des diaclases ou failles -).

Près des diaclases antérieures à la schistosité, cette dernière est plus intense et devient pratiquement une schistosité de flux. Les diaclases sont alors plissotées, ce qui met en évidence une déformation interne de la roche.

III.A.12.4.) Précision de la correction de pendage

Le pendage et la polarité des couches ne sont pas certains ; quelques panneaux de lave ont subi des basculements ; les axes de plissement sont inconnus dans ces roches qui ont par ailleurs subi une déformation interne.

Cette série qui est allochtone risque d'avoir subi des rotations durant les mouvements tectoniques.

La correction de pendage qui peut être réalisée ici (rotation autour d'un axe horizontal en supposant que la série est normale) n'a donc pratiquement pas de sens.

III.A.12.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.12.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III.57. et planches hors texte I.12., II.12. et III.12.)

L'orientation des axes est très cohérente à l'intérieur de chaque compartiment de lave (délimité par des diaclases ou failles). Les axes minimaux coïncident avec les normales à la schistosité. Les axes maximaux ont une orientation relativement constante dans tout l'affleurement.

Les valeurs du paramètre f sont également très constantes à l'intérieur de chaque compartiment ; elles vont de 0,16 à 0,56 (valeur moyenne 0,40) montrant une prédominance de la foliation sur la linéation.

Le paramètre h a des valeurs allant de 5,3 à 11,3 (valeur

moyenne 7,9) assez élevées.

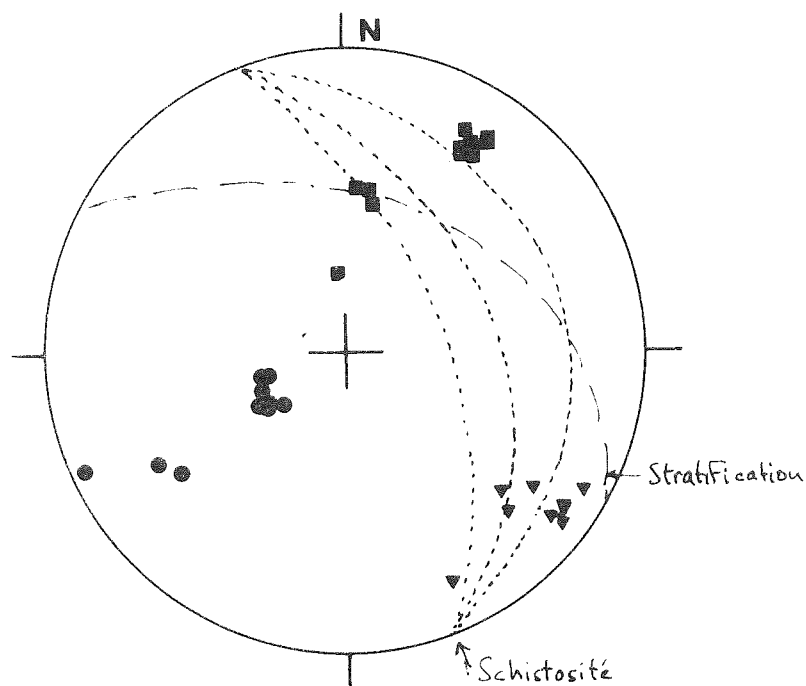


Fig. III.57. Axes principaux de susceptibilité, stratification et schistosité.

III.A.12.5.2.) Interprétation

Les axes minimaux correspondent étroitement aux normales à la schistosité. Les valeurs du paramètre f sont peu variables et celle du pourcentage d'anisotropie relativement élevées. L'anisotropie est donc due à la déformation. Les basculements de panneaux de lave ne peuvent pas être datés avec certitude par rapport à la schistosité, mais il est par contre très probable que l'axe de rotation de ces basculements soit voisin des axes maximaux (qui sont les mieux groupés).

La cohérence des résultats montre par ailleurs que les cristallisations tardives de pyrite n'ont pas de rôle important dans l'orientation de l'anisotropie de la roche.

III.A.12.6.) Aimantation rémanente

III.A.12.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.12., V.12., VI.12. et VII.12.)

Les aimantations spécifiques sont le plus souvent très faibles elles vont de 0,1 à 3 (valeur moyenne 0,6) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité, qui n'a pu être estimée que dans 3 échantillons (valeurs 35,0, 21,7 et 18,7) est importante.

Le coefficient de Koenigsberger est très faible ; ses valeurs sont de l'ordre de 0,03 à 0,3 (valeur moyenne 0,09).

Au cours d'un traitement par champ alternatif, l'aimantation spécifique diminue fortement dès l'application de champs modérés. Dans le seul échantillon où la direction reste à peu près significative pendant le traitement, le vecteur aimantation ne semble plus beaucoup varier après application d'un champ de 200 Oe ; il est à ce moment là pratiquement inclus dans le plan de schistosité. Comme L. Daly (1970) l'avait observé dans les roches métamorphiques, l'aimantation semble évoluer vers le plan de schistosité au cours du traitement par champ alternatif.

III.A.12.7.) Synthèse des résultats

Anisotropie et sans doute aimantation rémanente sont en relation avec la déformation.

La succession de trois événements tectoniques a pu ici être reconstituée :

- formation d'un réseau important de diaclases,
- déformation majeure donnant la schistosité,
- nouvelle fracturation amenant également des basculements de blocs.

Ce dernier événement correspond probablement aussi à une période de mobilisation du Fer qui aboutit à la formation de pyrite. Il existe pourtant une très faible aimantation rémanente qui semble en relation avec le plan de schistosité. Contrairement à ce qui a été observé à Oris-en-Rattier SE, la recristallisation de pyrite ne s'accompagne pas ici d'une grande dispersion des axes ou de faibles valeurs du pourcentage d'anisotropie.

III.A.13.) Laves spilitiques d'Auris en Oisans

III.A.13.1.) Site et échantillonnage

Dans la Combe Gillarde à 300 m environ en dessous du Col de Cluy, sont visibles 3 coulées de laves spilitiques. Au point 5,964° Est, 45,057° Nord, 24 échantillons (taillés en 28 spécimens cubiques) ont été prélevés sur 30 m dans les deux coulées visibles au Nord-Ouest de l'affleurement.

III.A.13.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

La coupe synthétique de cette série dauphinoise qui peut être établie pour ce secteur (M. Bornuat 1962) comprend à la base du Houiller surmonté de cargneules triasiques.

Au niveau de la zone échantillonnée, peut être observée la suite de la série :

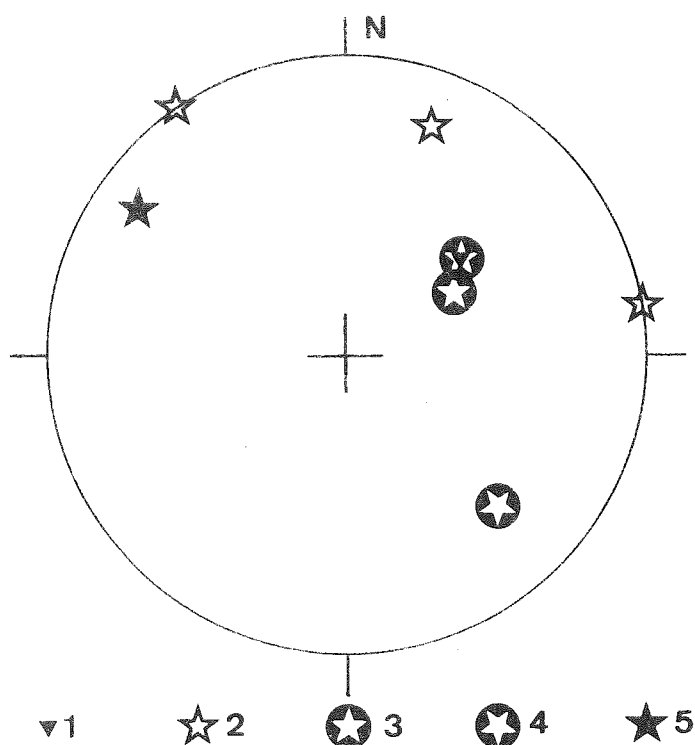
- des brèches à éléments de schistes lie de vin (Rhétien ?) et des calcaires,
- une première coulée de laves spilitiques vertes avec des vacuoles de calcite déformées et de grands cristaux de chlorite,
- une seconde coulée est noire avec un aspect saccharoïde,
- après une zone de végétation affleure une troisième barre de lave,
- enfin, le Lias apparaît localement au milieu de la végétation plus bas dans la pente.

Les laves contiennent de la limonite. Elles représentent des coulées du Lias inférieur.

III.A.13.3.) Structures d'origine tectonique (fig. III.58.)

Page suivante :

Fig. III.58. Normales à la stratification (1), aux diaclases (2), aux schistosités principale (3) et tardive (4), et linéations (5).



Plissements : Le pendage apparent de la série, visible vers les coulées de base est de 40° vers le SW. La série étant inverse, le pendage réel est de 140° vers le NE. L'axe majeur de pli est inconnu. La série est affectée par des déformations superposées.

Diaclases et failles : Un réseau de diaclases antérieur à la schistosité principale, montre un microplissement important lié à cette dernière ; il devait être à peu près perpendiculaire à la stratification avant sa déformation.

Les autres diaclases visibles présentent principalement 3 autres orientations. Elles sont postérieures à la schistosité principale, mais n'ont pas pu être datées par rapport à la schistosité tardive.

Schistosités, linéations, déformations internes : Une schistosité de flux avec une linéation d'étirement associée affecte la coulée de base. Dans la seconde coulée, elle est beaucoup moins nette, bien que la déformation soit aussi importante que dans la première. Cette schistosité est affectée par de légères déformations qui paraissent en relation avec une schistosité de fracture tardive très fruste, visible localement.

Cette série d'Auris en Oisans permet une étude semi-quantitative des déformations.

Dans la seconde coulée, les diaclases anté-schistosité principale sont plissées. Il est donc possible de les déplisser et de déterminer le rapport entre la distance séparant 2 points de la diaclase avant et après plissement. Dans le cas présent, les diaclases anciennes étant à peu près perpendiculaires à la schistosité, ce rapport caractérise le raccourcissement maximal subi par la série qui est ici de l'ordre de 2,7. Des déformations et dissolutions sont possibles dans le remplissage de calcite de la diaclase. La valeur obtenue pour le raccourcissement est donc minimale.

Dans la coulée de base des bulles dans les laves (avec un remplissage de calcite) ont été déformées. En supposant que leur forme initiale était statistiquement sphérique (ce qui est pratiquement le cas dans quelques autres gisements), leur étude permet de déterminer l'ellipsoïde de déformation. Pour cela, (Fig. III.59.) les dimensions de ces bulles dans chaque face du cube sont mesurées selon 4 directions (les deux arêtes et les deux diagonales). Dans les faces XY et XZ du cube pour chaque bulle, les 4 dimensions sont ensuite multipliées ou divisées par un même nombre pour que la dimension selon X soit égale à 1 cm ;

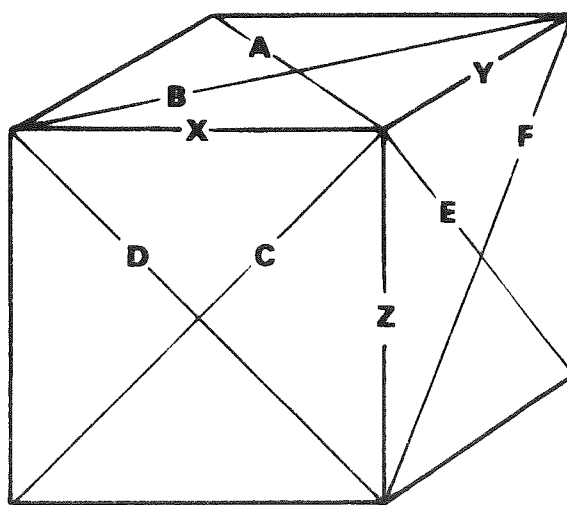


Fig. III.59. Directions selon lesquelles les bulles dans les laves ont été mesurées sur les cubes échantillons.

les dimensions moyennes selon Y, Z et les diagonales des faces XY et XZ (direction A, B, C, et D sur la figure III.59.) peuvent alors être calculées : valeurs x (égale à 1), y, z, a, b, c et d respectivement selon les directions X, Y, Z, A, B, C et D. Dans la face YZ, les 4 dimensions de chaque bulle sont multipliées ou divisées par la même valeur de façon à ce que la dimension selon Y soit égale à y : valeurs moyennes z', e et f respectivement selon Z, E et F. Si les mesures ont été faites avec suffisamment de précision et si la déformation est homogène dans le cube, on trouve $z = z'$.

A partir des valeurs x, y, z, a, b, c, d, e et f, il est possible de déterminer le tenseur de l'ellipsoïde de déformation. Le calcul permet ensuite de déterminer la forme et l'orientation de cet ellipsoïde. Ce dernier est certainement très proche de celui de la véritable déformation pour sa forme et son orientation, mais il ne reflètent sans doute qu'imparfaitement l'intensité de la déformation dans les laves ; il semble en effet peu probable que des "billes" de calcite aient subi exactement le même étirement que la lave qui les englobait.

Les résultats obtenus avec les 6 cubes prélevés dans la coulée de base confirment que la déformation est liée à la schistosité et à la linéation. Le tableau suivant présente les données concernant la forme et l'intensité de la déformation dans ces 6 cubes, calculées avec les mêmes paramètres que pour l'anisotropie de susceptibilité.

Echantillon	M	i	m	f _A	f _B	h _A	h _B
22a	2°	4°	4°	0,40	0,40	16,8	194
22b	15°	15°	6°	0,39	0,33	15,7	164
23a	4°	3°	4°	0,38	0,38	18,7	126
23b	7°	7°	4°	0,39	0,30	17,9	103
24a	5°	2°	7°	0,29	0,31	17,5	142
24b	24°	27°	28°	0,31	0,23	18,6	141

Tableau III.60. Ecart entre l'orientation des axes principaux de même nom, maximal (M), intermédiaire (i) et minimal (m) dans les ellipsoïdes de susceptibilité magnétique et de déformation ; paramètres f et h dans les ellipsoïdes de susceptibilité magnétique (A) et de déformation (B).

III.A.13.4.) Précision de la correction de pendage

Le pendage lui-même n'est pas toujours connu avec précision. L'axe du pli principal et des déformations secondaires n'ont pas pu être observés. La correction de pendage ne saurait donc être ici qu'une approximation.

Enfin, ces roches ont subi une déformation interne importante qui fausse complètement cette correction de pendage. Bien que l'ellipsoïde de déformation ait pu être estimé, le mécanisme intime de cette déformation n'est pas suffisamment connu ; il n'est donc pas possible d'en corriger les effets.

III.A.13.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.A.13.5.1.) Présentation des résultats (Fig. III. 61. et planches hors texte I.13., II.13. et III.13.)

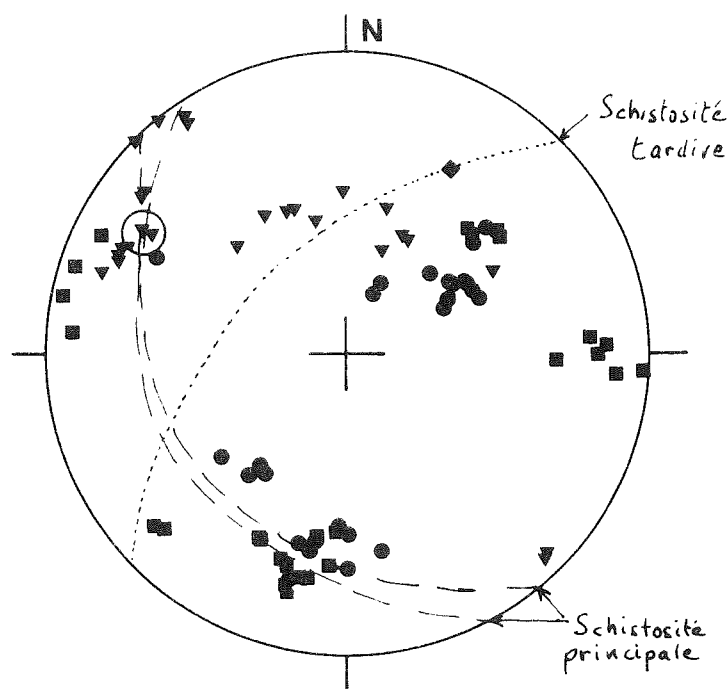


Fig. III.61. Axes principaux de susceptibilité, direction d'aimantation (losanges), linéation (grand cercle vide) et schistosités.

Dans la coulée de base, les axes coïncident étroitement avec les structures visibles. Le tableau III.60. montre les écarts entre les axes de même nom déterminés par l'étude de l'ellipsoïde de déformation et de celui de susceptibilité magnétique.

Dans la deuxième coulée, la dispersion est plus grande ; ils forment 3 groupes contenant chacun des axes principaux différents.

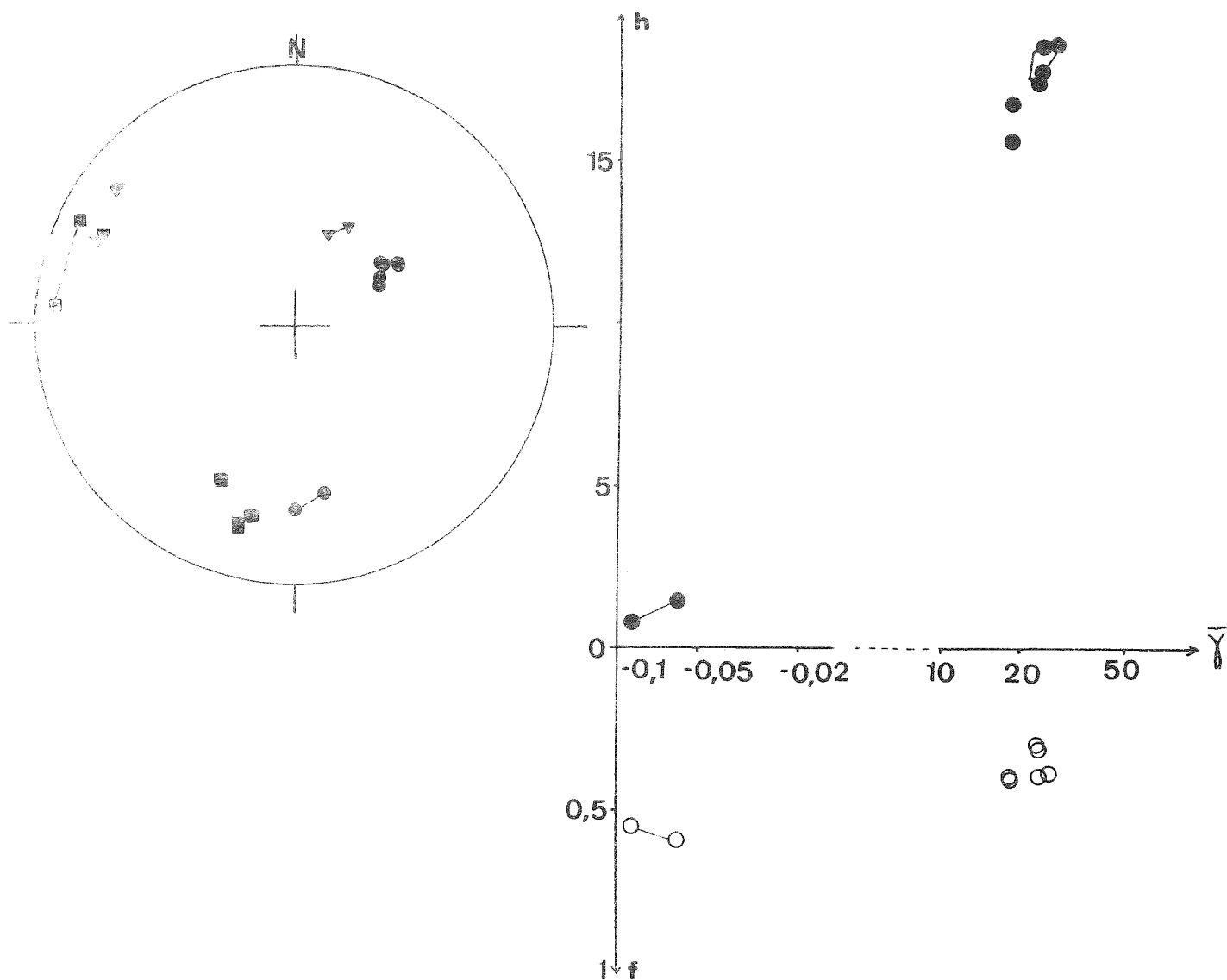
Les valeurs du paramètre f montrent une prédominance de la foliation sur la linéation ; elles varient de 0,08 à 0,61 (valeur moyenne 0,39). Le tableau III.60. montre que dans la coulée de base, elles sont très voisines de celles obtenues pour l'ellipsoïde de déformation.

Les pourcentages d'anisotropie h ont des valeurs faibles quand la susceptibilité moyenne est faible ; les valeurs sont beaucoup plus importantes dans les échantillons où la susceptibilité est plus forte. Elles vont de 0,06 à 18,7 (valeur moyenne 5,2). Dans la coulée de base, les valeurs de h sont de 5 à 12 fois plus faibles dans l'ellipsoïde des susceptibilités que dans l'ellipsoïde des déformations, ce qui est normal puisque l'anisotropie de susceptibilité dépend aussi de la minéralogie magnétique.

Dans les échantillons où 2 cubes ont été taillés, les résultats (Fig. III.62.) sont très semblables. L'échantillon 12, où les résultats sont les plus différents, a une très faible anisotropie et l'écart observé pourrait être due simplement à l'imprécision des mesures (comme je l'ai vérifié en effectuant trois mesures successives du même cube).

Page suivante :

Fig. III.62. Voir figure III.15. (représentée sans correction de pendage).



III.A.13.5.2.) Interprétation

L'étroite relation qui existe entre ellipsoïdes de susceptibilité et de déformation dans la coulée de base montre que l'anisotropie ne peut être ici que d'origine tectonique et qu'elle est liée à la schistosité principale.

Cependant, dans les autres coulées, les axes minimaux sont indépendants des normales à la schistosité principale, un de ces axes est même proche de la linéation. Certains axes maximaux sont apparemment sans relation avec cette dernière, mais ils sont alors très voisins du plan de schistosité tardive.

Mais aucune de ces deux schistosités ne paraît expliquer la

position de ceux des axes minimaux qui plongent assez faiblement vers le Sud. Il faut donc envisager soit que ces axes sont en relation avec la schistosité tardive (qui aurait donc le plus souvent une orientation différente de ce qui a été observé), soit que ces axes sont liés à un phénomène tectonique qui n'a pas laissé de trace visible. Ajoutons qu'une modification minéralogique aurait pu provoquer des permutations d'axes principaux et augmenter la dispersion des axes.

III.A.13.6.) Aimantation rémanente

III.A.13.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.13., V.13., VI.13. et VII.13.)

Les aimantations spécifiques sont très faibles ; elles varient de 0,01 à 0,6 (valeur moyenne 0,1).

La viscosité n'a pu être déterminée que dans 2 échantillons ; les valeurs sont élevées (19,3 et 22,1).

L'erreur possible sur les mesures de l'aimantation rémanente comme de la susceptibilité moyenne rend les valeurs du coefficient de Koenigsberger calculées très peu significatives. Elles sont très faibles avec seulement 4 valeurs significatives supérieures à 0,5.

Les deux seules directions significatives sont très voisines ($D = 210^\circ$, $I = -32^\circ$ et $D = 205^\circ$, $I = -31^\circ$).

Au cours d'un traitement par champ alternatif, l'aimantation reste stable en direction comme en intensité. (la correction de pendage (?) nous donne une direction définie par $D = 96^\circ$, $I = 66^\circ$).

Par contre au cours d'un traitement par chauffe, l'aimantation spécifique devient très faible dès 300° C et la direction semble légèrement varier.

Le vecteur aimantation semble indépendant des structures magnétiques, de la schistosité principale et de la linéation visible. Par contre, il se situe dans le plan de schistosité tardive. L'aimantation ne date donc peut être que de la formation de cette dernière.

III.A.13.7.) Synthèse des résultats

L'anisotropie est pour l'essentiel en relation avec la déformation majeure. Dans la coulée de base, la forme et l'orientation

des ellipsoïdes d'anisotropie de susceptibilité et de déformation sont très semblables. Mais dans quelques échantillons, elle a été perturbée lors de la formation de la schistosité tardive. L'aimantation rémanente serait aussi en relation avec cette schistosité tardive.

La succession d'évènements tectoniques reconstituée à partir de l'étude de cet affleurement est :

- formation d'un réseau de diaclases,
- phase majeure de déformation avec apparition d'une schistosité et d'une linéation de flux,
- fracturation et formation d'une schistosité tardive.

III.A.14.) Complexe volcanique du Marinet

III.A.14.1.) Site et échantillonnage

Les lacs du Marinet sont situés au voisinage de roches volcaniques (dacites et tufs rhyodacitiques) qui ont été échantillonnées en 4 sites :

- Site A : 6,730° Est, 44,561° Nord, 7 échantillons de dacites (dont un a été divisé en 9 cubes) prélevés sur 10 m ;
- site B : 6,732° Est, 44,561° Nord, 6 échantillons de dacites (dont un a fourni 8 cubes) et 2 échantillons de tufs rhyodacitiques provenant d'un secteur de 30 m ;
- site C : 6,728° Est, 44,565° Nord, 6 échantillons de tufs rhyodacitiques (dont un taillé en 10 cubes) choisis sur 10 m
- site D : 6,725° Est, 44,564° Nord, 8 échantillons de tufs rhyodacitiques (dont un a été scié en 12 cubes) dans une vingtaine de mètres.

III.A.14.2.) Cadre géologique

La série briançonnaise étudiée forme ici une bande de terrains très déformés. Une coupe synthétique (M. Gidon 1962) comprendrait du bas vers le haut :

- l'assise conglomératique de la Blachière,
- des tufs rhyodacitiques verts et quelques niveaux de dacites violacées, d'âge supposé Permien (par analogie avec ce qui est visible dans les gorges du Guil et dans le vallon de la Ponsonnière). Les faciès violacés sont riches en hématite.
- les conglomérats du Verrucano et les quartzites triasiques.

Cependant le contact Assise de la Blachière - complexe volcanique n'est visible nulle part, et cette succession n'est que très probable.

III.A.14.3.) Structures d'origine tectonique (Fig. III.63.)

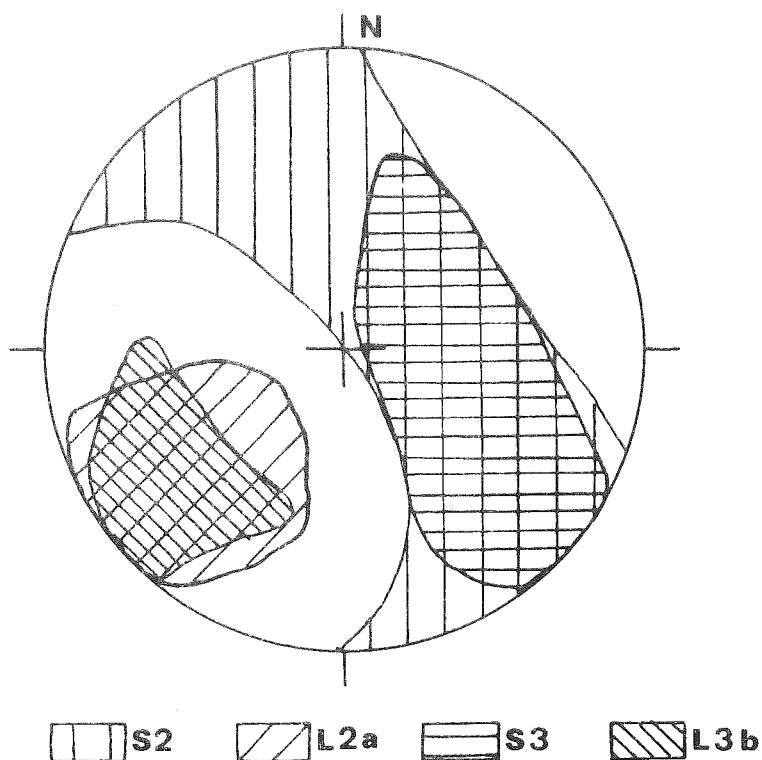


Fig. III.63. Normales à la schistosité 2 (S2) et à la schistosité 3 (S3) et linéations 2a (S 2a ; zone de densité maximale contenant 80 % des observations) et 3b (L3b).

Ces laves ont été déformées au moins 4 fois.

Déformation 1 : formation d'une schistosité 1 qui n'est plus visible actuellement que par des éléments étirés de lave dans les charnières des plis 2.

Déformation 2 : apparition d'une schistosité 2 de flux avec une linéation d'étirement 2a très marquée ; un plissement 2 visible par quelques rares charnières de pli, donne localement une linéation 2b d'axe de pli.

Déformation 3 : plissement 3 important donnant une linéation 3b axe de pli très nette ; une schistosité de fracture apparaît dans quelques secteurs.

Des fractures avec quartz, formées après la schistosité 2, sont déformées par les plis 3.

Déformation 4 : déformation à grand rayon de courbure, avec jeu de faille. Des cassures à plongement SE et verticales WW-ESE datent probablement de cette déformation 4.

La figure III.64. schématise ce qui est observable dans le site A.

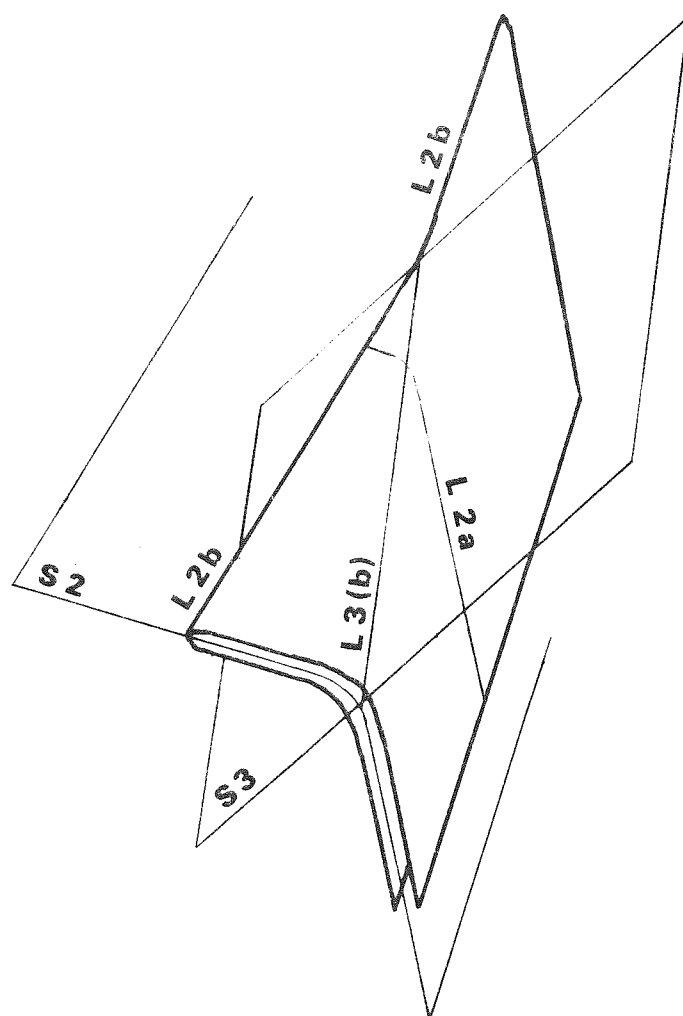


Fig. III.64. Déformations observées dans le site A du Marinet.

III.A.14.4.) Précision de la correction de pendage

Le contact des tufs avec le Verrucano (400 m au Sud-Est des sites A et B) montre que le toit du complexe volcanique est ici en série inverse et plonge d'environ 100° vers le NE. Plus au

Nord, le contact tufs-quartzites est un contact tectonique (jalonné par des écaïlles de Verrucano). Le pendage de ce contact donne pour le complexe volcanique un plongement probable d'environ 120° vers le Nord pour le site C et voisin de 100° vers le NNE pour le site D.

Dans le complexe volcanique lui-même, au site A, un contact de tufs-dacites présente un plongement de 65° vers l'WSW, mais pour ce contact rien ne nous dit si la série est normale ou inverse et si la surface de contact était horizontale lors de sa formation (les épanchements dacitiques, souvent très visqueux, et les tufs présentent souvent des surfaces irrégulières ; ces dacites pourraient d'ailleurs être en sill ou en dyke).

La comparaison des observations pour les sites A et B conduit à admettre un pendage possible de l'ordre de 115° vers l'ENE (valeur d'après le contact tufs-dacites considéré en série inverse comme le contact Verrucano-tufs).

L'intensité des déformations rend cependant cette correction de pendage peu sûre.

III.A.14.5.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

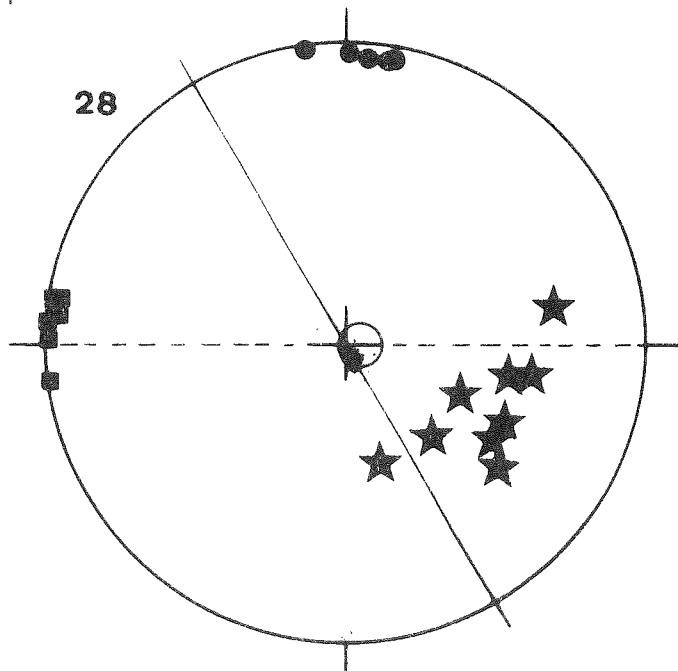
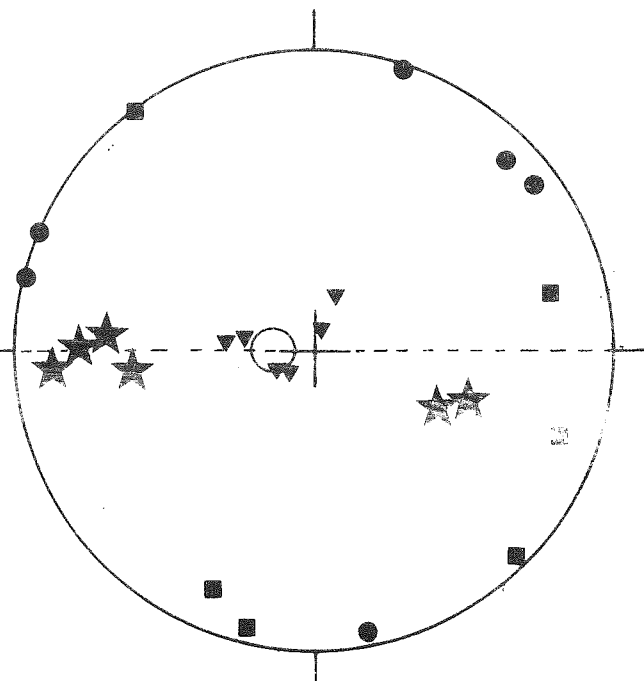
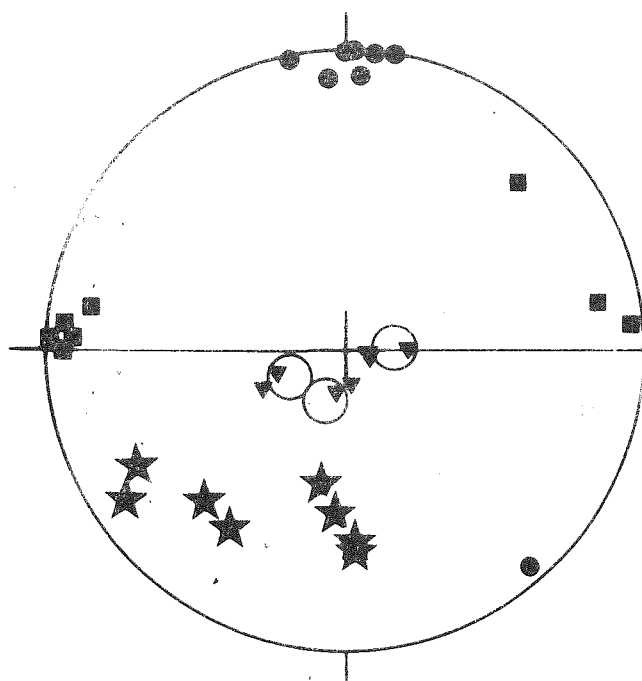
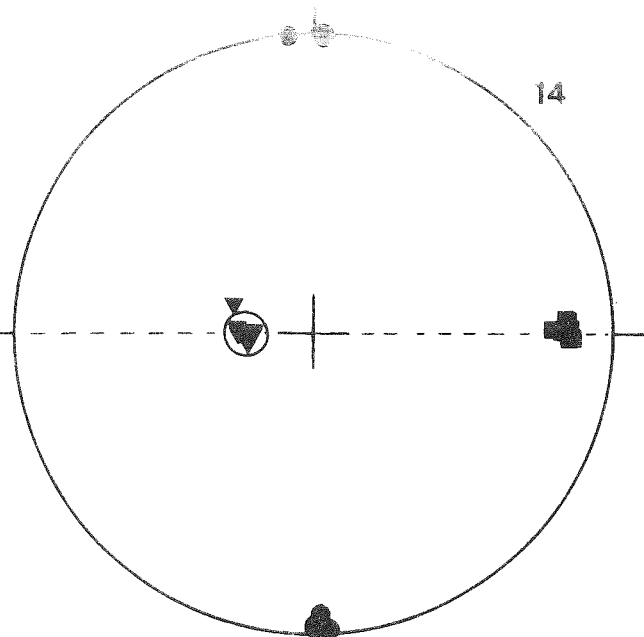
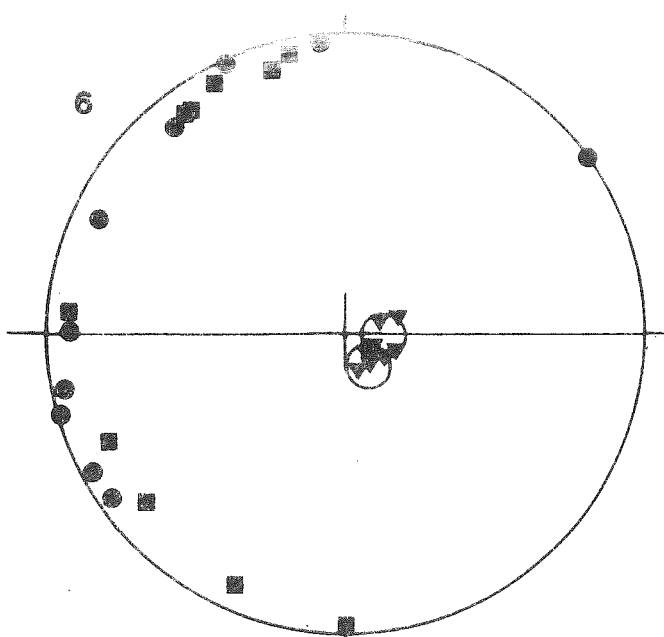
III.A.14.5.1.) Présentation des résultats (planches hors texte I.14., II.14. et III.14.)

Les axes minimaux sont le plus souvent confondus avec les normales à la schistosité S2 ; dans quelques échantillons, ils sont en relation avec les normales à la schistosité S3 (Fig. III.65.)

Les axes maximaux sont en relation avec la linéation L2a et pour quelques échantillons peut être avec la linéation L3b (axe de pli 3).

Page suivante :

Fig. III.65. Axes principaux de susceptibilité, directions d'aimantation (étoiles), schistosité 3 (en trait continu), linéation 2a (grands cercles vides), schistosité 2 (en trait discontinu) et linéation 3b (représentée verticale) en projection stéréographique dans un hémisphère inférieur. Echantillon 6, 14, 22 (figure de droite après déplissement du pli 3) et 28.



Les valeurs du paramètre f sont très variables (de 0,19 à 0,97 ; valeur moyenne 0,57). Celles du paramètre h varient de 2,9 à 12,5 (valeur moyenne 7,9).

Parmi les échantillons qui ont été divisés en plusieurs cubes, deux ont été très peu affectés par le plissement 3 (échantillons 14 : tuf ; et 28 : dacite) alors que les deux autres ont été fortement déformés lors de cette phase (échantillons 6 : tuf et 22 : dacite).

Dans les deux premiers, l'orientation des axes principaux et les valeurs des paramètres sont voisins. L'anisotropie est donc homogène dans tout le bloc. Dans les deux autres, la dispersion des résultats est quasiment aussi importante que celle associée à l'ensemble des autres échantillons.

III.A.14.5.2.) Interprétation

L'anisotropie de susceptibilité magnétique de ces laves est essentiellement en relation avec les structures de la phase 2 ; la phase 3 a cependant modifié l'anisotropie d'un certain nombre d'échantillons, soit par déformation des structures 2, soit par l'acquisition d'une nouvelle anisotropie.

III.A.14.6.) Aimantation rémanente

III.A.14.6.1.) Présentation des résultats (planches hors texte IV.14., V.14., VI.14. et VII.14.)

Dans les échantillons de tuf, l'aimantation spécifique est le plus souvent trop faible pour que la direction d'aimantation soit significative. Seules deux directions voisines (en moyenne $D = 310^\circ$, $I = -24^\circ$) sont déterminées avec plus de précision (en moyenne $\sigma = 0,45 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/g, $K_0 = 0,1$ et $V = 15$).

Dans les échantillons de dacite, l'aimantation spécifique est beaucoup plus importante ; sa valeur varie de 11,4 à 117,2 (valeur moyenne 43,0) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité est très faible (valeur moyenne 0,8) avec une valeur maximale de 2,4 (les plus faibles valeurs correspondent d'ailleurs à la marge d'imprécision de l'appareil).

Le coefficient de Koenigsberger varie de 2,3 à 37,1 (valeur moyenne 13,6).

Dans les deux échantillons de tuf, l'aimantation spécifique

diminue fortement au cours d'un traitement par champ alternatif, et devient trop faible pour que son orientation soit significative.

Dans les dacites, la direction d'aimantation reste stable lors des traitements par champ alternatif ou thermique. Dans ce dernier cas, l'aimantation spécifique n'a que très peu diminué après 670° C. L'aimantation est donc portée par de l'hématite.

La direction moyenne après traitement est définie par :

$$D = 177^\circ$$

$$N/N_0 = 28/64$$

$$I = 25^\circ$$

$$K = 7$$

$$\alpha_{95} = 10^\circ$$

Le vecteur aimantation est proche du plan de schistosité S2. Dans l'échantillon 28, il est entre les plans de schistosité S2 et S3 (fig. III.65.)

Dans l'échantillon 22, des cubes ont pu être taillés dans différentes parties d'un pli 3 ; il a donc été possible de déplisser la structure 3. (il s'agit ici bien d'un plissement et non d'une déformation sans variation de pendage due à la schistosité de fracture). La figure III.65. montre que ce déplissement augmente très fortement la dispersion des vecteurs aimantation. L'aimantation n'est donc pas antérieure au plissement 3.

Une correction de pendage (très imprécise) donnerait une direction définie par $D = 131^\circ$ et $I = 7^\circ$.

III.A.14.6.2.) Interprétation

L'acquisition de l'aimantation après la phase 3 implique que la roche avait une anisotropie d'aimantation rémanente considérable, puisque la schistosité avec laquelle l'aimantation est en relation est antérieure à celle-ci. Elle pose cependant deux problèmes difficiles :

- l'hématite, qui existait lors de la phase 2 aurait du conserver le moment rémanent qu'elle portait alors (les conditions thermodynamiques de la phase 3 sont insuffisantes pour expliquer la disparition de ce moment).
- l'orientation de l'aimantation semble indépendante de celle du champ magnétique au Tertiaire (phase 3), même en tenant compte d'une déviation vers le plan de schistosité.

Nous sommes donc ici devant un résultat difficile à interpréter. En supposant que le test du pli n'est ici pas significatif, (donc que l'aimantation est antérieure à la phase 3, la direction obtenue est voisine de celle d'autres roches permienes de la zone

briançonnaise : Ponsonnière et Guil); la relative cohérence des directions d'aimantation dans ces roches extrêmement déformées reste alors à expliquer.

L'aimantation résulte donc ici d'une évolution très complexe. Elle pourrait même représenter l'aimantation primaire, transformée en ARC, et qui aurait été profondément perturbée lors des phases 2 et 3.

L'étude de cette série souligne à nouveau les complications apportées pour l'aimantation rémanente par les déformations et la nécessité d'analyser les structures avant toute étude paléomagnétique.

III.A.14.7.) Synthèse des résultats

Anisotropie et aimantation rémanente sont dans ce site en relation avec la déformation.

La succession des événements tectoniques est formée de :

- 1 : formation d'une schistosité,
- 2 : plissement avec apparition d'une schistosité de flux et des linéations a et b qui lui sont associées,
- 3 : plissement accompagné d'une schistosité de fracture,
- 4 : déformation à grand rayon de courbure et jeu de faille.

L'anisotropie est essentiellement en relation avec la phase 2 mais dans certains échantillons elle est liée aussi à la phase 3.

Le vecteur aimantation est souvent très proche de la schistosité 2 mais il semble parfois dévié vers la schistosité 3. Les grains porteurs de l'aimantation rémanente ont presque tous des températures de blocage très élevées, (pratiquement égales au point de Curie de l'hématite). L'aimantation qu'ils portent semble résulter d'une évolution très complexe des aimantations au cours des diverses périodes de déformation.

III.B.) Etude des propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées.

Sur les différentes figures, les numéros correspondent aux 14 séries étudiées (classées par ordre de déformation visible croissante) ; les lignes qui joignent les différents points expérimentaux ont été tracées dans le seul but de mieux visualiser l'évolution des différents paramètres en fonction de la déformation.

III.B.1.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

III.B.1.1.) Analyse des résultats

III.B.1.1.1.) Axes principaux de susceptibilité

L'étude de la dispersion des axes principaux de susceptibilité pose un problème difficile. La distribution de ces directions est rarement fishérienne ; elle est souvent en guirlande ou plus ou moins compliquée avec des permutations d'axes. L'emploi d'une méthode statistique basée sur la détermination d'une direction moyenne n'est donc pas correcte dans la grande majorité des cas.

J'ai donc recherché un paramètre qui traduit seulement la dispersion.

Considérons n directions présentant une distribution uniforme sur la demi-sphère de distribution. A chaque direction peut être associée une surface (sur cette demi-sphère de rayon 1) différente α_n telle que $\alpha_n = 2\pi/n$. (2π : surface de la demi-sphère).

Dans le cas d'une dispersion maximale, l'Union des surfaces $U\alpha_n$ tend vers une valeur légèrement inférieure à 2π (environ 6,05) si n est suffisamment grand ; les surfaces α_n ont en effet des intersections et leur union ne peut être égale à la surface de la demi-sphère.

Inversement, si toutes les n directions sont confondues, on obtient : $U\alpha_n = \alpha_n$.

$U\alpha_n$ donne donc une indication sur la dispersion des directions.

Pour pouvoir comparer les séries où n est différent, il est nécessaire d'utiliser un paramètre d normalisé qui est défini par :

$$d = \left\{ (U\alpha_n / \alpha_n) - 1 \right\} / (n - 1)$$

Ce paramètre varie de 0 (toutes directions confondues) à une valeur très proche de 1 (environ 0,96 si n est grand) quand la dispersion est maximale. Il ne fournit une indication acceptable qu'à partir de $n = 7$.

Pour la présente étude, la valeur $U\alpha_n$ a été déterminée par une méthode graphique. En projection à égale surface, la surface α_n associée à chaque direction est dessinée (cercle au centre de la projection, ellipse de plus en plus aplatie vers les bords de la projection). L'union des surfaces est ensuite mesurée sur la projection (par comptage sur un canevas rectangulaire à mailles très petites).

La figure III.66. présente la valeur de ce paramètre d dans les différentes séries étudiées.

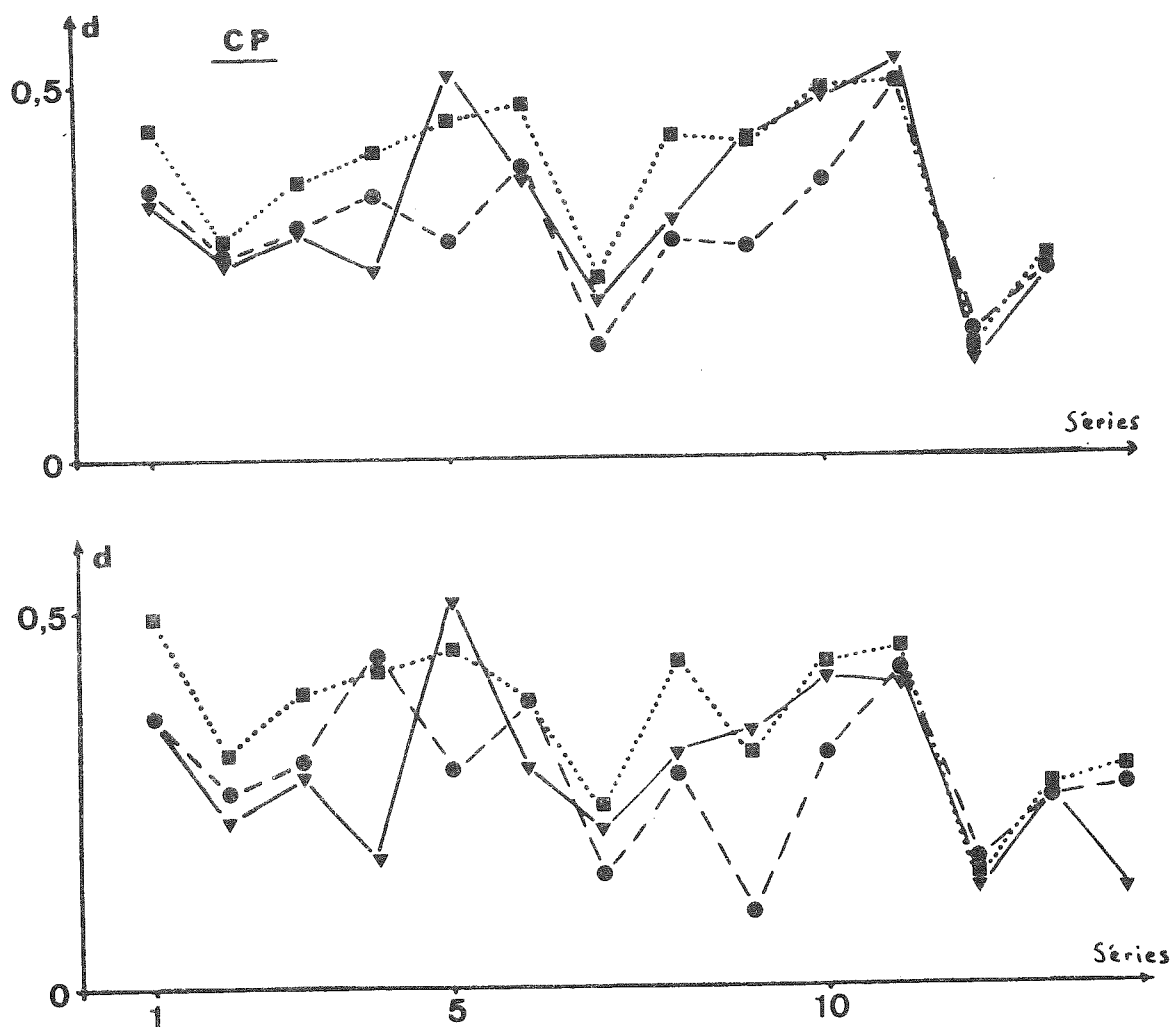


Fig. III.66. Valeur du paramètre d pour les axes minimaux (cercles) intermédiaires (carrés) et maximaux (triangles) dans les différentes séries étudiées avant (en bas) et après (en haut) correction de pendage.

Dans les roches présentant une anisotropie de mise en place, les 3 axes montrent souvent des dispersions très voisines ; les plissements augmentent l'écart entre ces dispersions (séries 1 Beaufin, 2 Près Clos, 3 Esparcelet et 4 Combe d'Aspres). Dans les séries où l'anisotropie est liée à la déformation, les dispersions selon les 3 axes sont souvent très semblables (séries 11 Croix de Fer, 12 Lautaret et 13 Auris), mais on observe parfois un axe beaucoup mieux défini (séries 9 Ponsonnière, 14 Marinet).

Des permutations d'axes minimaux-intermédiaires ont été observées dans 6 séries : 13 Auris, 1 Beaufin, 8 Malsanne, 9 Ponsonnière 7 Oris NW et 2 Près Clos (classés en ordre de fréquence décrois-

sante de ces permutations), bien que les valeurs de f soient assez faibles. Dans les séries 3 Esparcelet, 4 Combe d'Aspres et 6 Hurtières, les axes minimaux et intermédiaires forment un seul grand groupe sans que les valeurs du paramètre f soient très importantes (valeur moyenne de f entre 0,35 et 0,62).

Des permutations d'axes intermédiaires-maximaux existent dans les séries 3 Esparcelet, 9 Ponsonnière, 13 Auris et 1 Beaufin (paramètre f moyen allant de 0,61 à 0,33).

Dans la série 5 Oris SE, les axes intermédiaires et maximaux ne semblent former qu'un grand groupe (f moyen 0,45).

Des permutations d'axes minimaux-maximaux n'existent que dans les séries 8 Malsanne, et 13 Auris (f moyen égal respectivement à 0,45 et à 0,39).

Les permutations d'axes ne résultent ni d'une détermination imprécise des valeurs principales de l'ellipsoïde, ni de légères modifications de forme de celui ci. En effet, il existerait dans ce cas une relation entre la forme de l'ellipsoïde et le type de permutation : les permutations minimaux-intermédiaires correspondraient à de fortes valeurs de f (f égal à 1 pour un ellipsoïde allongé de révolution), les permutations intermédiaires-maximaux ne s'observeraient que pour de faibles valeurs de f (f égal à 0 correspond à un ellipsoïde de révolution aplati) et des permutations minimaux-maximaux n'existeraient pas. Ce n'est pas le cas ici et les permutations d'axes correspondent donc à un changement important au niveau de la forme et de l'orientation préférentielle des minéraux.

D'après les observations en lame mince et les propriétés de l'aimantation rémanente, l'hématite est le minéral magnétique le plus abondant dans ces roches. On trouve aussi parfois de l'ilménite, rarement de la pyrrhotine et les quelques cristaux de magnétite sont très altérés et donc oxydée au moins partiellement en hématite. L'anisotropie mesurée est donc probablement une anisotropie cristalline.

Etant donné que les paramètres f des échantillons présentant des permutations d'axes ont des valeurs voisines de celle des autres échantillons, nous pouvons supposer que les cristaux d'hématite qui portent l'aimantation induite ont une orientation cristalline assez homogène dans une formation avec localement une permutation des axes cristallographiques.

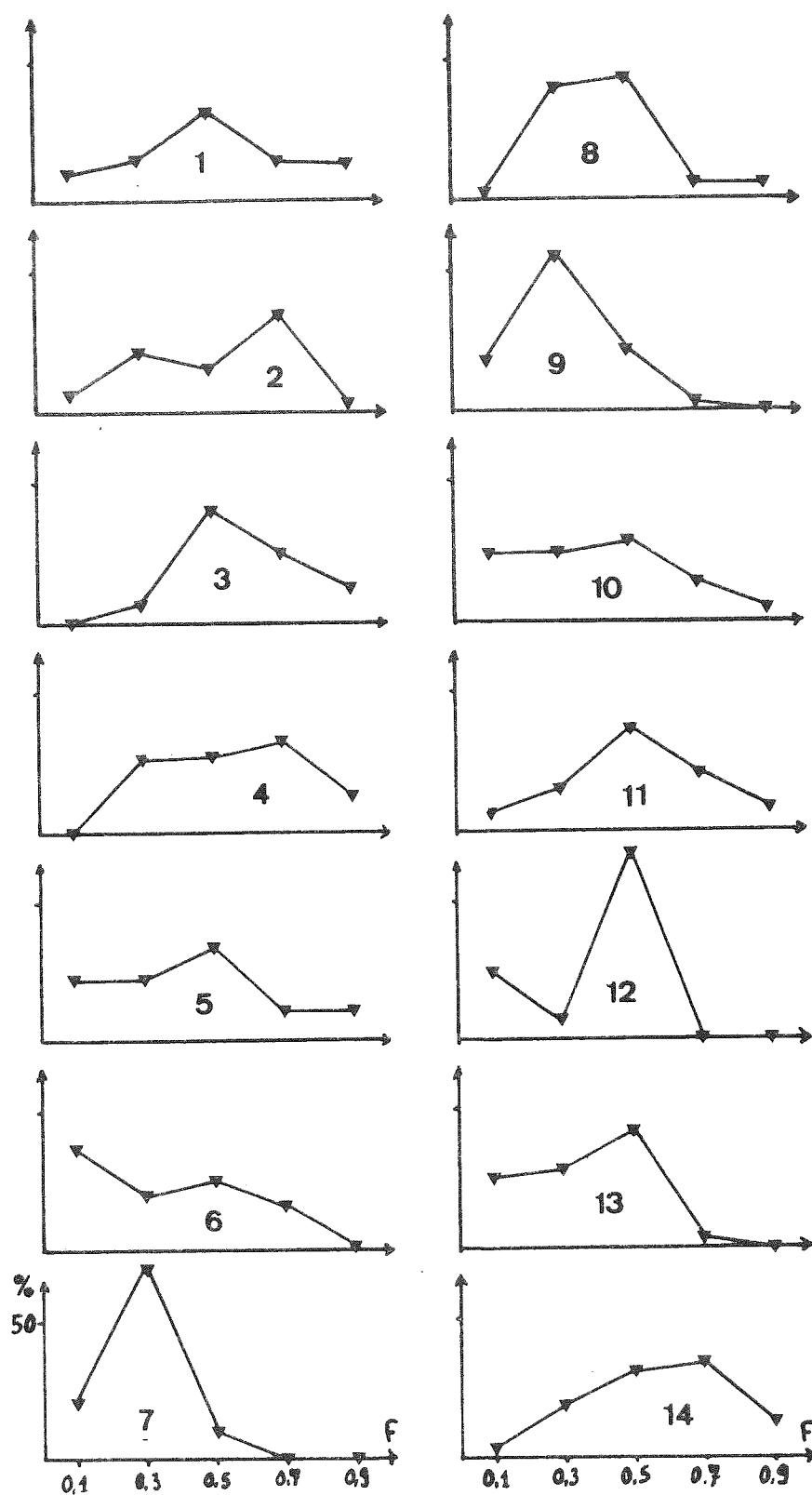


Fig. III.67. Distribution des valeurs du paramètre f dans les séries étudiées.

III.B.1.1.2.) Paramètre f (planches hors texte II et Figure III.67 et III.68.)

Les valeurs moyennes du paramètre f ne présentent pas de différences très marquées. Dans les séries où l'anisotropie est liée à la déformation, les valeurs les plus basses correspondent aux séries (7 Oris NW, 9 Ponsonnière) où une schistosité nette existe sans qu'une linéation soit visible et les valeurs les plus élevées aux formations (11 Croix de Fer, 14 Marinet) fortement plissées.

La distribution des valeurs de f dans chaque série est souvent unimodale avec une décroissance régulière autour de ce mode. La variance $\left\{ \sum (F - \bar{F})^2 / n \right\}$ est relativement faible dans les séries à schistosité nette sans linéation visible (7 Oris NW, 9 Ponsonnière) et elle est plus importante dans toutes les séries plissées (6 Hurtières, 10 Guil, 11 Croix de Fer, 14 Marinet). Elle est également forte dans les séries où l'anisotropie est liée aux conditions de mise en place.

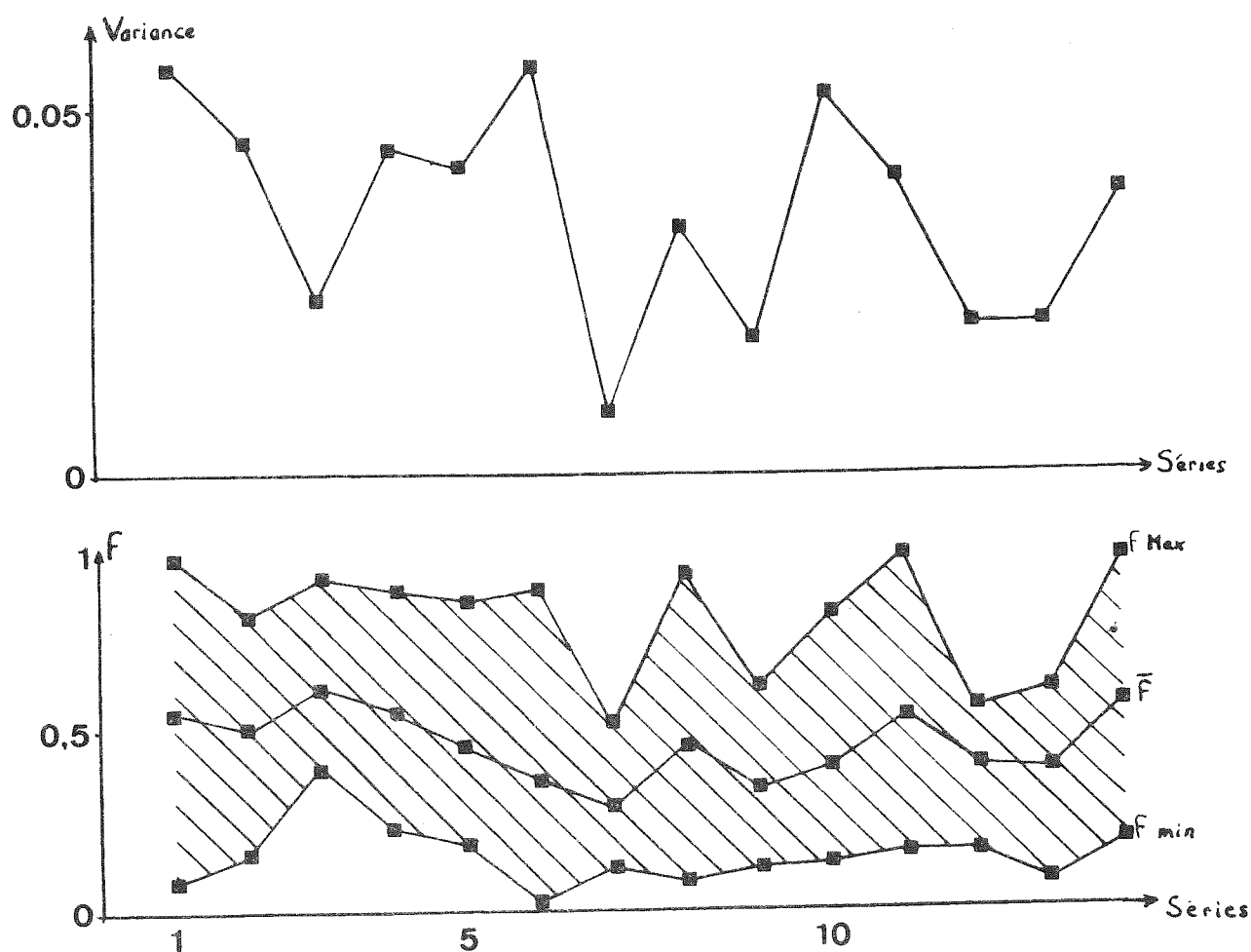


Fig. III.68. Variation des valeurs de f dans les différentes séries étudiées.

La figure III.69. confirme que la dispersion des axes principaux n'est pas uniquement en rapport avec la variance du paramètre f (grande variation de d pour une même valeur de la variance de f).

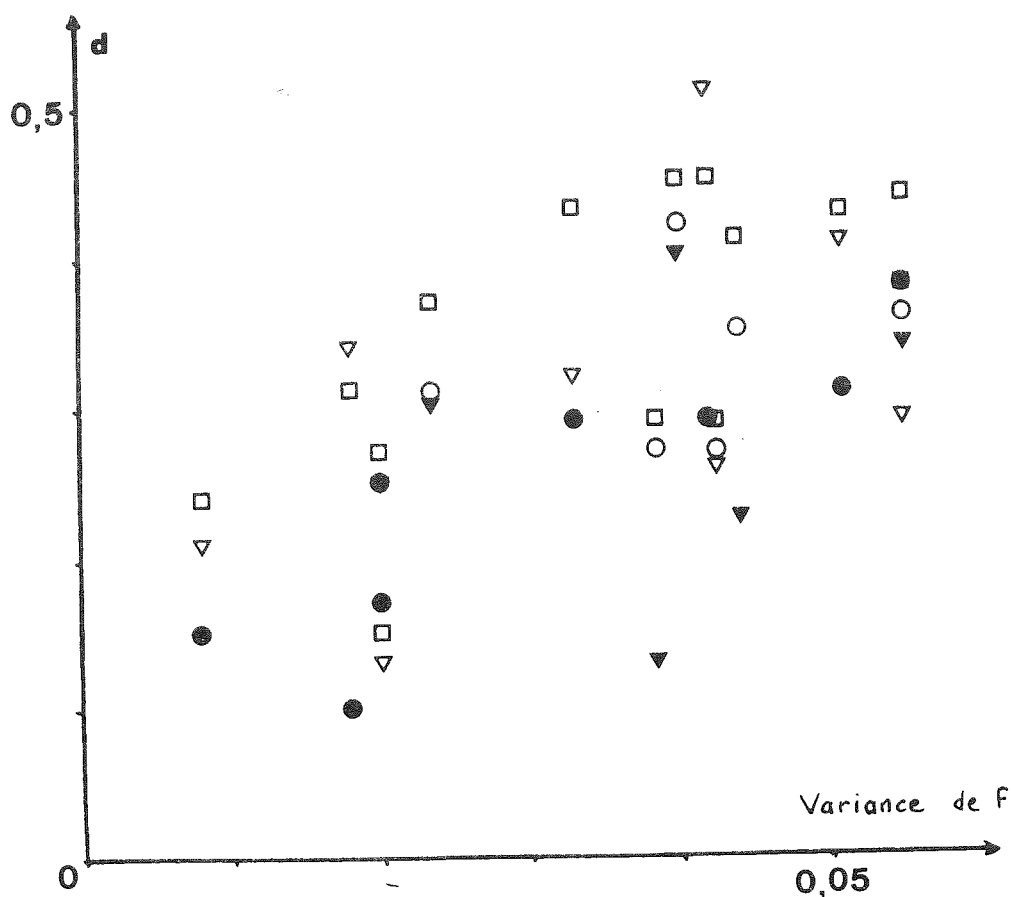
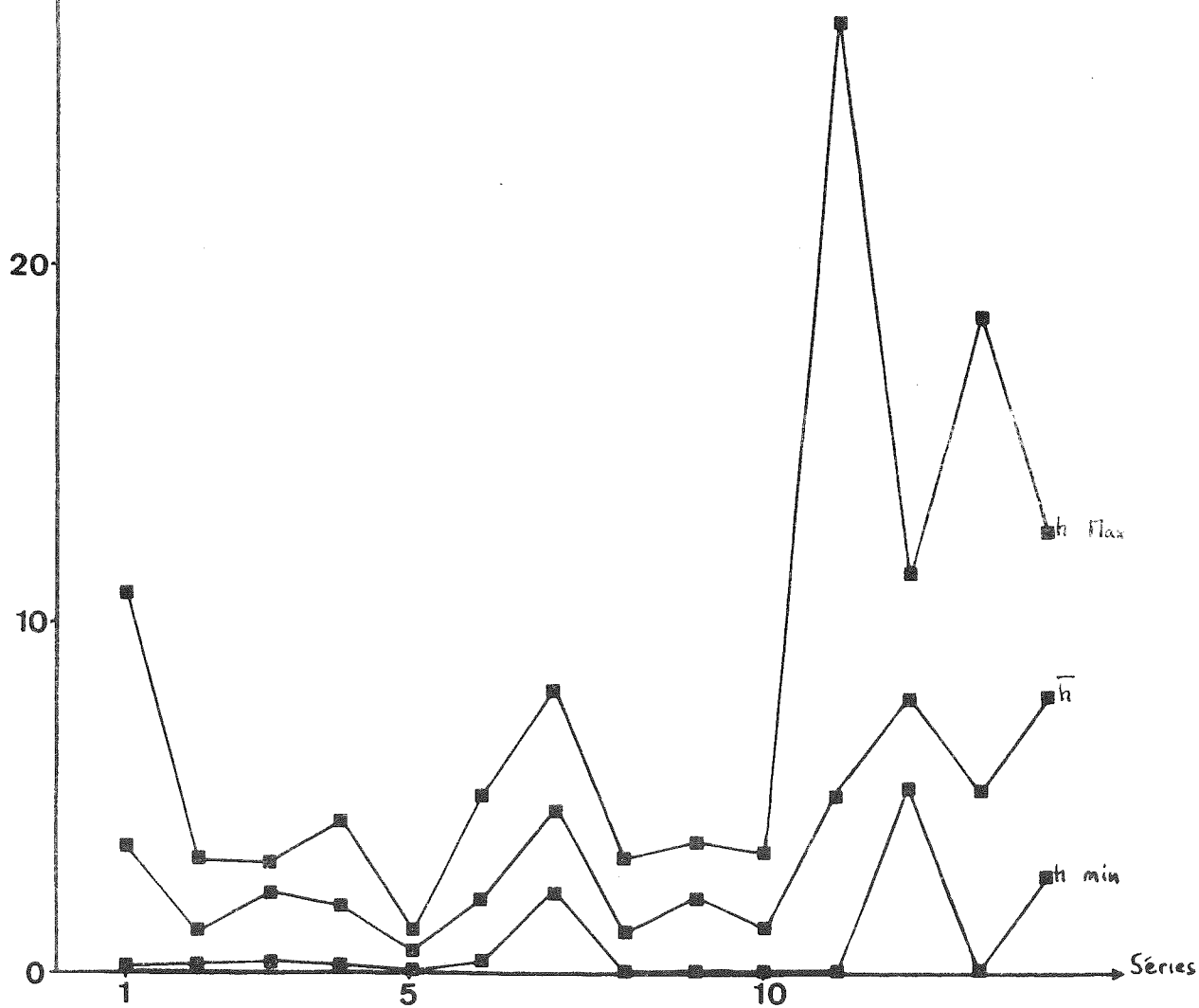
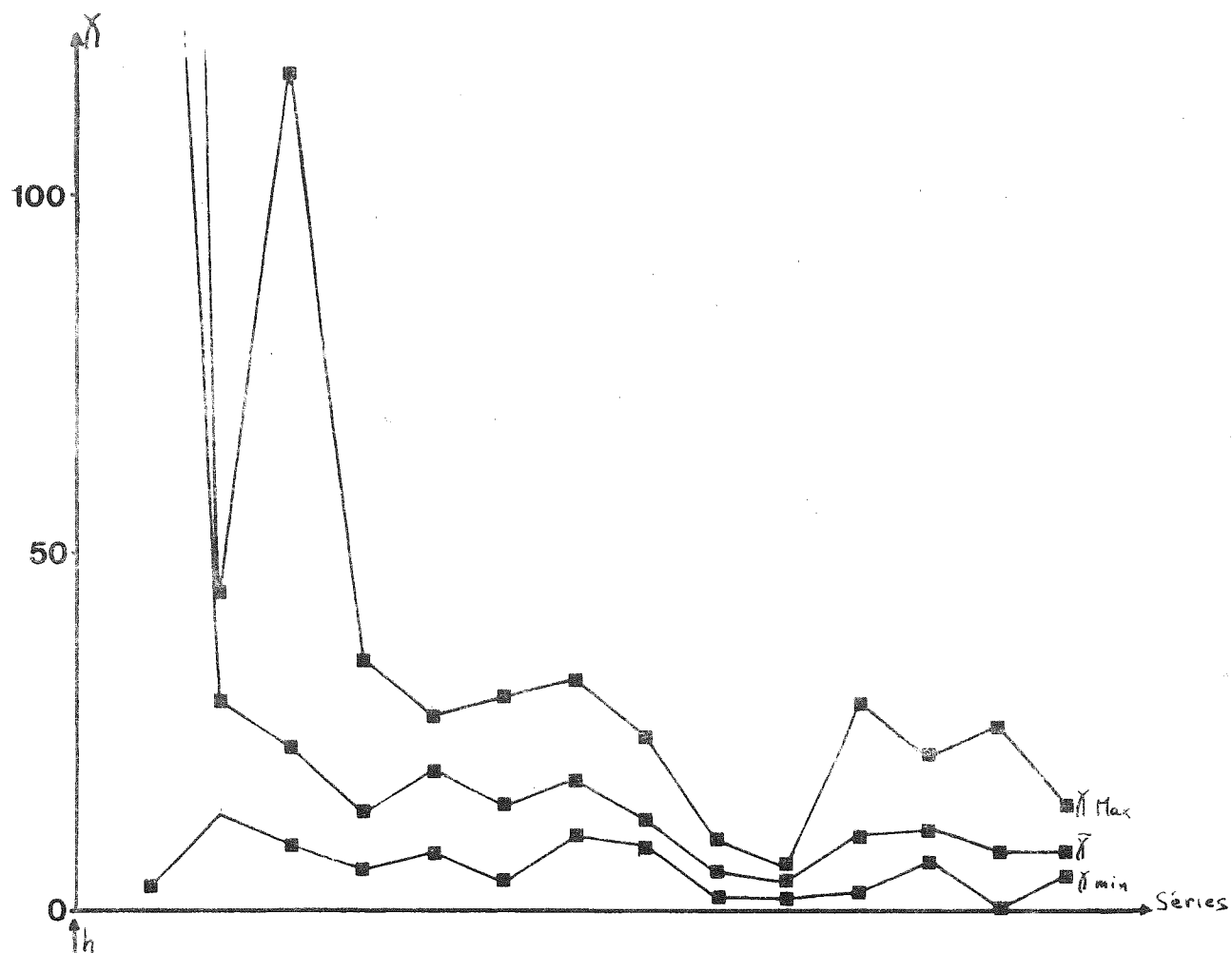


Fig. III.69. Relation entre variance du paramètre f et paramètre d pour les axes minimaux (cercles), intermédiaires (carrés) et maximaux (triangles). Valeur moyenne de f supérieure à 0,5 (triangles pleins) ou inférieure à 0,5 (cercles pleins).

III.B.1.1.3.) Paramètre h (planche hors texte III. et Figure III.70.)

Page suivante :

Fig. III.70. Variation du pourcentage d'anisotropie (h) et de la susceptibilité (χ) dans les différentes séries étudiées.



Si l'ellipsoïde d'anisotropie suivait exactement la même évolution que celui de déformation, le paramètre h devrait croître en même temps que le degré de déformation. Or le paramètre h est plus important dans la série 1 Beaufin que dans les séries 9 Ponsonnière et 10 Guil ; il a d'ailleurs des valeurs voisines dans les séries 2 Près Clos, 3 Esparcelet, 4 Combe d'Aspres, 6 Hurtières, 8 Malsanne, 9 Ponsonnière et 10 Guil. La formation 13 Auris, a des échantillons à très faible paramètre h . La formation 11 Croix de Fer présente des valeurs de h allant de 0,1 à 26,7.

Il est donc évident que la structure de la roche ne rend pas compte à elle toute seule des valeurs du paramètre h . L. Daly (1970) a montré qu'un tel résultat peut s'expliquer si on considère que la roche est formée d'une matrice pratiquement isotrope et de grains ferrimagnétiques anisotropes ; les minéraux diamagnétiques et paramagnétiques ont une anisotropie beaucoup plus faible que les minéraux à ferrimagnétisme et jouent un rôle négligeable dans l'anisotropie d'une roche contenant des grains ferrimagnétiques ; on peut donc en première approximation les considérer comme isotropes.

Soient χ_m et χ_f les susceptibilités moyennes respectivement de la matrice et des ferrimagnétiques. Soit p le pourcentage en masse de matière ferrimagnétique de la roche. Nous pouvons écrire les valeurs des susceptibilités principales χ_a , χ_b , et χ_c ($\chi_a > \chi_b > \chi_c$).

$$\chi_a = [(100 - p) \chi_m + p (\chi_f + \Delta_a)] / 100$$

$$\chi_b = [(100 - p) \chi_m + p (\chi_f + \Delta_b)] / 100$$

$$\chi_c = [(100 - p) \chi_m + p (\chi_f + \Delta_c)] / 100$$

sachant que les écarts moyens Δ_a , Δ_b et Δ_c des susceptibilités principales des ferrimagnétiques par rapport à la susceptibilité moyenne χ_f sont tels que : $\Delta_a + \Delta_b + \Delta_c = 0$

La susceptibilité moyenne $\bar{\chi}$ de la roche est alors :

$$\bar{\chi} = (\chi_a + \chi_b + \chi_c) / 3 = [(100 - p) \chi_m + p \cdot \chi_f] / 100$$

Le pourcentage d'anisotropie s'écrit :

$$\begin{aligned} h &= 100 (\chi_a - \chi_c) / \bar{\chi} = p (\Delta_a - \Delta_c) / \bar{\chi} \\ &= [100 \cdot p (\Delta_a - \Delta_c)] / [(100 - p) \chi_m + p \cdot \chi_f] \end{aligned}$$

$$\text{Posons : } \Delta_a - \Delta_c = \Delta \quad h = (100 \cdot p \Delta) / [(100 - p) \chi_m + p \cdot \chi_f]$$

Pour $p = 0$, on a donc $h = 0$ (roche formée uniquement par la matrice isotrope)

Pour $p \neq 0$, la valeur de h peut s'écrire :

$$h = 100 \cdot \Delta / [((100/p) - 1) \chi_m + \chi_f]$$

La valeur de h dépend donc de 2 variables Δ et p .
 Δ est lié à la forme ou à l'orientation cristalline du grain et est donc en relation avec la structure de la roche. Par contre p dépend de la minéralogie de la roche ; la figure III.71. montre les variations de h en fonction de p pour une valeur fixe de Δ et pour 2 valeurs choisies arbitrairement de χ_m χ_F

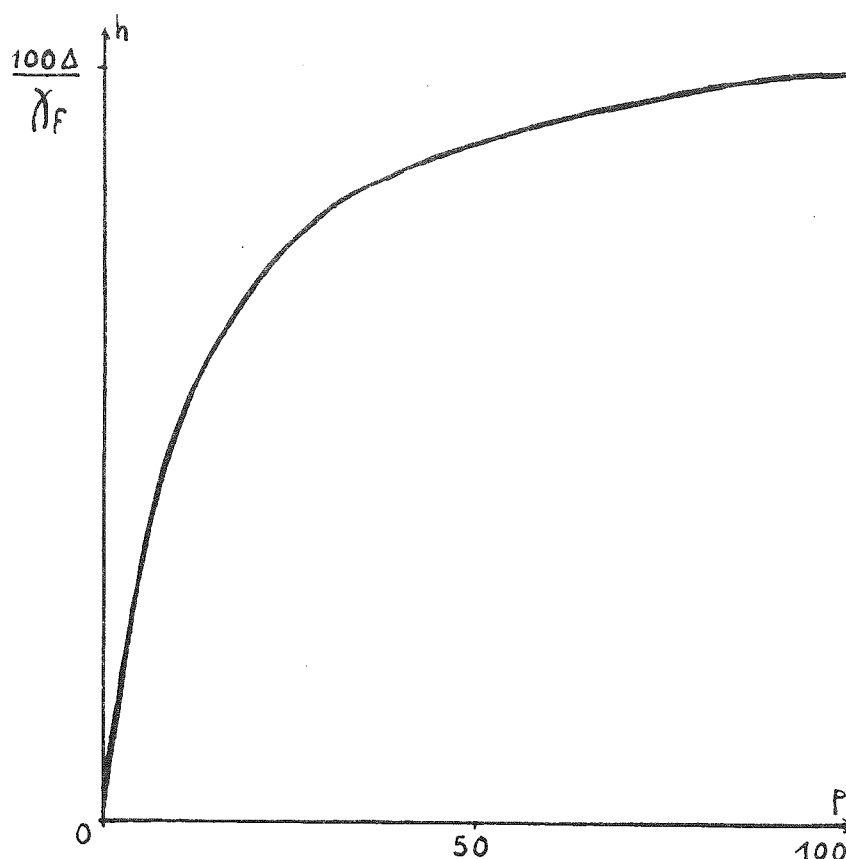


Fig. III.71. Variation du pourcentage d'anisotropie (h) en fonction du pourcentage p de minéraux ferrimagnétiques (voir explications dans le texte).

Pour pouvoir interpréter les valeurs du paramètre h nous devons donc rechercher une autre propriété de la roche qui varie avec p . Nous avons vu précédemment que la susceptibilité moyenne dépend aussi de p . Or étant donné que $\bar{\chi}$ varie de façon linéaire en fonction de p , il est commode d'utiliser une échelle logarithmique pour le représenter en fonction de h .

Cette interprétation de h est confirmée par la comparaison des variations de h et de $\bar{\chi}$ dans les séries étudiées (Fig. III.70.), en particulier dans les séries déformées où les variations de h et de

$\bar{\chi}$ d'une série à l'autre se font toujours dans le même sens.

Pour pouvoir tirer des conclusions de l'analyse du paramètre h , il est donc nécessaire d'étudier les valeurs de h en fonction de la susceptibilité moyenne (planches hors texte III. et Fig. III.72.).

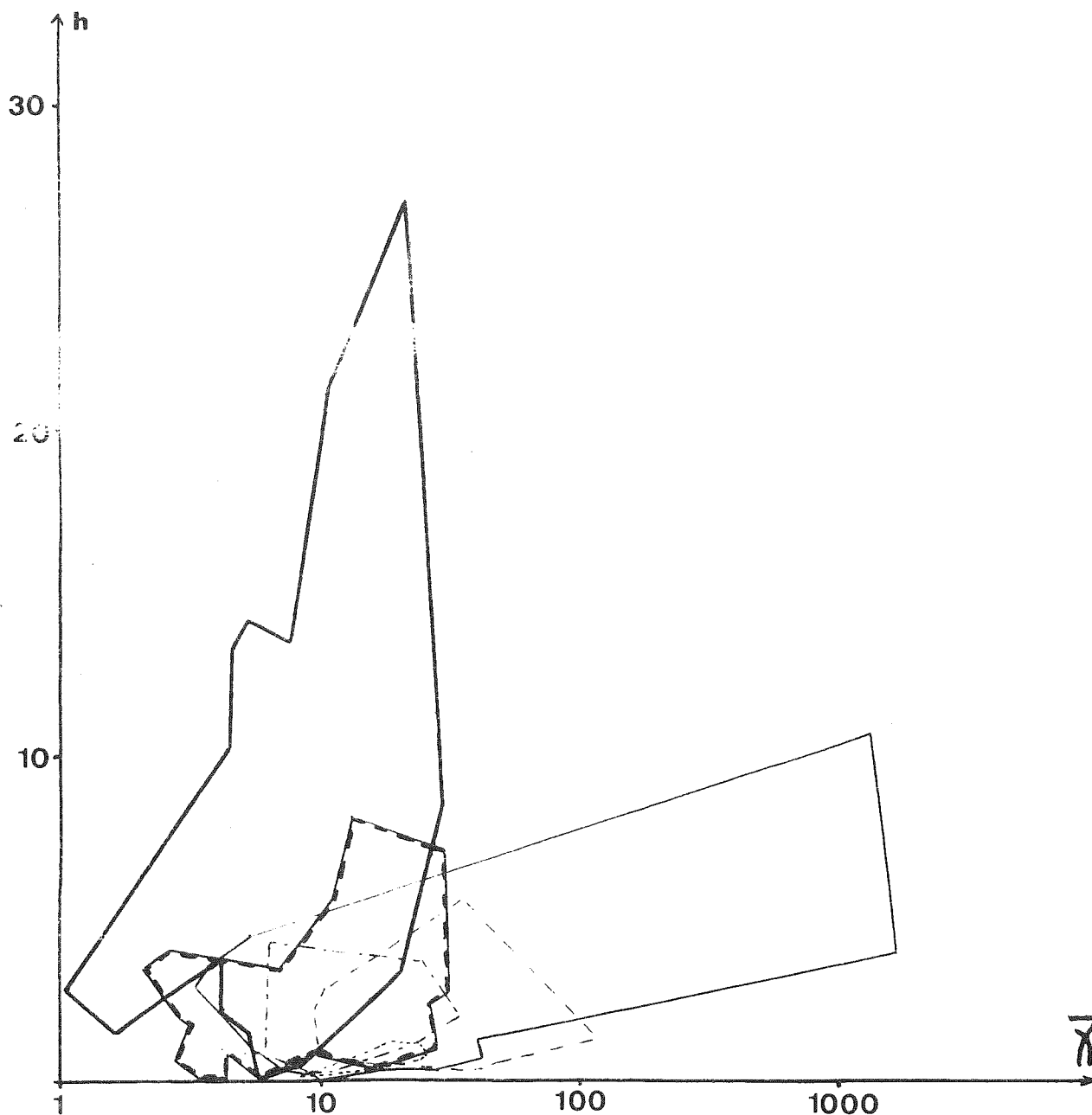


Fig. III.72. Valeurs du pourcentage d'anisotropie (h) en fonction de la susceptibilité moyenne $\bar{\chi}$ (en 10^{-6} uem cgs/0e.g ; échelle logarithmique).

Trait fin continu : anisotropie liée à la mise en place,
 trait fin pointillé : anisotropie d'origine non déterminable,
 trait épais pointillé : anisotropie liée à une tectonique modérée,
 trait épais continu : anisotropie liée à une tectonique intense.

Il apparaît que pour les faibles susceptibilités, les anisotropies d'origine magmatique ou tectonique ne peuvent pas être distinguées. Par contre, dès que la susceptibilité devient un peu plus importante, les anisotropies tectoniques présentent des valeurs du paramètre h plus élevées que les anisotropies liées aux conditions de mise en place.

Sur les 3 séries dont l'origine de l'anisotropie n'avait pu être déterminée (séries 3 Esparcelet, 4 Combes d'Aspres et 5 Oris SE) cette représentation ne permet de trouver une origine probable que pour la série 3. Vu sa susceptibilité relativement importante, son anisotropie doit être d'origine magmatique.

III.B.1.2.) Relations avec les structures

III.B.1.2.1.) Conditions de mise en place

Les études antérieures de coulées volcaniques ont montré que l'axe minimal est le plus souvent voisin de la normale au plan de coulée. Dans les 4 séries où l'anisotropie est liée aux conditions de mise en place, les axes proches de cette normales sont minimaux (Séries 1 Beaufin, 3 Esparcelet) intermédiaires (1 Beaufin et 8 Malsanne) ou maximaux (2 Près Clos). Ceci montre que les conditions d'écoulement étaient sans doute assez complexes dans ces laves qui se sont mises en place, au moins pour la majorité des coulées, sous l'eau.

De même, les études antérieures de coulées volcaniques ont montré souvent une grande dispersion des axes intermédiaires et maximaux dans le plan de coulée, avec toutefois des axes maximaux souvent perpendiculaires à la direction d'écoulement. B.B. Ellwood (1978) utilise d'ailleurs ce critère (axes maximaux perpendiculaires à la direction d'écoulement) pour déterminer des directions de paléocoulées ; l'axe intermédiaire indique alors directement cette direction.

Il m'a semblé préférable d'utiliser une méthode plus objective pour rechercher les directions de paléocoulées. Une coulée de laves doit être statistiquement symétrique par rapport au plan vertical contenant la direction d'écoulement ; cette symétrie doit également se retrouver dans l'orientation des axes principaux de susceptibilité. Le meilleur plan de symétrie de l'orientation des axes après correction de pendage a donc été recherché (voir les figures III.7., III.12., III.16., III.19., III.22. et III.34.) dans chacune de ces 6 séries où une origine "magmatique" de l'anisotropie est possible. Les relations entre direction de coulée et orientation des

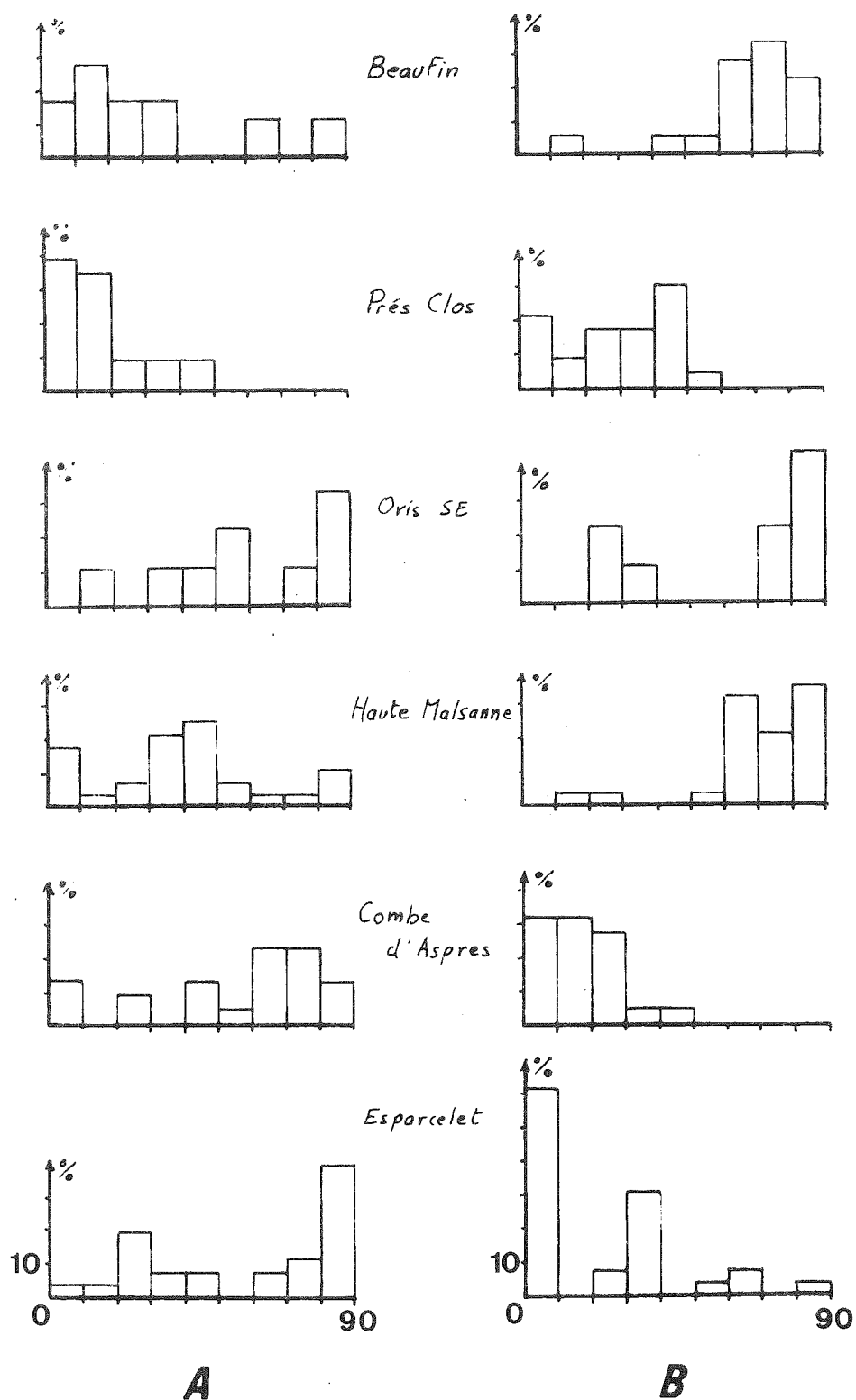


Fig. III.73. Histogramme des valeurs de l'angle entre la direction d'écoulement des laves (déterminée par la recherche du meilleur plan de symétrie de l'orientation des axes) et l'axe intermédiaire (A) ou l'axe maximal (B).

axes maximaux et intermédiaires ont ensuite été étudiées (Fig.III.73.). Seule la série 8 Malsanne présente des axes avec une orientation compatible avec les critères utilisés par Ellwood. Il semble donc difficile, au moins dans ces laves, d'appliquer des critères simples basés sur l'orientation d'un axe principal pour trouver les directions de paléocoulée.

Les axes qui sont selon la direction de coulée présentent souvent une inclinaison. Il était intéressant de chercher si l'inclinaison des axes permet, comme pour les roches sédimentaires, de déterminer le sens du courant ; dans deux des sites, grâce à l'étude de l'aimantation rémanente, le sens de l'écoulement des laves a pu être déterminé. Dans un cas, les axes minimaux (et quelques intermédiaires) plongent légèrement dans le sens de l'écoulement (série 1 Beaufin) et dans l'autre ce sont les axes intermédiaires qui plongent assez fortement selon cette direction (8). Les résultats acquis dans ces deux séries ne permettent donc pas de déterminer un critère pour la détermination du sens de l'écoulement des laves.

La dispersion des axes et des formes de l'ellipsoïde d'anisotropie est importante dans ces laves non déformées. Les valeurs du pourcentage d'anisotropie sont en général faibles ; elles dépassent toutefois 10 quand la susceptibilité est importante.

III.B.1.2.2.) Structures tectoniques

La dispersion des axes et des formes de l'ellipsoïde d'anisotropie dépend du choix des points de prélèvement et des événements tectoniques subis par les roches étudiées.

Dans les 4 sites où la déformation n'est pas homogène (échantillons provenant des différentes parties d'un anticlinal, ou d'une zone à plissements importants), cette dispersion est importante, que la roche ait subi une déformation faible (séries 6 Hurtières et 10 Guil) ou plus importante (séries 11 Croix de Fer et 14 Marinet). Par contre dans les séries où le pendage ne varie que peu (7 Oris NW, 9 Ponsonnière, 12 Lautaret et 13 Auris) cette dispersion est très faible. Il est donc important de connaître la structure de la zone de prélèvement et interpréter en fonction de cette structure.

Dans les secteurs (7 Oris NW, 12 Lautarêt) affectés par une seule phase tectonique importante, l'axe de susceptibilité mini-

male est en relation avec la normale au plan de schistosité. Quand la série a subi plusieurs phases de déformation, il ne coïncide souvent plus avec la normale à la première déformation (10 Guil, 11 Croix de Fer, 13 Auris), même si la tectonique plus récente est moins importante que cette première déformation.

L'axe de susceptibilité maximale est une linéation d'intersection (6 Hurtières ?, 9 Ponsonnière), d'axe pli (10 Guil, 11 Croix de Fer, 12 Lautaret), ou d'étirement (13 Auris, 14 Marinet). Quand l'axe maximal est en relation avec l'axe de pli, sa dispersion autour de cet axe est importante ; elle doit donc dans ce cas avoir aussi des relations avec une autre structure (linéation d'étirement ?).

Les valeurs du paramètre h ne sont plus élevées que dans le cas de l'anisotropie liée aux conditions de mise en place que lorsque les valeurs de la susceptibilité ne sont pas trop faibles.

III.B.1.2.3.) Effets des recristallisations et altérations

Dans deux séries (5 Oris SE, 11 Croix de Fer) présentant des recristallisations post-tectoniques importantes, on constate une forte dispersion des axes et des formes de l'ellipsoïde d'anisotropie, mais la troisième série (12 Lautaret) présentant de telles recristallisations fournit au contraire des résultats très homogènes. Il semble donc que la dispersion observée dans les deux premières soit due à une autre cause (voir 2 paragraphes précédents). De même les effets des recristallisations sur les valeurs du paramètre h sont différents dans ces trois séries.

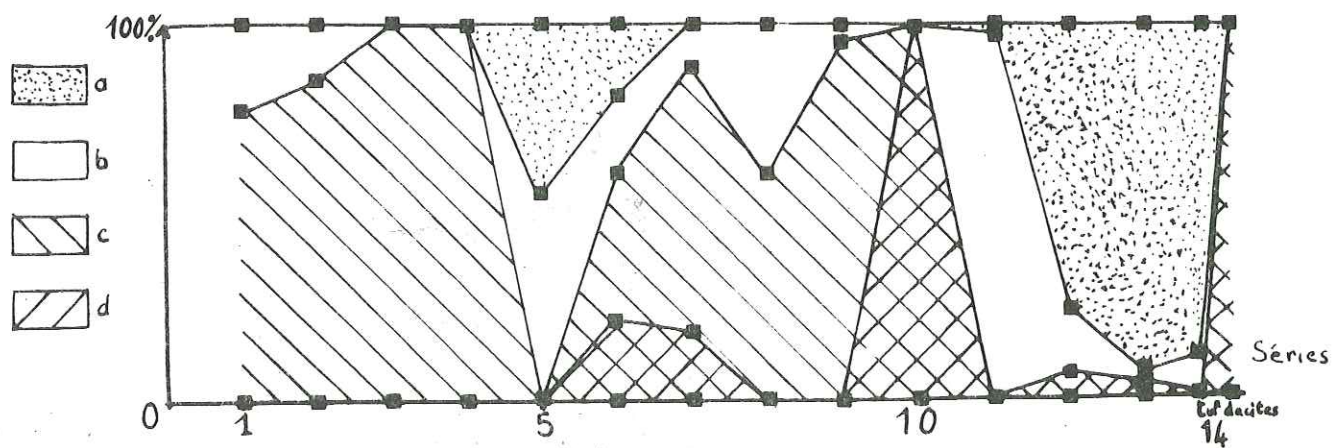
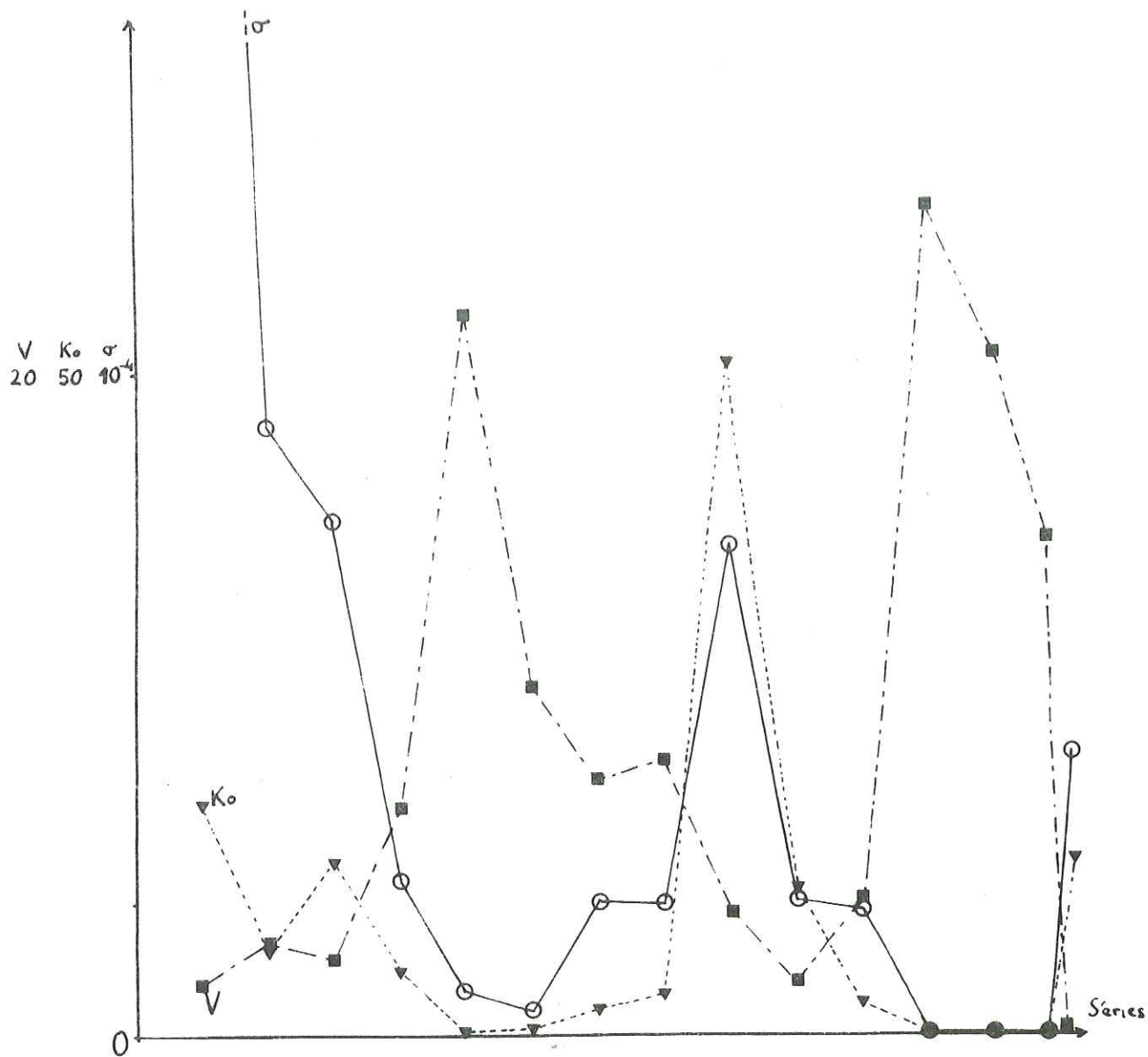
L'effet des altérations (quelques échantillons des séries 2 Près Clos, 4 Combe d'Aspres, 5 Oris SE, 6 Hurtières, 12 Lautaret, 13 Auris et 14 Marinet portent des traces d'une altération récente) semble se limiter à une diminution de la susceptibilité moyenne et du paramètre h .

III.B.2.) Aimantation rémanente

III.B.2.1.) Analyse des résultats (planches hors texte IV. et V.)

Page suivante :

Fig. III.74. Valeurs moyennes de l'aimantation spécifique σ (en uem cgs/g), de la viscosité V et du coefficient de Koenigsberger, pourcentage d'aimantation trop faible pour être mesuré, instables au cours de l'analyse (b), stable (c) et présentant des relations avec les structures tectoniques (d) dans les différentes séries étudiées.



La figure III.74. présente la variation des différents paramètres et les types d'aimantation rémanente dans les différentes séries étudiées. Il n'apparaît pas de variation régulière en fonction de la déformation.

III.B.2.2.) Relations avec les phénomènes tectoniques

Les relations avec la tectonique sont indirectes pour le cas des structures cassantes. Les zones fracturées ont en effet subi souvent une mobilisation du Fer et des recristallisations de pyrite. Il y a donc dans ce cas disparition d'une partie plus ou moins grande des minéraux ferrimagnétiques d'origine (ce qui entraîne une forte diminution ou une disparition de l'aimantation).

Les effets directs des déformations sur les aimantations sont importants. Ils apparaissent dès les faibles déformations (séries 6 Hurtières, 7 Oris NW) mais n'affectent pas nécessairement toute la formation. La figure III.75. montre que l'orientation des aimantation perturbées lors des déformations a probablement des relations avec :

- la schistosité,
- le champ magnétique lors de la déformation,
- l'orientation originelle des aimantations,
- et peut être même l'anisotropie magnétique.

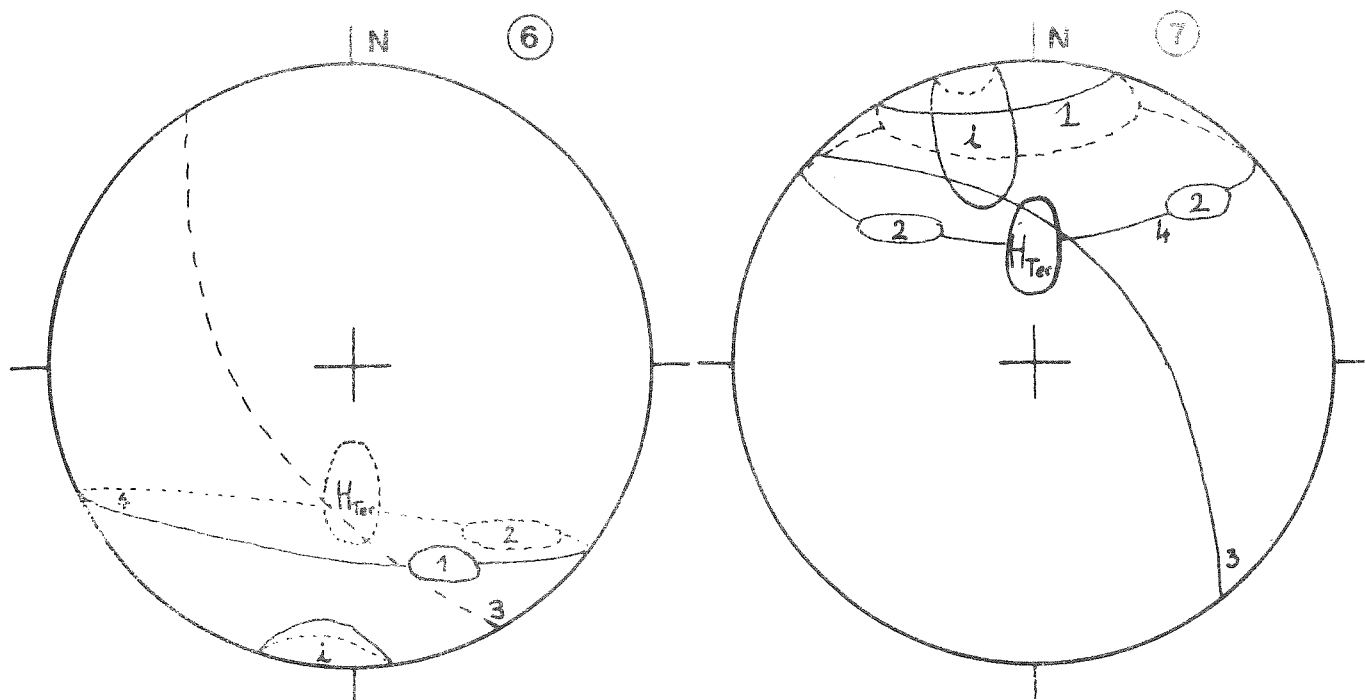
Ajoutons que l'angle entre le plan de schistosité et les directions d'aimantation perturbées lors de la déformation atteint dans ces deux séries 20° à 30° . Il n'est donc pas certain que les aimantations mesurées à la Ponsonnière (Fig. III.40.) soient totalement indépendantes des phénomènes tectoniques.

Page suivante :

Fig. III.75. Les aimantations non perturbées par la tectonique (1), les aimantations perturbées par la tectonique (2), le plan de schistosité (3) et le champ tertiaire (H Ter) appartiennent à un même cône (les axes intermédiaires (i) sont voisins de l'axe du cône).

Traits pleins : (hémisphère inférieur)

traits pointillés : (hémisphère supérieur).



Quand la déformation devient plus intense, les vecteurs aimantation sont très proches du plan de schistosité ou inclus dans celui ci (séries 10 Guil, 12 Lautaret, 13 Auris et 14 Marinet).

III.B.2.3.) Etude des aimantations partielles (Fig. III.76.)

Nous avons vu dans l'introduction de ce chapitre que les températures maximales subies lors du métamorphisme alpin étaient de 260° C à 400° C suivant les séries. Ces conditions de température sont liées à un recouvrement des séries (nappes de charriage, mer) et ont pu durer 1 MA ou plus. Compte tenu de l'équivalence temps-température, on pouvait donc s'attendre à mesurer des aimantations partielles correspondant à des températures un peu plus élevées.

Effectivement, les aimantations partielles obtenues par désaimantation thermique ne coïncident pas avec la direction de l'aimantation d'origine qu'après 300° C à 450° C (Fig. III.76.). La figure III.77. montre que les aimantations partielles correspondants aux températures inférieures sont souvent voisines de cette direction (interaction entre les grains à faible et à forte température de blocage ?). Ces dernières aimantations partielles ne peuvent donc être utilisées pour retrouver l'orientation du champ lors du métamorphisme alpin. Il faut enfin souligner que l'échantillon 22b de la série 3 Esparcelet présente entre 660° et 600° une inversion du sens de l'aimantation. Le refroidissement est beaucoup trop rapide pour qu'il s'agisse d'une inversion du champ terrestre. S'agit il

d'une auto-inversion de l'aimantation ou d'un phénomène lié à un processus chimique ?

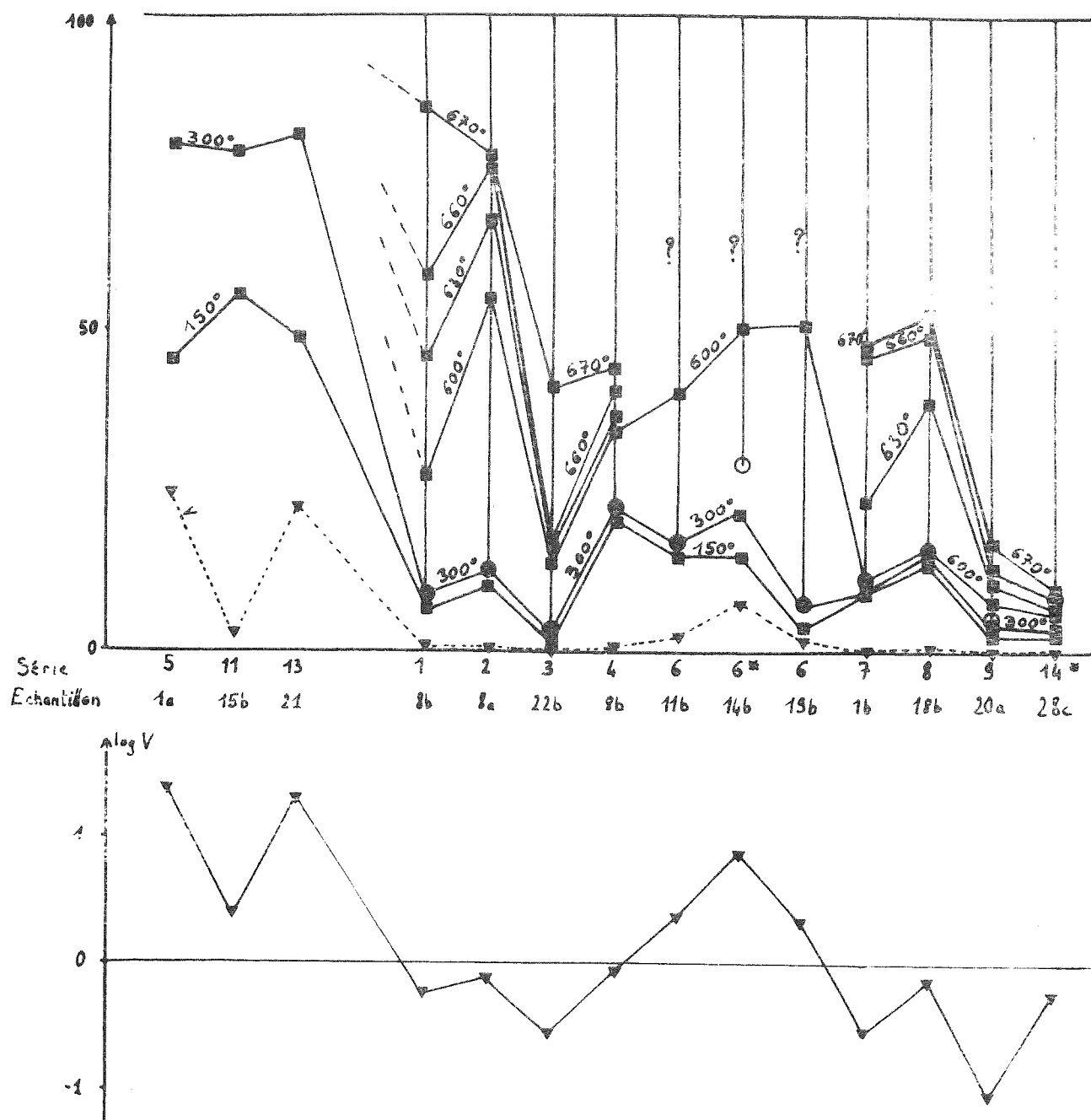


Fig. III.76. Pourcentage de différentes aimantations partielles (carrés) et coefficient V (triangles) ; dans la série 6, l'aimantation spécifique totale n'est pas la somme des aimantations spécifiques partielles, mais l'aimantation spécifique avant analyse (la perturbation due à la chauffe qui empêche de déterminer la valeur des aimantations spécifiques au delà de 600°). Les cercles indiquent la température au delà de laquelle la direction est stable.

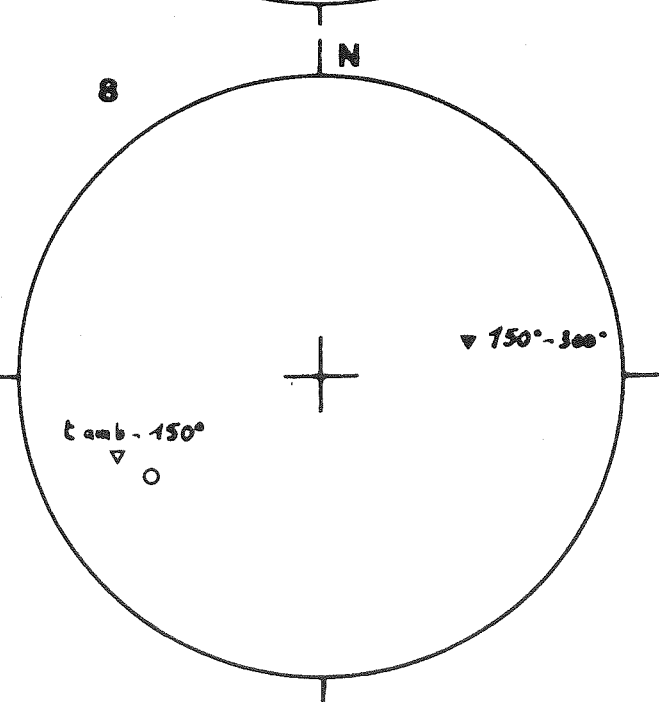
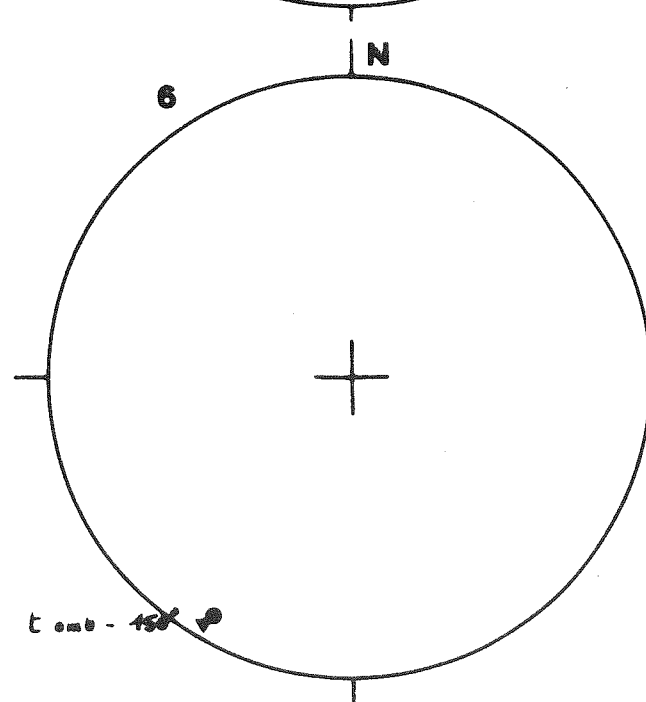
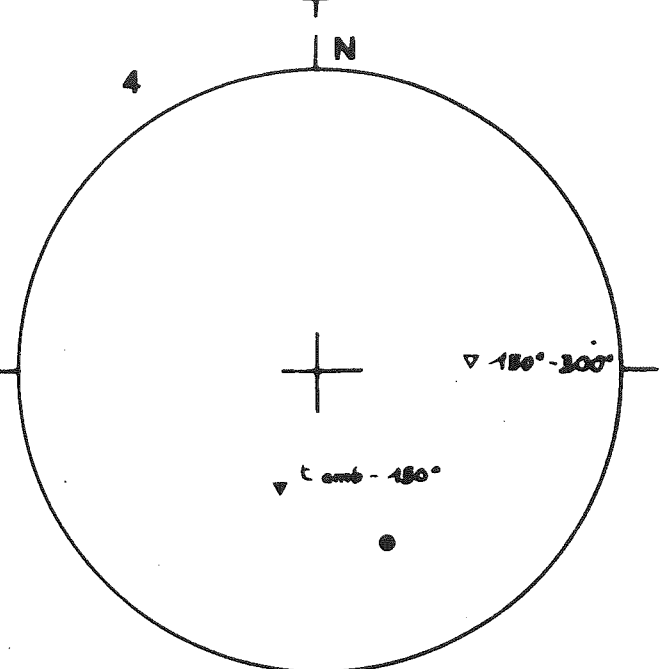
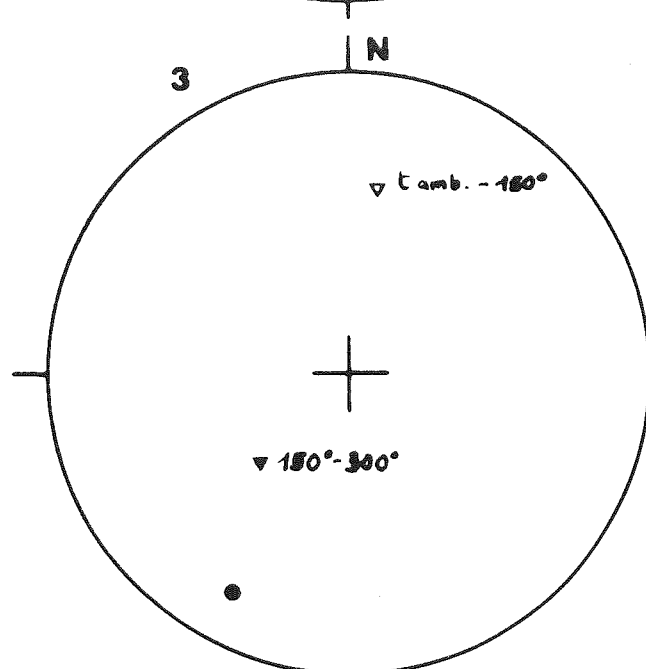
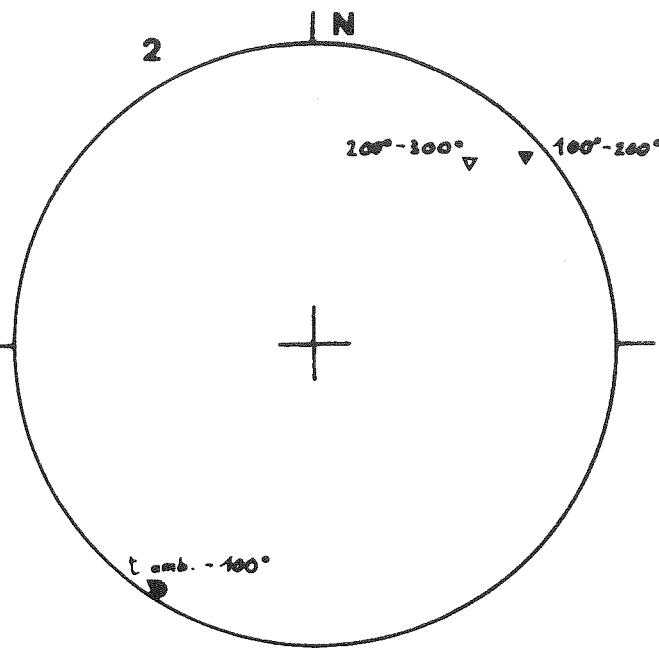
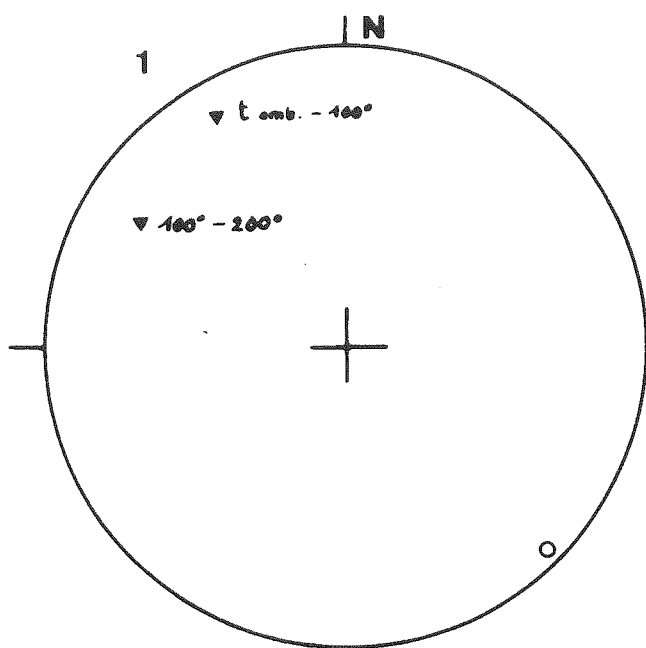


Fig. III.77. Aimantations partielles (triangles) significatives ($\sigma > 0,3 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/g, et aimantation stable (cercles) dans les séries 1 (échantillon 8b), 2 (échantillon 8a), 3 (échantillon 22b), 4 (échantillon 8b), 6 (échantillon 11b) et 8 (échantillon 18b).

III.B.2.4.) Variations séculaires (planches hors texte VI.)

A l'intérieur de chaque site de laves spilitiques du Trias-Lias, les variations séculaires du champ magnétique (étude des résultats des différentes coulées en fonction du temps) ont été analysées. Les courbes présentées sur les planches hors texte ont été comparées dans le but de rechercher des variations importantes et similaires qui montreraient que certaines coulées sont contemporaines.

Cette comparaison n'a toutefois pas donné de résultats très probants (la seule similitude qui existe entre les sites 1 Beaufin et 6 Hurtières, est basée sur des données assez imprécises).

+++++
+ ETUDE DES MASSIFS DE ROCHES PLUTONIQUES +
+++++

Plan du chapitre :

pages

IV.1.)	Etude de quelques massifs intrusifs	222
IV.1.A.)	Granites de la Bérarde et du Rochail	222
IV.1.BC.)	Intrusions de Traversella et Biella	239
IV.1.D.)	Massifs du Bergell et de Novate	253
IV.1.E.)	Granodiorite de Triangia	275
IV.1.F.)	Intrusions de l'Adamello	278
IV.1.G.)	Granite de Bressanone	295
IV.1.HJK.)	Intrusions du Rensen, du Monte Alto et des Riesenferner-Cima di Vila	302
IV.1.L.)	Granodiorite de Hollbrück	322
IV.2.)	Etude des propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées	325
IV.2.1.)	Déformation visible	325
IV.2.2.)	Anisotropie de susceptibilité magnétique	325
IV.2.3.)	Aimantation rémanente.	334

IV.1.) Etude de quelques massifs intrusifs

Les différents massifs étudiés ici sont, à l'exception du Pelvoux, près de la ligne péri-adriatique. Ils se situent dans des ensembles géologiques distincts et sont souvent très distants les uns des autres. Ils comprennent parfois des roches ayant des structures visibles très différentes. Leur étude est présentée par secteurs géographiques : région du Pelvoux, zone Sesia, bordures nord et sud de la ligne Tonale, bordures nord et sud de la ligne de la Pusteria.

Remarques préliminaires sur les résultats paléomagnétiques

Nous avons vu dans le chapitre II les imprécisions liées à la correction de pendage et la prudence nécessaire que cela impose pour l'interprétation des résultats paléomagnétiques.

A quelques exceptions près, il est difficile d'effectuer une correction de pendage (replacer l'intrusion dans la position qu'elle avait lors de sa mise en place) pour un massif intrusif dans une zone déformée. En effet, même dans le cas favorable où l'intrusion est située dans des terrains sédimentaires de pente connue, le problème est de déterminer si l'intrusion s'est effectuée dans ces roches sédimentaires quand celles-ci étaient horizontales ou inclinées. Dans un massif intrusif en zone déformée, la mesure de l'aimantation rémanente ne saurait donc au mieux permettre, qu'une approximation de la direction réelle du champ lors de l'acquisition de l'aimantation. Par contre, si cette direction est connue, une étude paléomagnétique donne une indication de la rotation ou du basculement subi par l'intrusion ; elle peut ainsi conduire à une chronologie relative intrusion-déformation.

Par ailleurs, l'ARN des roches étudiées ici a souvent des caractéristiques peu favorables à la recherche de l'aimantation d'origine (aimantation spécifique très faible ou aimantation de type ARV). Je ne décrirai donc en détail que les cas qui ont permis la mise en évidence de l'aimantation d'origine.

IV.1.A.) Granites de La Bérarde et du Rochail

IV.1.A.1.) Situation et échantillonnage

Le granite de La Bérarde est au coeur du socle du Pelvoux et le granite du Rochail est situé pour l'essentiel entre la vallée de la Malsanne et celle de la Romanche (Fig. IV.1.).

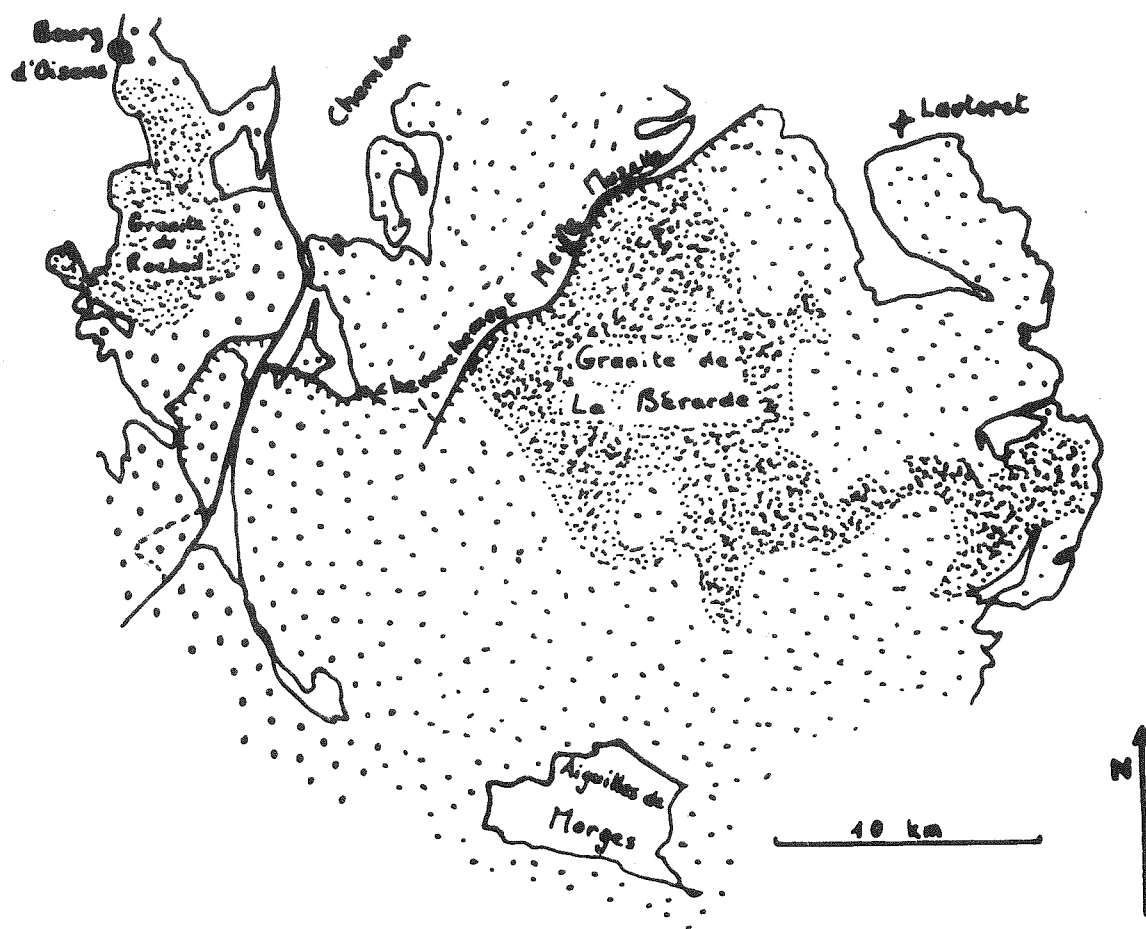
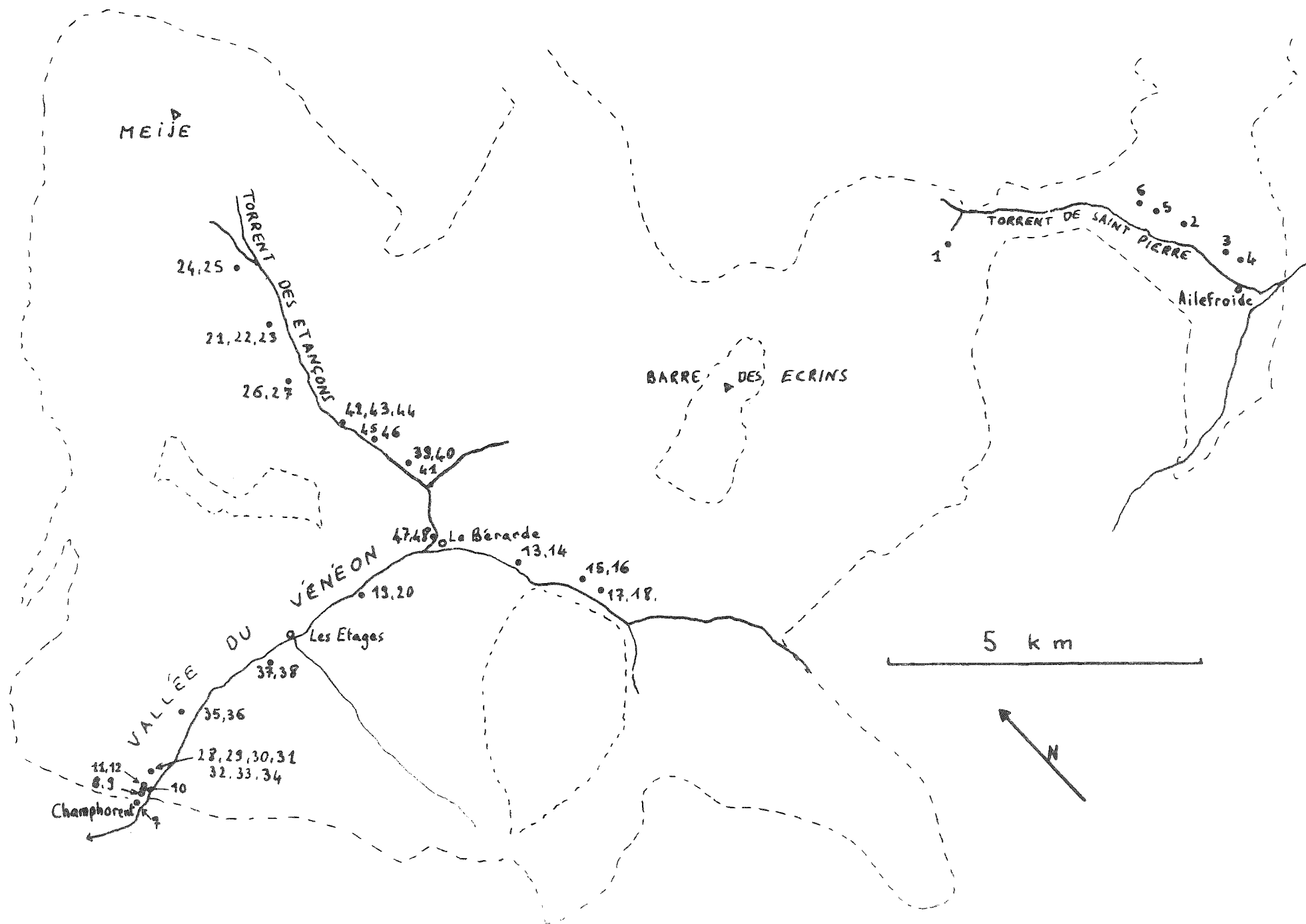


Fig. IV.1. Granites de La Bérarde et du Rochail, et leur cadre géologique (en pointillés, terrains antétriasiques).

Dans ces deux granites, une étude préliminaire a montré que l'orientation des structures magnétiques n'était pas toujours constante dans un même bloc. Les échantillons ont donc été choisis assez proches dans quelques sites plutôt que très dispersés dans toute la région. Les figures IV.2. et IV.3. montrent la localisation des 97 échantillons prélevés dans ces deux intrusions (2 cubes adjacents ont été taillés dans 11 de ces blocs).

page suivante :

Fig. IV.2. Echantillons du granite de La Bérarde.



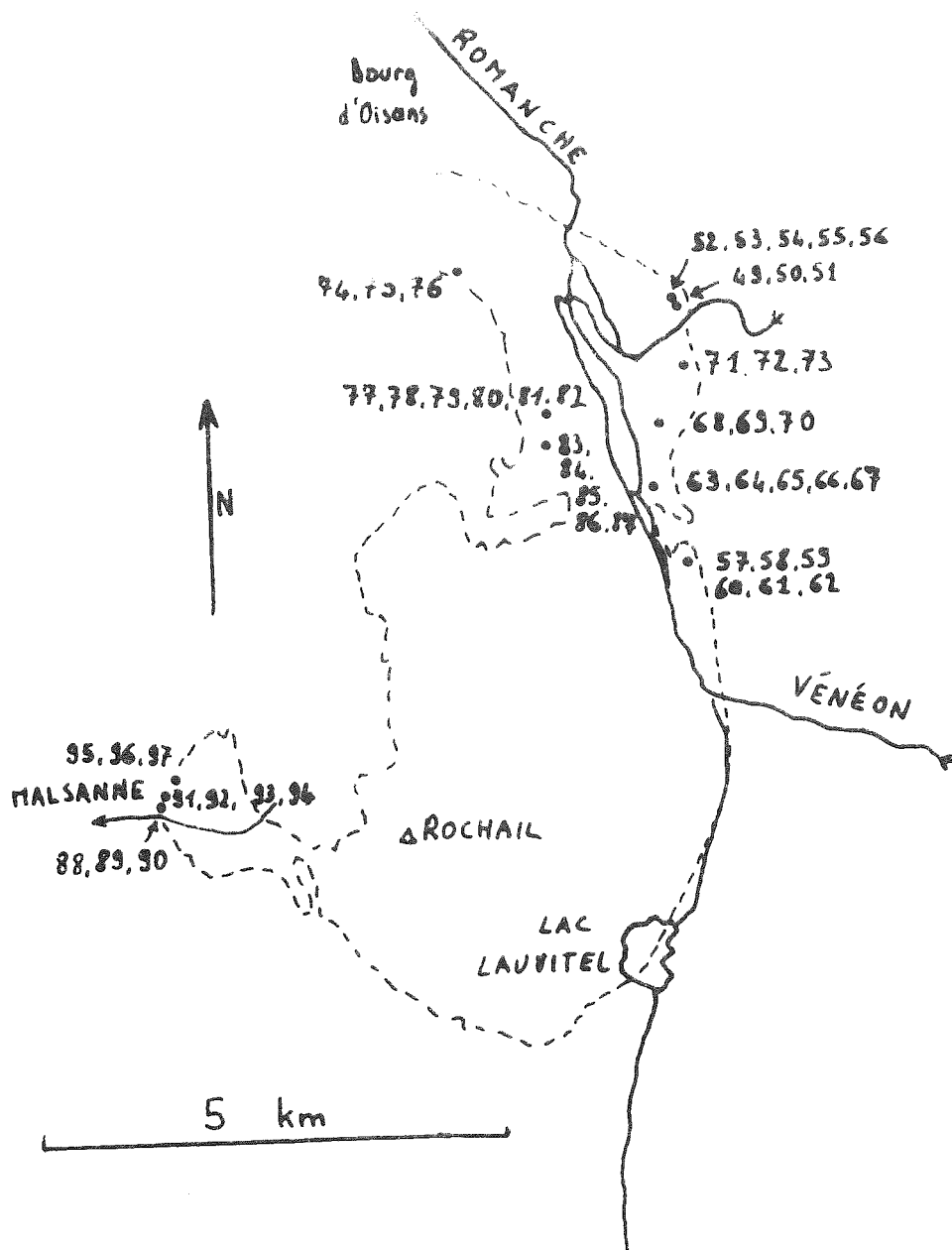


Fig. IV.3. Echantillons du granite du Rochail.

IV.1.A.2.) Cadre géologique et histoire de ces intrusions

Ces deux granites sont intrusifs dans des séries ayant subi un métamorphisme hercynien très important. Leur mise en place est tardive hercynienne : granite de La Bérarde (qui comprend, d'après P. Le Fort 1973, plusieurs masses granitiques différentes : granites des Etages, du Promontoire, de La Bérarde s.s., du Pelvoux,...) daté à 296 MA (R. Chessex et al. 1964) et 300 MA (Sonet, dans P. Le Fort 1973), et granite du Rochail 327 ± 16 MA (M. Bonhomme et al. 1963) et 298 MA

(D. Krummenacher et al. 1965). Toute la région a subi ensuite une longue période d'érosion, et ces granites étaient à l'affleurement lors du retour de la mer au Trias. Vers la limite Trias-Lias, un volcanisme spilitique (formation de filon doléritique dans le socle du Pelvoux) se développe et un métamorphisme de type hydrothermal affecte ce massif. Ce métamorphisme est probablement responsable de la formation d'hématite dans les granites (l'hématite est avec l'ilménite le minéral magnétique le plus abondant).

Après une longue période de calme tectonique, la période alpine commence avant le Lutétien, par des plissements de couverture à axes approximativement E-W et selon M. Gidon (1979), par des chevauchements de socle (en particulier, le chevauchement Meije-Muzelle). La seconde phase oligocène est caractérisée par des plissements de couverture, à peu près parallèles aux limites actuelles d'affleurement du socle à l'Ouest et au Sud du Pelvoux, et par une schistosité liée à ce plissement ; dans le socle, une schistosité de fracture est visible très localement dans des zones mylonitisées (écrasements datant probablement de la phase anté-lutétienne).

L'allure de la schistosité S2 dans la couverture montre que les accidents NE-SW ont joué pendant cette phase oligocène (J.P. Gratier et al. 1973, J. Boudon et al. 1976). Les conditions thermodynamiques maximales de la phase 2 sont de l'ordre de 335° et 1,8 Kbars d'après l'étude des phengites (P. Saliot 1978), et voisines de 335° C et 1,7 Kbars (B. Poty et al. 1974), 350° C et 2 Kbars (D. Bernard 1978) d'après l'étude des inclusions fluides. La phase 3, miocène est caractérisée par la surrection des massifs cristallins externes et par un plissement de la couverture ; elle n'a pas laissé de traces visibles dans le socle ; ses conditions thermodynamiques sont inférieures ou voisines de celles de la phase 2 (D. Bernard 1978).

Les structures visibles dans ces granites sont :

- des diaclases nombreuses (âge indéterminé pour la plupart)
- des failles dont les orientations les plus fréquentes sont NE-SW (failles ayant joué au moins à la phase 2),
- dans quelques zones mylonitisées, une schistosité de fracture (datant probablement de la phase 2)

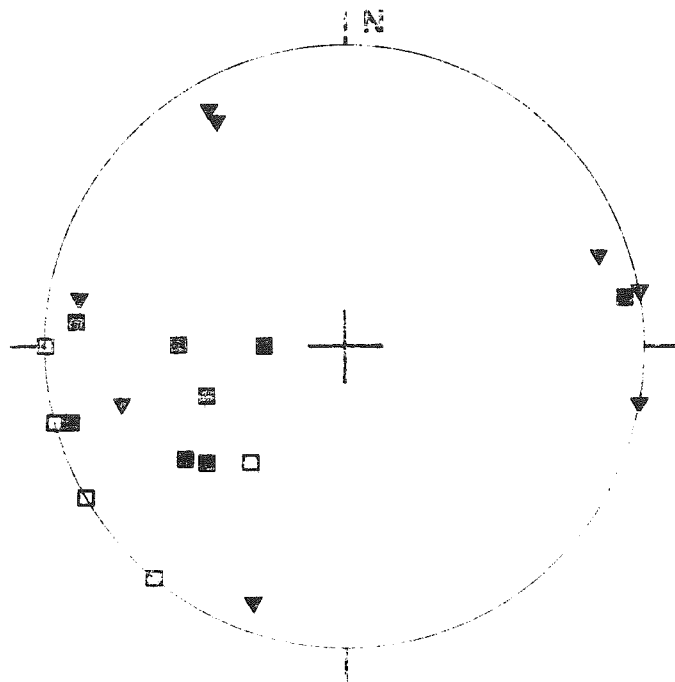


Fig. IV.4. Normales à la schistosité (carrés) et aux zones mylonitisées (triangles) près des échantillons du bassin du Veneon (figurés pleins) et du torrent de St Pierre (figures vides).

Entre les deux intrusions étudiées existent deux structures importantes : la zone synclinale Venosc-Lac Chambon qui correspond aussi à une série de failles NNE-SSW, et le chevauchement Meije-Muzelle au Nord duquel les mylonitisations sont beaucoup plus importantes qu'au Sud (F. Bartoli et al. 1974).

IV.1.A.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.A.3.1.) Granite de La Bérarde

IV.1.1.3.1.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.5. et planches hors-texte VIII.A_B, IX.A_B, X.A_B)

Les axes minimaux sont relativement bien groupés autour d'une direction E-W à ENE-WSW. Les axes intermédiaires et maximaux sont dispersés autour d'un plan vertical NNW-SSE.

Les valeurs du paramètre f vont de 0,06 à 0,78 (valeur moyenne 0,38) et montrent une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

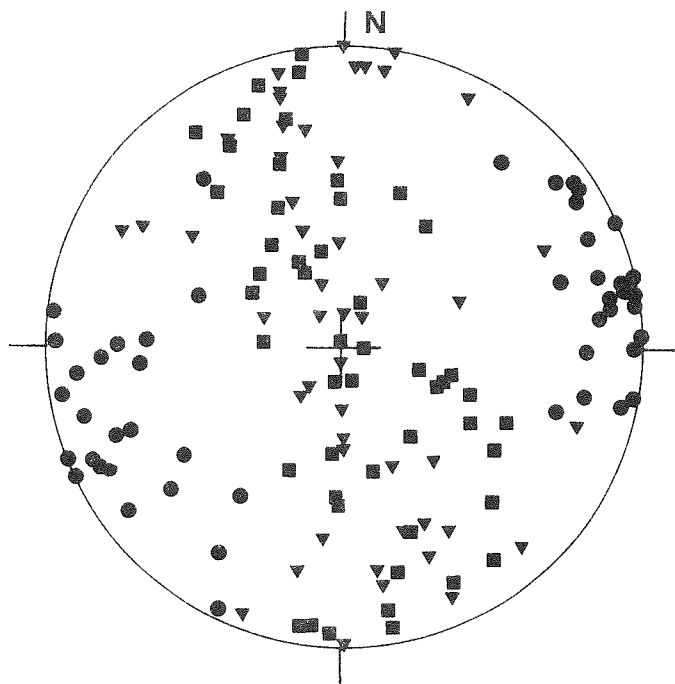


Fig. IV.5. Axes principaux de susceptibilité minimale (cercles), intermédiaire (carrés) et maximale (triangles) dans le granite de La Bérarde.

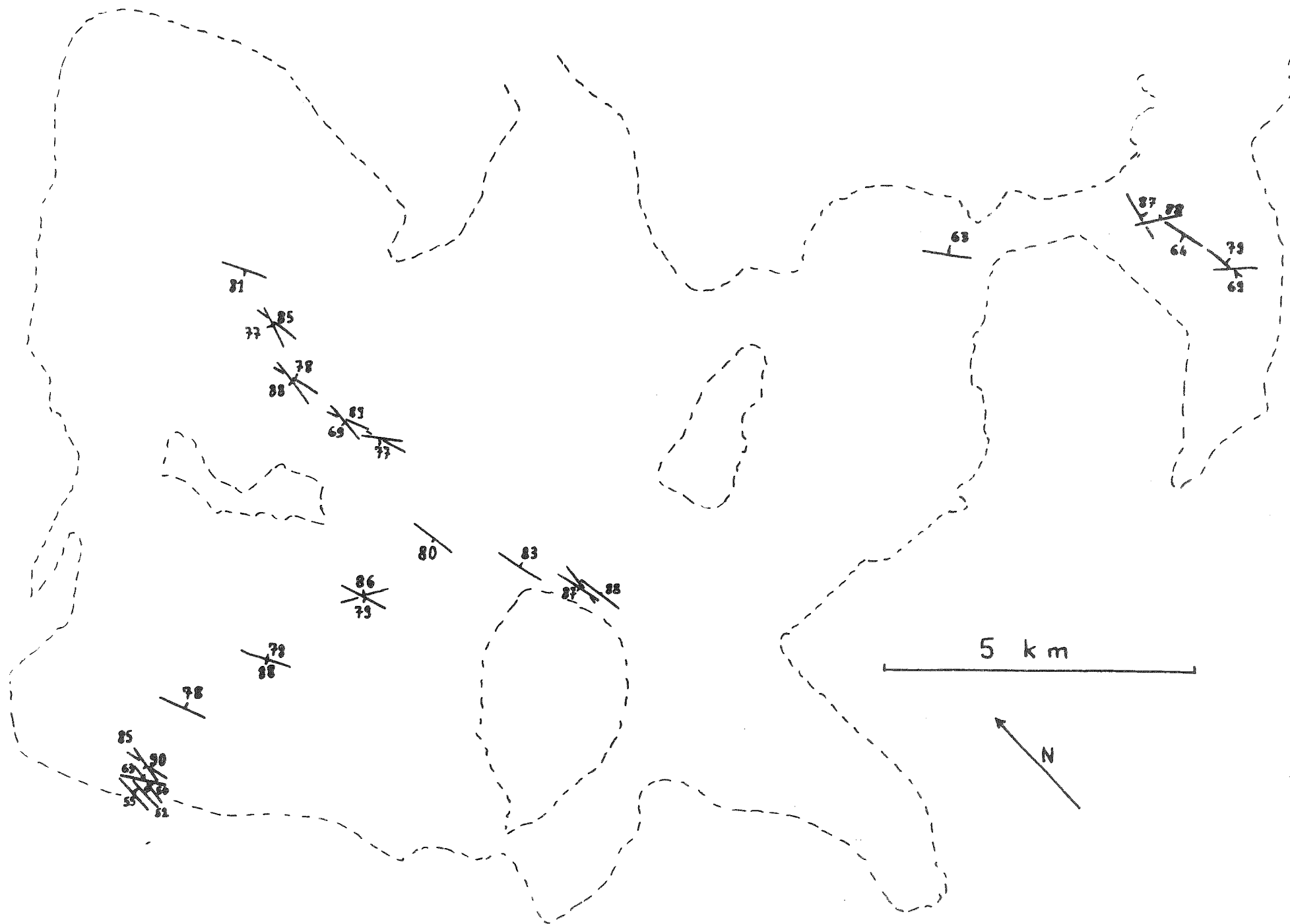
Les valeurs du pourcentage d'anisotropie h sont très variables (de 1,3 à 27,1) ; elles sont en moyenne (7,5) relativement élevées.

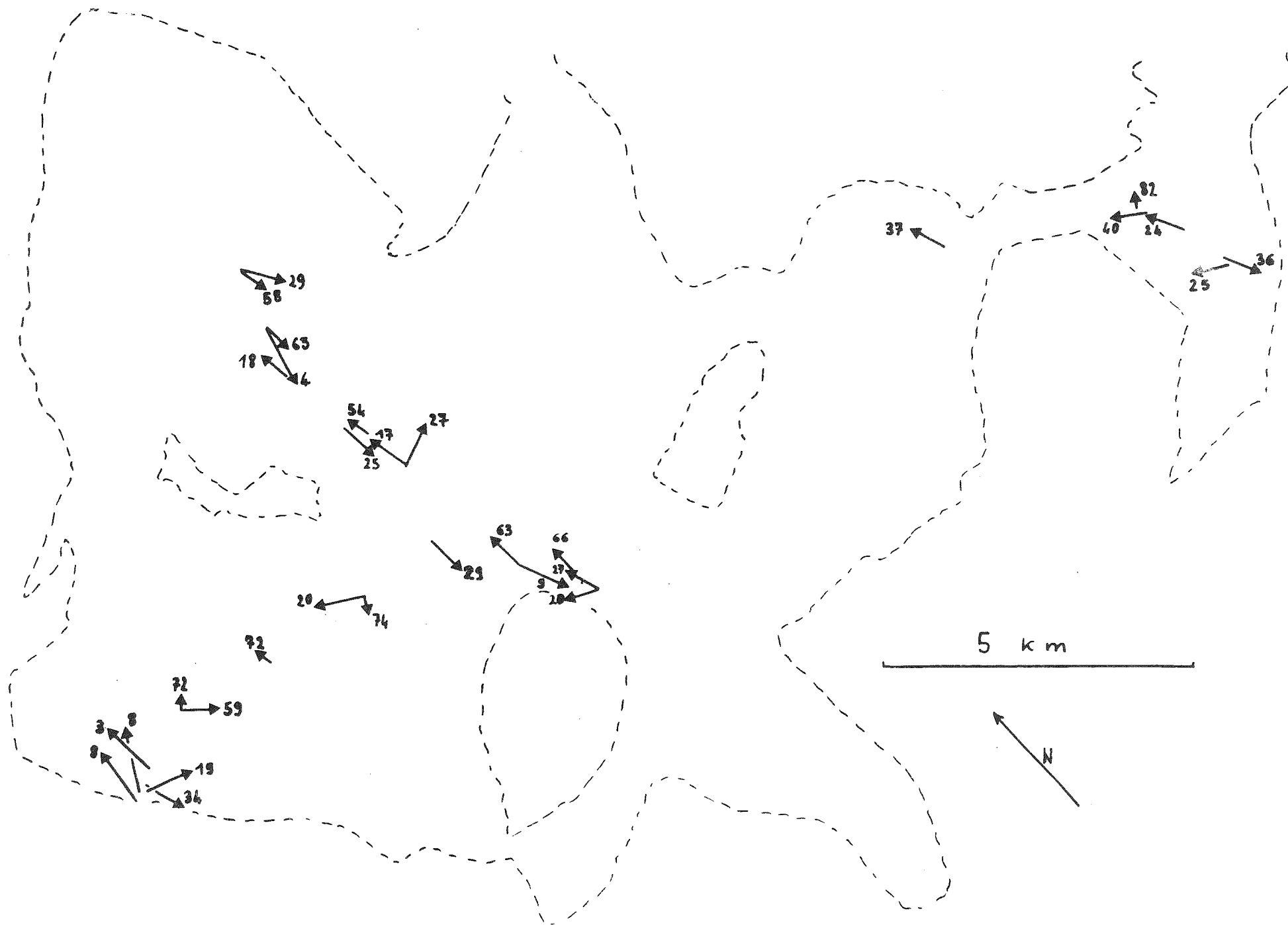
L'étude en carte des foliation et linéation magnétiques (Fig. IV.6 et IV.7.) confirme la stabilité de l'orientation de la foliation (les plus grandes variations ont lieu dans la vallée de Saint Pierre) ; elle ne permet pas de mettre en évidence des variations régulières pour l'orientation de la linéation.

page suivante :

Fig. IV.6. Pendage des foliations magnétiques dans le granite de La Bérarde.

Fig. IV.7. Orientation des linéations magnétiques dans le granite de La Bérarde.





IV.1.A.3.1.2.) Discussion

La schistosité alpine apparaît nettement près de Champhorent. La roche a en effet subi un broyage important et présente une orientation préférentielle très nette. La foliation magnétique est le plus souvent voisine de la schistosité, avec des écarts entre ces deux foliations atteignant cependant 30° . L'anisotropie est donc liée, au moins en partie, à une structure non visible. Cette dernière pourrait être en relation avec la mise en place du magma, ou avec un phénomène tectonique.

Pour tenter de résoudre ce problème, j'ai étudié l'anisotropie de la roche encaissante (gneiss) au contact du granite. Celle-ci a été déformée après la mise en place du granite (comme cela apparaît à l'observation). La foliation magnétique a la même orientation constante dans le gneiss (où elle est différente de la foliation visible) et dans le granite, et ceci malgré la déformation du contact.

L'anisotropie est donc contemporaine ou postérieure à la déformation qui est ici liée à la phase 1 (anté-lutétienne) ou 2 (oligocène) puisque la schistosité S2 n'est pas déformée. La déformation non visible mise en évidence par son étude est probablement postérieure à la schistosité visible, car dans le cas contraire, l'anisotropie de susceptibilité aurait été remplacée par celle liée à la schistosité.

L'anisotropie des granites est par conséquent liée, au moins en partie, à la déformation 3 (phase miocène).

La relative dispersion des axes principaux de susceptibilité, en particulier des axes maximaux, montre que l'anisotropie est complexe ; celle-ci correspond donc à la fois à la phase 2 (schistosité visible) et à la déformation 3.

Dans l'Est du massif, la schistosité 2 est également visible dans les granites. La coïncidence entre foliation magnétique et schistosité n'est pas toujours parfaite, ce qui confirme les conclusions tirées pour la région de Champhorent.

Les autres structures visibles sont des zones mylonitisées liées à des failles SW-NE (échantillon 17, 18, 39, 40 et 41), SSE-NNW (échantillons 35 et 36) ce qui correspond à une orientation fréquemment observée dans cette région. Il existe également une zone mylonitisée liée à une faille E-W (échantillons 19 et 20) qui a joué en décrochement sénestre ; ces dernières failles sont souvent peu apparentes sur le terrain mais elles ont un rôle très important dans l'orientation

des vallées dans toutes les Alpes Occidentales (ici la vallée du Vénéon à l'Ouest de la Bérarde).

L'anisotropie de ces échantillons broyés a la même orientation que celle des autres échantillons. Elle est postérieure au broyage, et donc aux principaux jeux de ces failles. Certains de ces accidents (structures E-W) ne datent peut être que de la phase miocène ; la foliation magnétique de leurs brèches ne correspondrait alors qu'à la schistosité miocène.

IV.1.A.3.1.3.) Conclusion

L'anisotropie du granite de La Bérarde est liée aux déformations subies par ce granite.

La foliation magnétique mesurée ici correspond donc probablement à la fois aux schistosité 2 (Oligocène) et 3 (Miocène).

IV.1.A.3.2.) Granite du Rochail

IV.1.A.3.2.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.8. et planches hors-texte VIII.A_R, IX.A_R et X.A_R)

Les axes forment trois groupes avec une dispersion relativement importante dans chacun d'eux. La grande majorité des axes maximaux sont proches d'une direction plongeant assez faiblement vers le NNW.

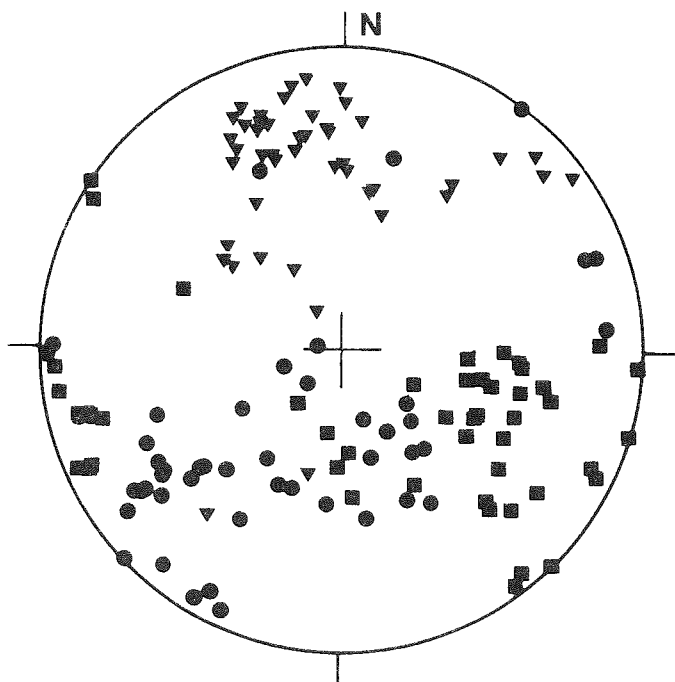


Fig. IV.8. Axes principaux de susceptibilité minimale (cercles), intermédiaire (carrés) et maximale (triangles) dans le granite du Rochail.

Les valeurs du paramètre f , assez variables (de 0,08 à 0,95) montrent en moyenne (0,56) une légère prédominance de la linéation.

Le pourcentage d'anisotropie h est en moyenne (9,1) un peu plus élevé que dans le granite de La Bérarde (7,5) ; sa valeur varie ici de 3,5 à 27,4.

Dans les échantillons où les deux cubes ont été taillés, les résultats (fig. IV.9) sont légèrement différents avec, de plus, pour un échantillon une importante variation du pourcentage d'anisotropie.

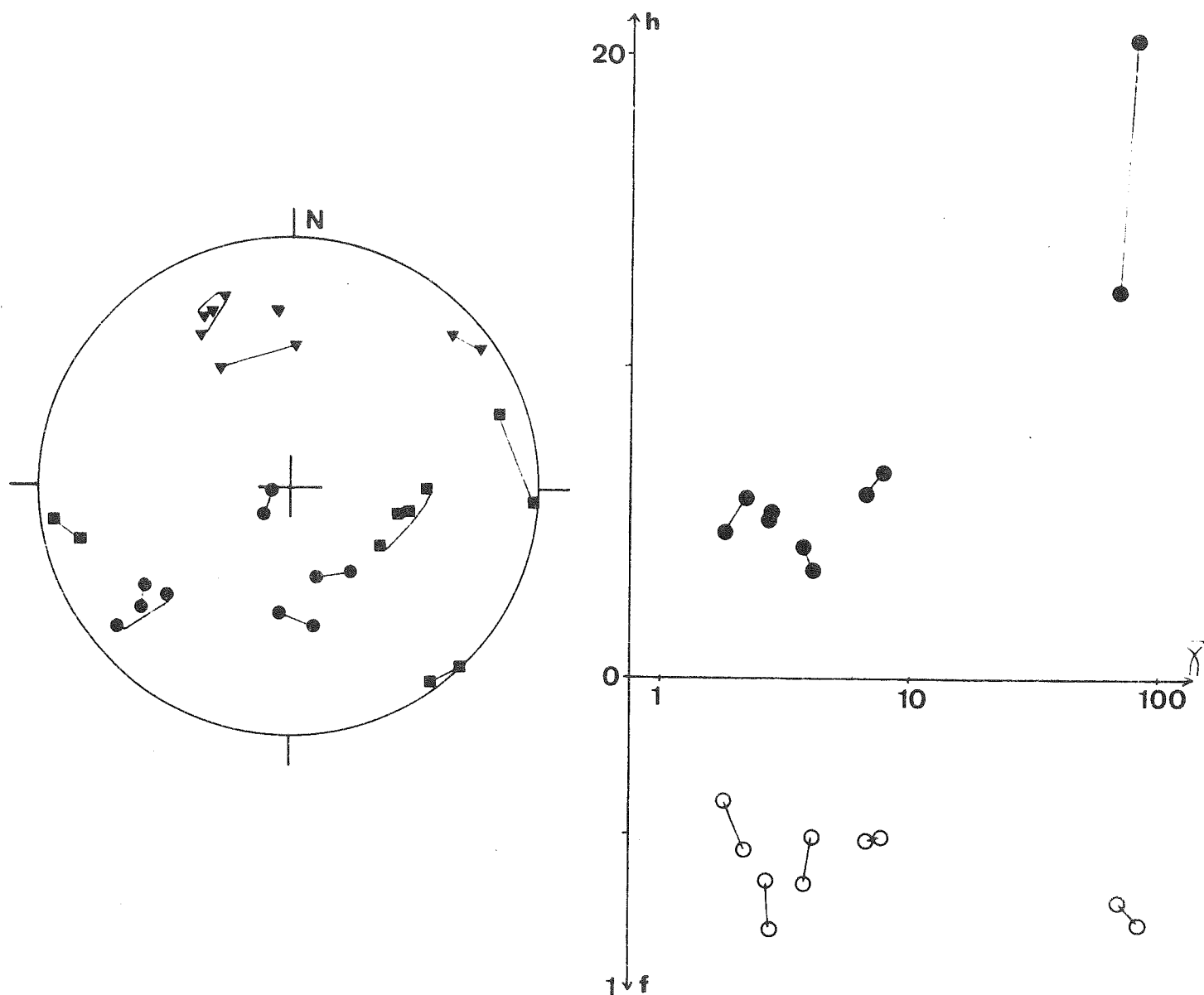


Fig. IV.9. Variation des résultats dans les deux spécimens cubiques taillés dans un même bloc.

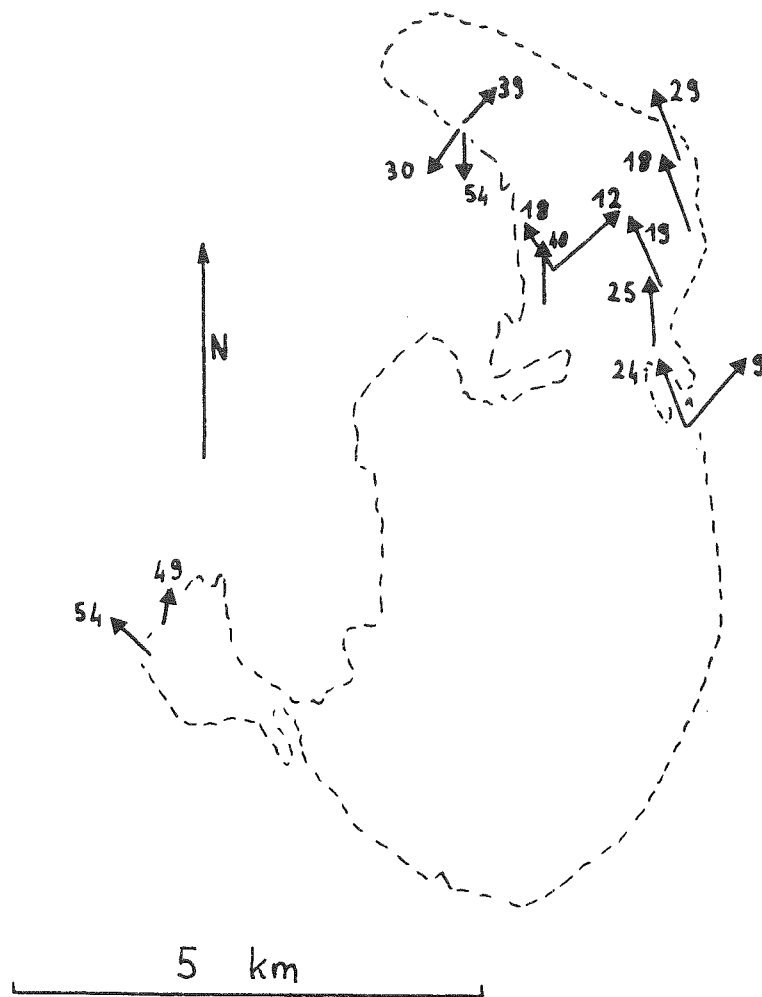


Fig. IV.11. Pendage de la linéation magnétique dans le granite du Rochail.

IV.1.A.3.2.2.) Discussion

Les échantillons 57 à 59 (gneiss) et 60 à 62 (granite) ont été prélevés dans un site où le contact gneiss-granite n'est pas tectonique mais intrusif. La figure IV.12. montre que la foliation magnétique du granite et des gneiss est proche de la foliation visible des gneiss et semble indépendante du pendage du contact intrusif. L'intrusion granitique étant postérieure à la formation de la foliation visible des gneiss, cette anisotropie ne peut s'expliquer que par une déformation postérieure à l'écoulement du magma.

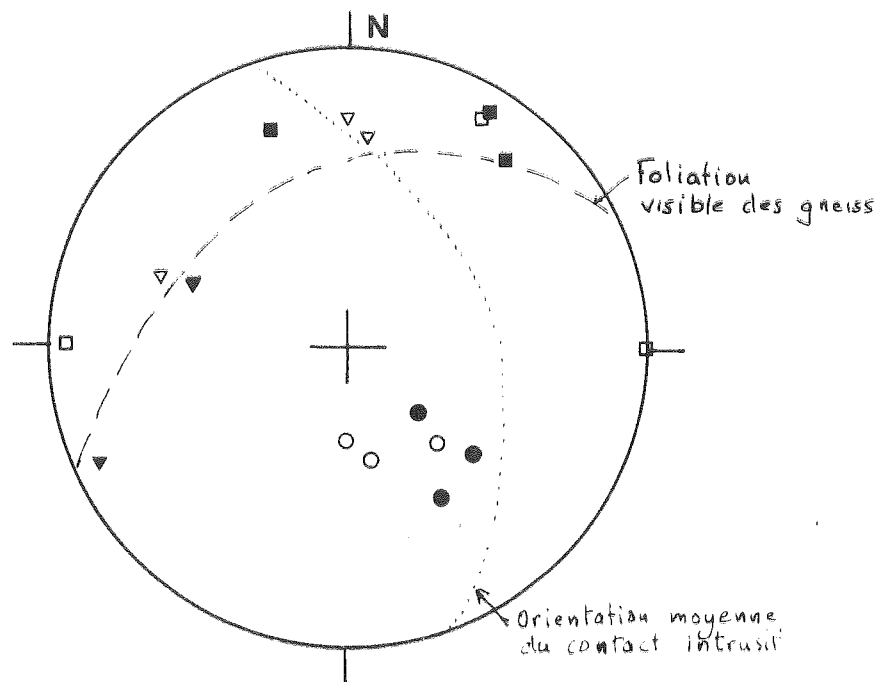


Fig. IV.12 Relation entre l'orientation des axes principaux de susceptibilité maximale (triangles), intermédiaire (carrés) et minimale (ronds) des gneiss (figurés vides) et des granites (figurés pleins) avec celles de la foliation des gneiss et du contact intrusif dans les échantillons 57 à 62.

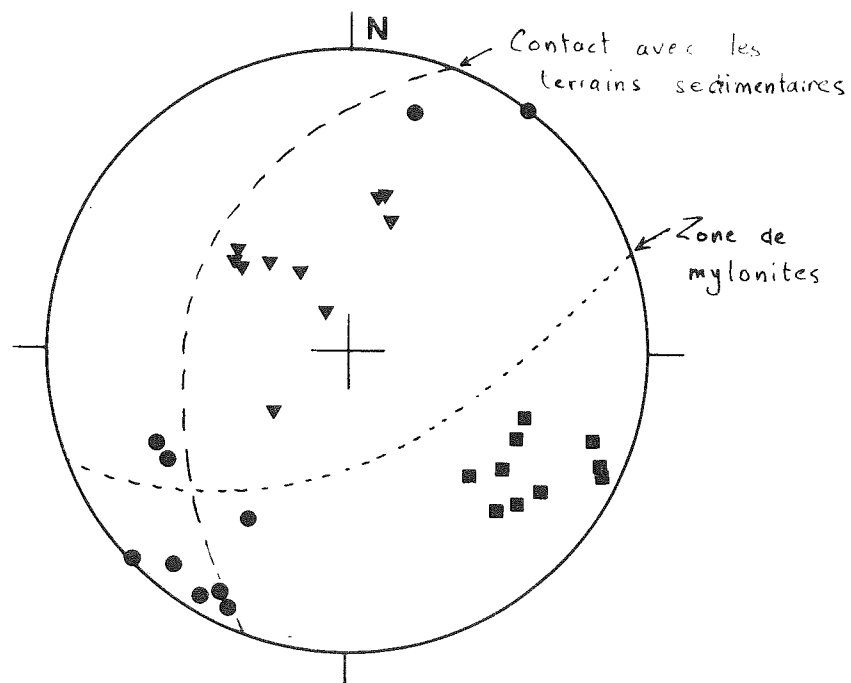


Fig. IV.13. Relations entre axes principaux de susceptibilité maximale (triangles), intermédiaire (carrés) et minimale (ronds) et structures visibles dans le granite de la haute vallée de la Malsanne. La schistosité S2 visible est parallèle au contact avec les roches sédimentaires.

Dans la haute vallée de la Malsanne (Fig. IV.13.), la foliation magnétique est indépendante de la schistosité visible (S2 oligocène et S3 miocène) dans la couverture et des zones mylonitisées du granite ; les axes maximaux sont cependant proche de la schistosité S2, surtout si on tient compte d'une plus faible inclinaison de la direction de contrainte maximale dans les niveaux homogènes (§ II.A.8.). L'anisotropie correspond donc vraisemblablement en partie à la déformation 2 (Oligocène).

La présence de foliation et de linéation magnétiques d'orientation variable montre cependant que cette anisotropie est complexe, et résulte vraisemblablement de plusieurs déformations. Celles-ci peuvent être :

- une déformation tardi-hercynienne (actuellement inconnue),
- une déformation alpine liée aux phase 1, 2 ou 3.

La schistosité 2 a sans doute une relation avec l'anisotropie et la schistosité 3 (visible plus au Nord) est assez proche de la S2 ; ces deux schistosités ont une orientation différente de la foliation magnétique.

IV.1.A.3.2.3.) Conclusion

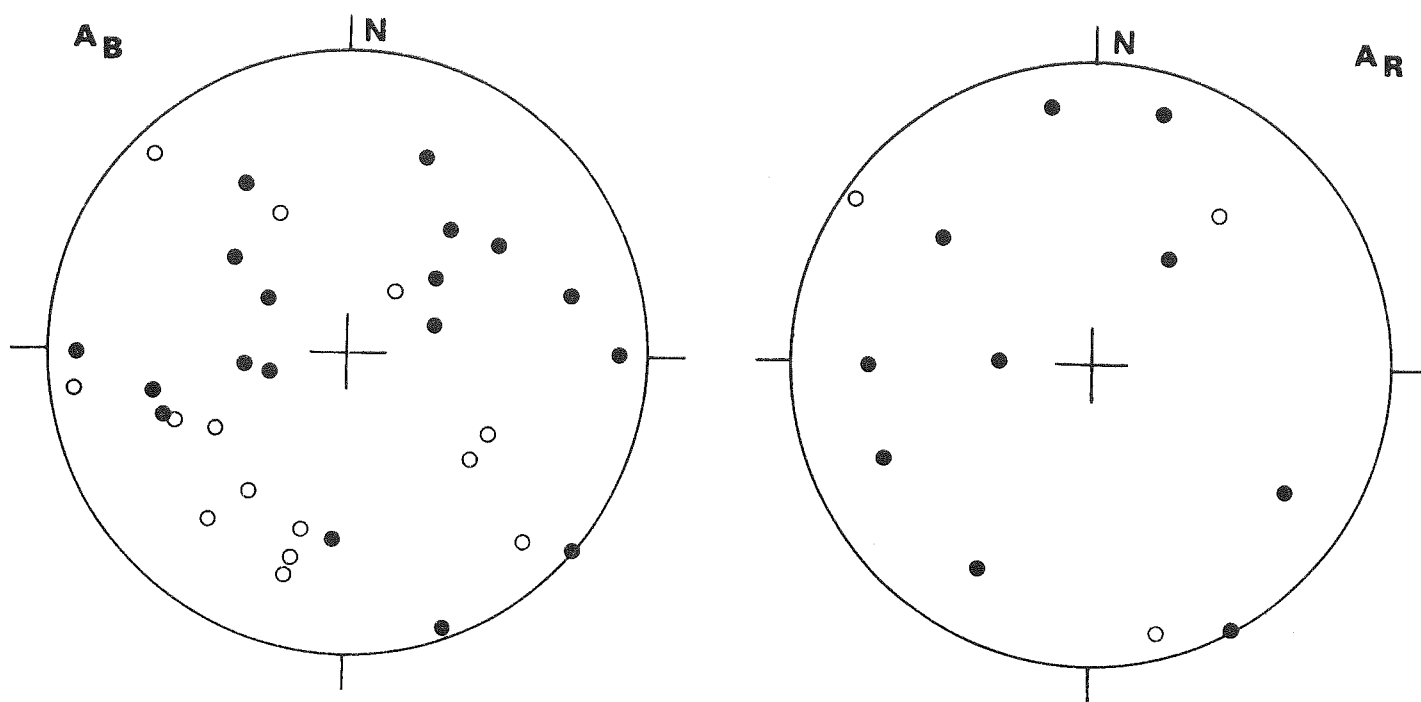
L'anisotropie du granite du Rochail est complexe et résulte de plusieurs déformations. La déformation 1 (anté-lutétienne) importante dans ce secteur, pourrait jouer un rôle majeur avec la déformation 2. Une éventuelle déformation tardi-hercynienne et la phase 3 (miocène) peuvent cependant avoir aussi une relation avec l'anisotropie.

IV.1.A.3.) Aimantation rémanente

La figure IV.14. présente l'orientation des vecteurs aimantation avant analyse. Au cours de celle-ci, l'aimantation, probablement en grande partie de nature visqueuse, n'est pas stable.

page suivante :

Fig. IV.14. Vecteurs aimantation totale dans les granites de La Bérarde (A_B) et du Rochail (A_R).



IV.1.A.5.) Synthèse des résultats

Ces deux massifs granitiques présentent des structures très différentes. L'accident Meije-Muzelle (F. Bartoli et al. 1974) qui passe entre eux est par conséquent une structure fondamentale de cette région. Au sud de ce chevauchement, la roche présente une foliation bien définie et d'orientation constante et la linéation a une orientation très variable. Au Nord, la linéation qui est prédominante sur la foliation (mal définie), présente deux orientations différentes.

Dans le granite de La Bérarde, l'étude de l'anisotropie de susceptibilité a permis de montrer que les phases de déformation 2 (Oligocène) et 3 (Miocène) ont affecté l'ensemble du massif granitique. Elle a montré l'allure très régulière de la déformation dans le granite où très peu de structures sont visibles.

Dans le granite du Rochail, l'anisotropie est complexe et résulte de plusieurs déformations (datant probablement des phases 1 et 2 pour l'essentiel)

IV.1.BC.) Intrusions de Traversella et Biella

IV.1.BC.1.) Situation et échantillonnage

Les intrusions de Traversella et de Biella (Fig. IV.15.) se situent dans les premiers contreforts des Alpes au dessus de la plaine du Pô.

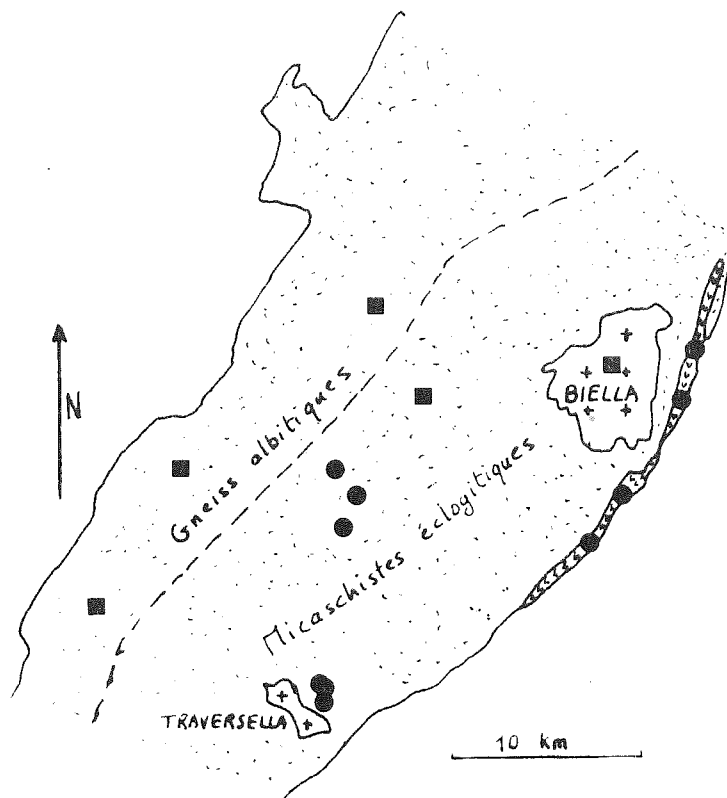


Fig. IV.15. La zone Sesia (pointillés), les andésites du Canavese (v) et les intrusions de Biella et Traversella (d'après G.V. Dal Piaz et al. 1971).

Les carrés (voir analyse paléomagnétique) correspondent à des basculements de 30° et les cercles à des basculements de 65° (autour d'un axe NE-SW, soulèvement des régions NW).

Elles portent les traces d'une altération superficielle importante, et les affleurements de roche en place ne correspondent pratiquement qu'à des carrières.

A Traversella, les 17 échantillons (taillés en 24 spécimens cubiques) n'ont pu être prélevés que dans la partie sud de l'intru-

sion (Fig. IV.16.)

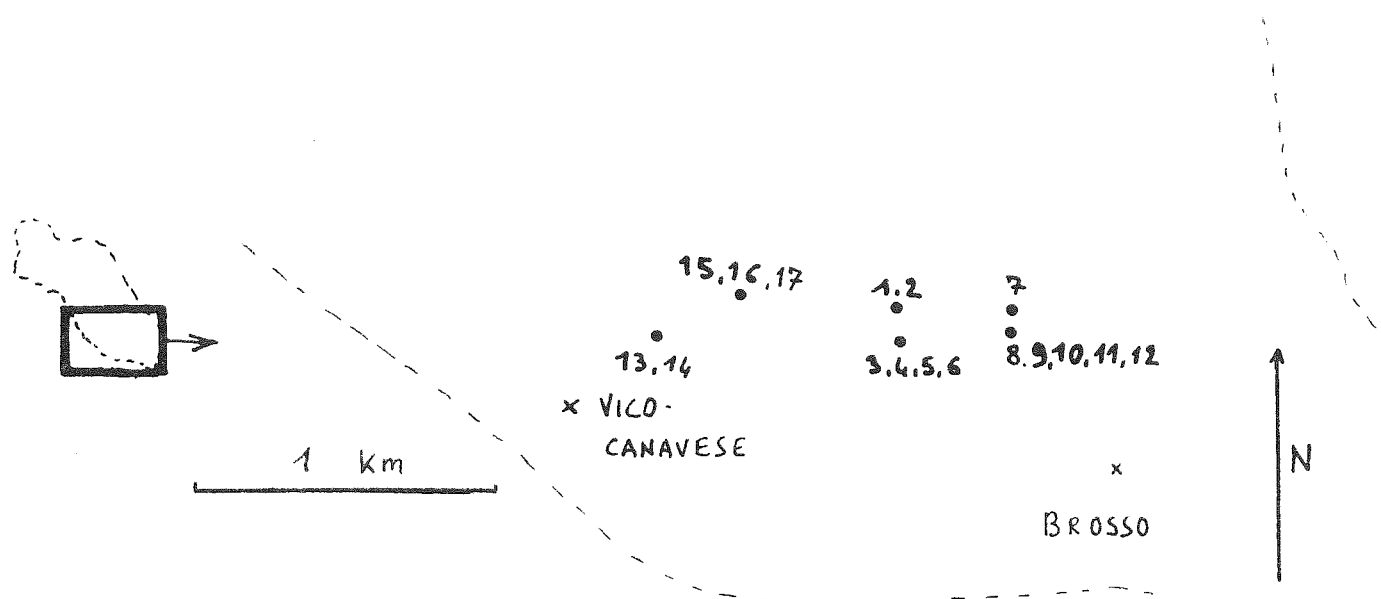


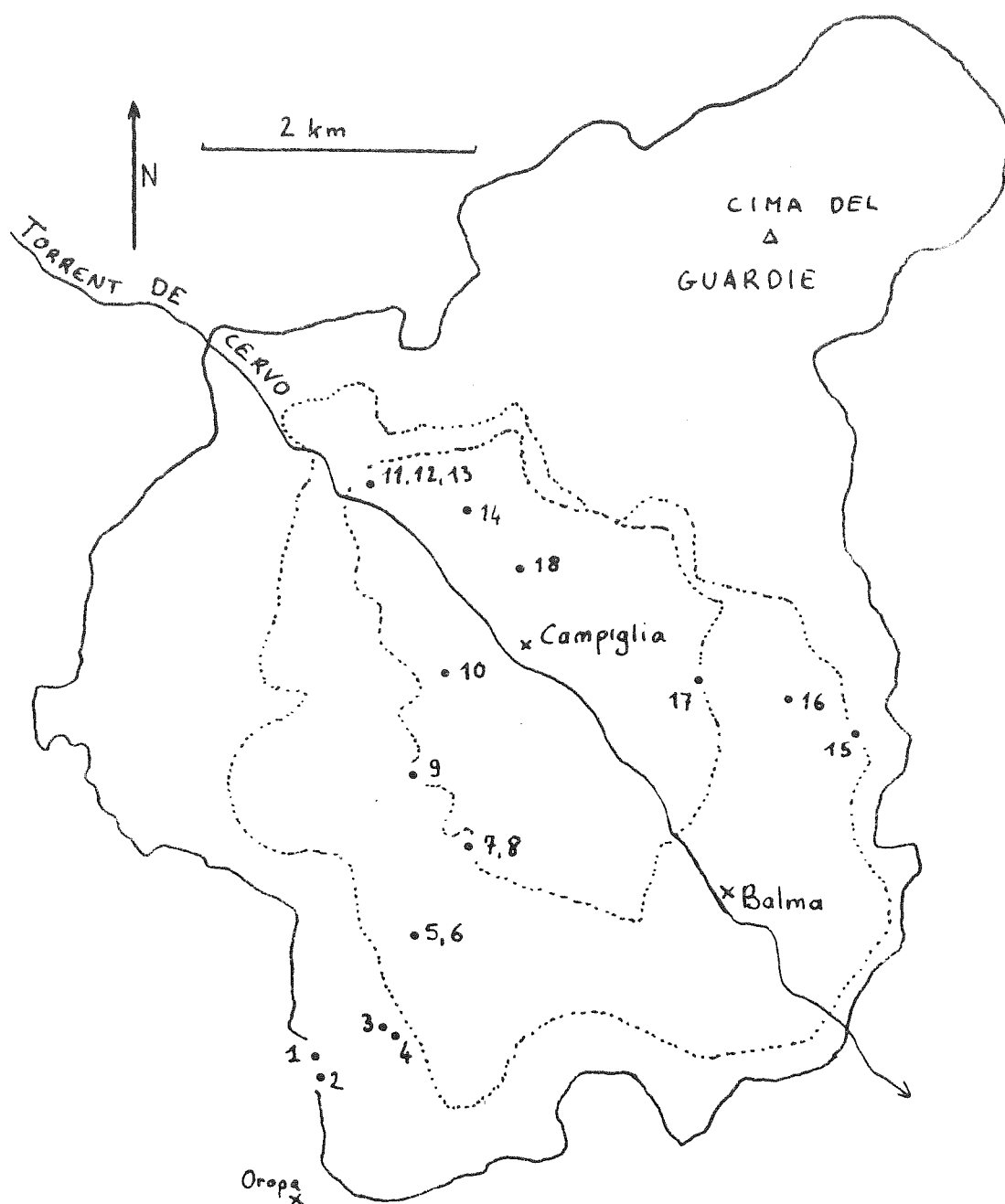
Fig. IV.16. Echantillons de Traversella.

Dans l'intrusion de Biella, 18 échantillons (taillés en 20 spécimens cubiques) ont été prélevés (Fig. IV.17.) dans différentes parties de l'intrusion.

Page suivante :

Fig. IV.17. Sites de prélèvement dans l'intrusion de Biella (fond géologique d'après M. Fiorentini Potenza 1959).

- Auréole de la Cima delle Guardie : faciès périphérique syeno-monzonitique.
- Auréole de la Balma : syenites.
- Noyau de Campliglia : granite.



IV.1.BC.2.) Cadre géologique et histoire de ces intrusions

La syénite de Traversella (F.C. Müller 1912, V. Novarese 1943) est datée à 31 MA (J.D. Krummenacher et J.F. Everdingen 1960). Le massif de Biella (M. Fiorentini-Potenza 1959) est formé de plusieurs auréoles concentriques de composition allant du granite à des syénites ; des structures liées à l'écoulement du magma sont localement visibles dans l'auréole la plus externe. Cette intrusion est datée à 29 MA (J.C. Hunziker et P. Bearth 1969). Ces deux mas-

sifs se sont mis en place au moins à 2 km de profondeur (H. Abrendt 1972) ; les minéraux magnétiques les plus abondants sont la magnétite et l'ilménite.

Une auréole de métamorphisme de contact est visible dans les terrains de la zone Sesia autour des deux intrusions. Celles ci ont subi deux phases tectoniques cassantes (sans métamorphisme) : compression NW-SE, puis extension selon la même direction (J.Comes 1975).

IV.1.BC.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.B.3.) Syénite de Traversella

IV.1.B.3.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.18. et planches hors texte VIII.B., IX.B. et X.B.)

Bien que les échantillons proviennent tous du secteur sud de l'intrusion, la dispersion des axes principaux de susceptibilité est grande. Les axes maximaux sont presque tous dans la moitié nord du diagramme et les axes maximaux sont tous dans la moitié sud.

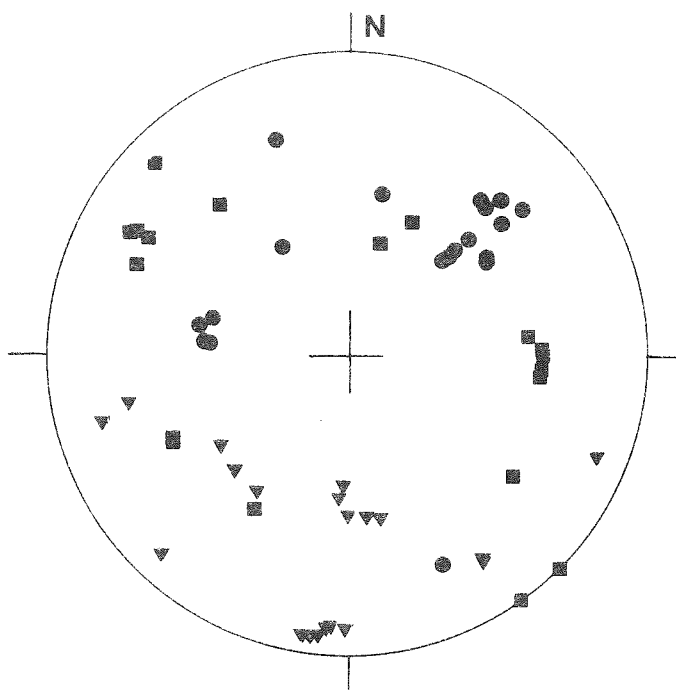


Fig. IV.18. Axes principaux de susceptibilité minimale (cercles), intermédiaire (carrés) et maximale (triangles) à Traversella.

Les valeurs du paramètre f s'échelonnent entre 0,13 et 0,55 (valeur moyenne 0,38) et montrent donc une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

Le pourcentage d'anisotropie a des valeurs allant de 7,4 à 21,5 (valeur moyenne 13,0) et est donc très important dans cette intrusion.

Dans les blocs où plusieurs cubes ont été taillés, la cohérence des résultats est très variable d'un bloc à l'autre ; elle est bonne dans le bloc où 4 cubes ont été taillés (Fig. IV.19.).

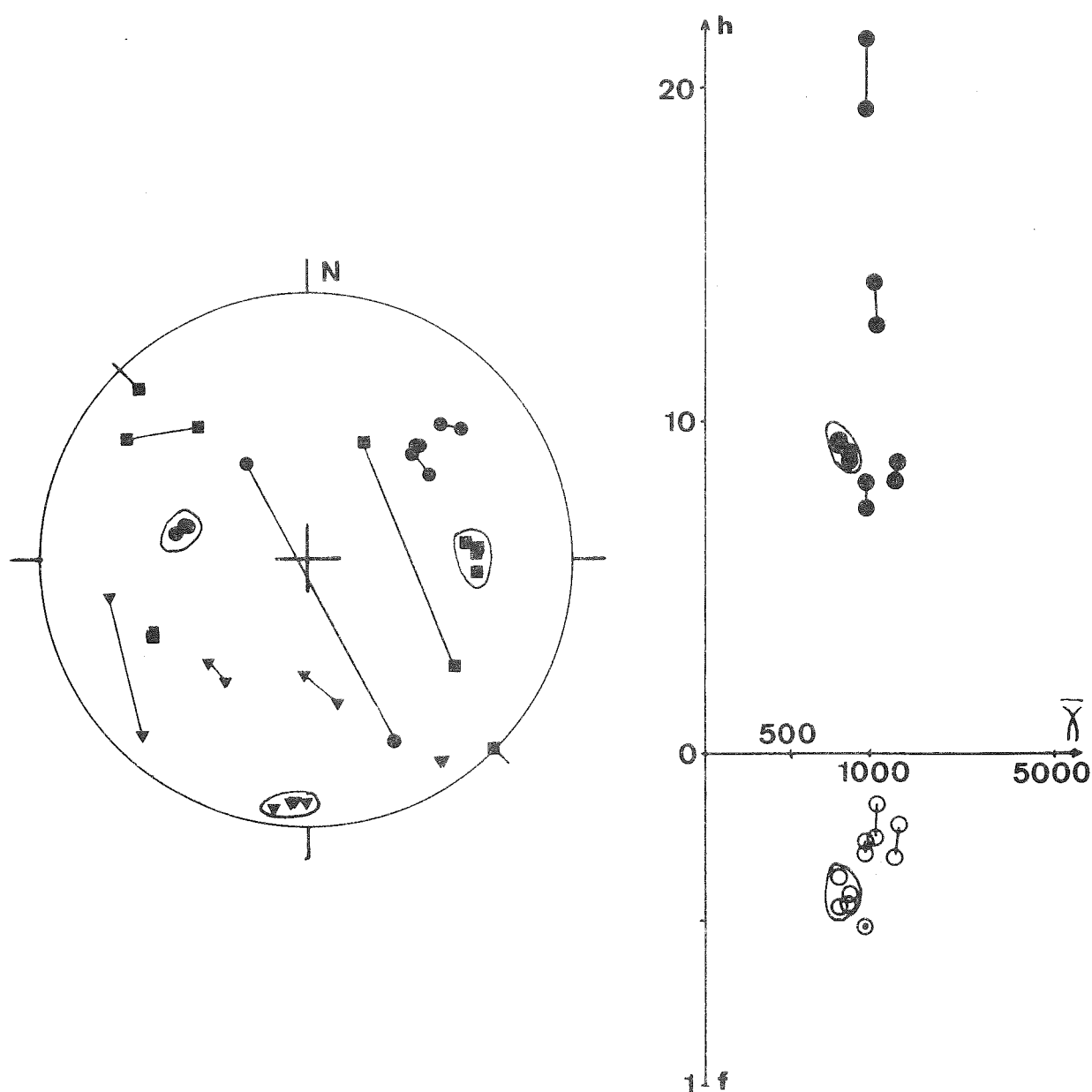


Fig. IV.19. Variations des résultats entre spécimens cubiques provenant d'un même bloc de Traversella.

Il est difficile de tirer des enseignements de la représentation sur une carte des résultats car les échantillons n'ont pu être prélevés que dans un petit secteur du massif ; un certain nombre de foliations magnétiques semblent parallèles à l'allongement du massif ou aux bordures de celui ci ; les linéations magnétiques plongent toutes vers l'extérieur de cette intrusion (Fig. IV.20. et IV.21.).

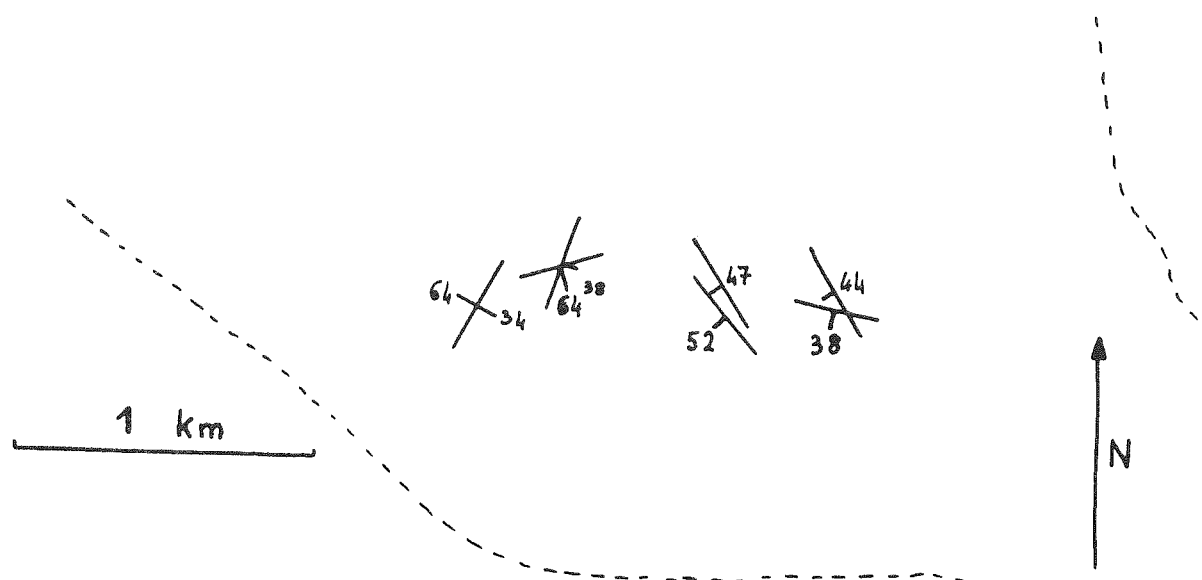


Fig. IV.20. Pendage de la foliation magnétique à Traversella.

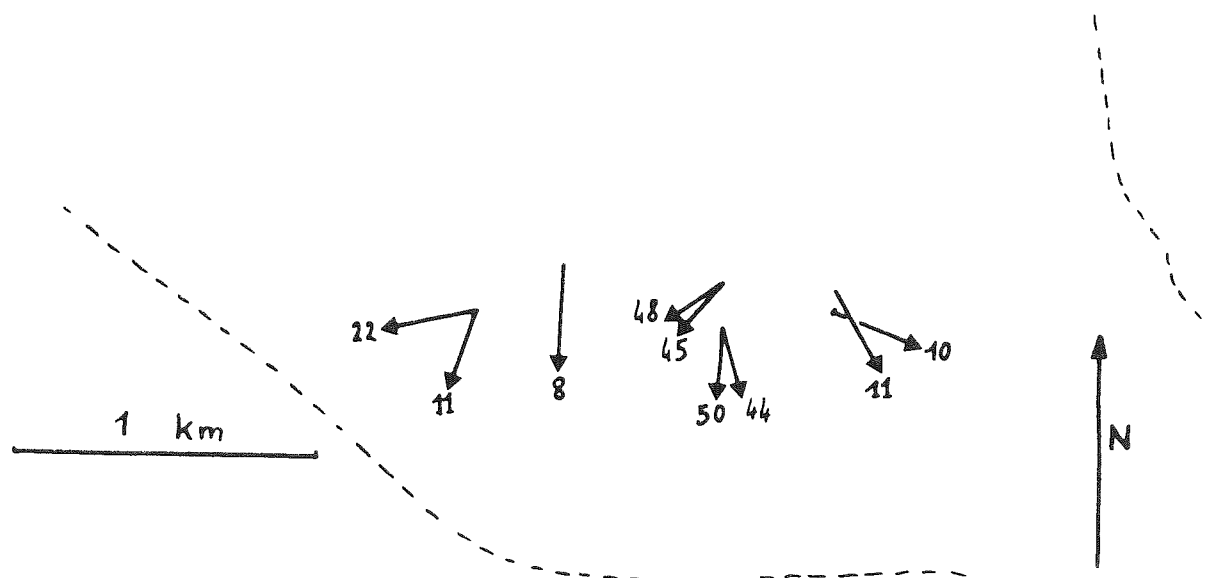


Fig. IV.21. Pendage de la linéation magnétique à Traversella.

IV.1.B.3.2.) Interprétation

La foliation magnétique est ici très bien définie (valeurs faibles de f et fortes de h) et présente des variations importantes d'orientation, parfois même dans un bloc (échantillon 13).

Cette foliation magnétique pourrait correspondre à une schistosité déformée. Cependant, une schistosité n'est visible nulle part dans l'intrusion. L'échantillon 13 ne présente pas de trace de la déformation importante qui aurait pu expliquer la variation d'orientation d'une éventuelle schistosité. Les valeurs très élevées du paramètre h correspondent ici à une très forte susceptibilité moyenne (966.10^{-6} uem cgs/0e.g) et ne sont donc pas un argument en faveur d'une anisotropie due à la déformation. L'anisotropie est donc probablement ici liée à la mise en place de l'intrusion. La linéation magnétique présentant un plongement vers l'extérieur de l'intrusion pourrait correspondre à la direction d'écoulement du magma.

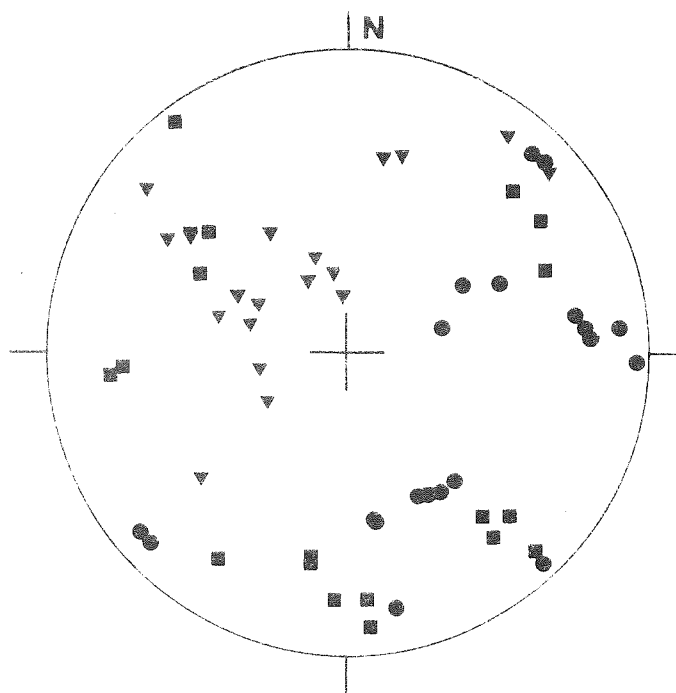
IV.1.C.3.) Intrusion de Biella

IV.1.C.3.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.22. et planches hors texte VIII.C, IX.C. et X.C.)

Bien que nous ayons ici une bien meilleure répartition des points de prélèvement dans l'intrusion, nous observons comme à Traversella des axes minimaux et maximaux dispersés chacun dans une moitié du diagramme de projection (minimaux dans la moitié sud-est et maximaux dans la moitié nord-ouest).

Page suivante :

Fig. IV.22. Axes principaux de susceptibilité minimale (cercles) intermédiaire (carrés) et maximale (triangles) à Biella.



La dispersion des valeurs de f est importante (de 0,02 à 0,84) et la valeur moyenne (0,37) montre encore une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

Ces valeurs de h sont élevées ; elles varient de 3,7 à 17,3 (valeur moyenne 10,0).

Sur une carte (Fig. IV.23.) l'azimuth de la foliation est en général très proche des limites des différentes parties de l'intrusion et des structures d'écoulement visibles à la périphérie de l'intrusion (des permutations d'axes existent localement ; la foliation magnétique est alors perpendiculaire à ces limites vers le Sud-Ouest). La linéation magnétique a une orientation beaucoup moins régulière que la foliation magnétique (Fig. IV.24.). Les valeurs les plus élevées du paramètre f sont plutôt disposées dans le coeur ou la périphérie de l'intrusion.

IV.1.C.3.2.) Interprétation

Le parallélisme entre les limites des différentes parties de l'intrusion et la foliation magnétique montre clairement ici que l'anisotropie est liée à la mise en place du magma. La foliation magnétique présente en moyenne un plongement vers le NW ; cette disposition correspond vraisemblablement à la forme générale de l'intrusion et par conséquent reflète l'allure de la cassure profonde qui a permis la montée du magma. Les variations l'orientation de la liné-

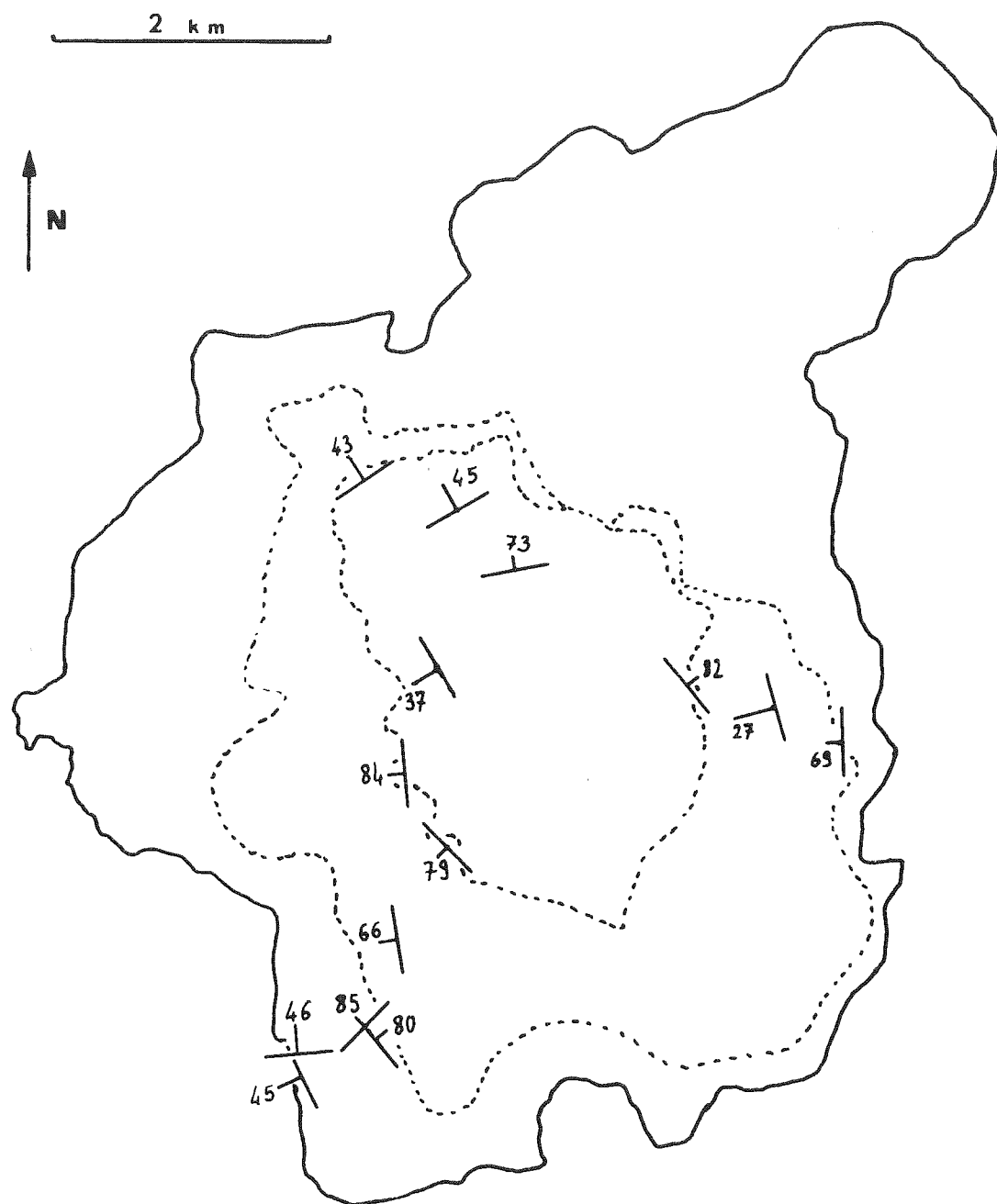


Fig. IV.23. Pendage de la foliation magnétique à Biella

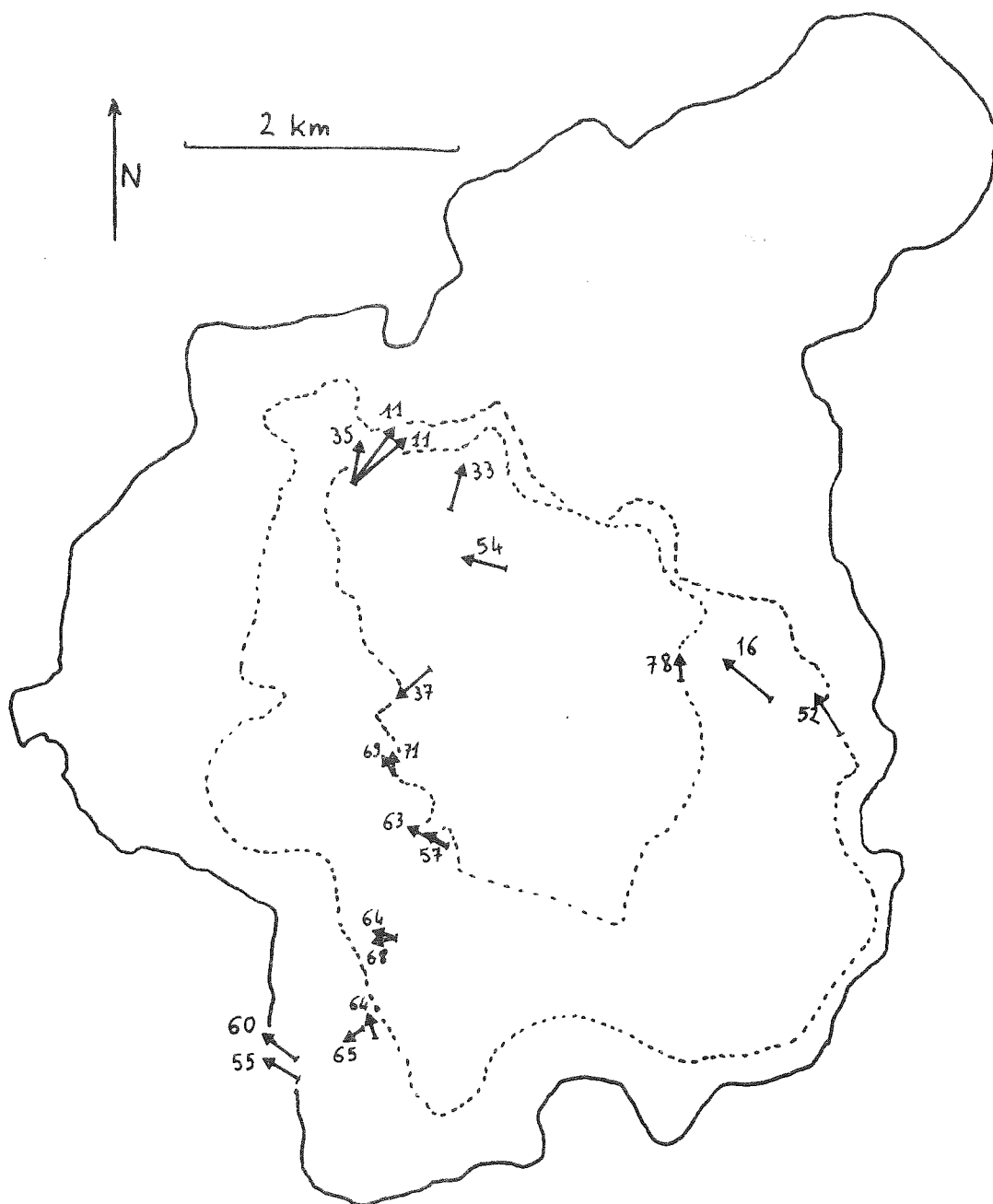


Fig. IV.24. Pendage de la linéation magnétique à Biella.

ation magnétique d'un point à l'autre du massif indiquent que les conditions d'écoulement étaient relativement complexes.

Les valeurs élevées du paramètre h sont à mettre en liaison avec une très forte susceptibilité moyenne ($928 \cdot 10^{-6}$ uem cgs/Oe.g) ; les valeurs de la susceptibilité moyenne sont très différentes d'une auréole à l'autre de cette intrusion (Fig. IV.25.) ce qui montre que les auréoles de ce massif correspondent à des venues magmatiques différentes (et non à une différenciation progressive).

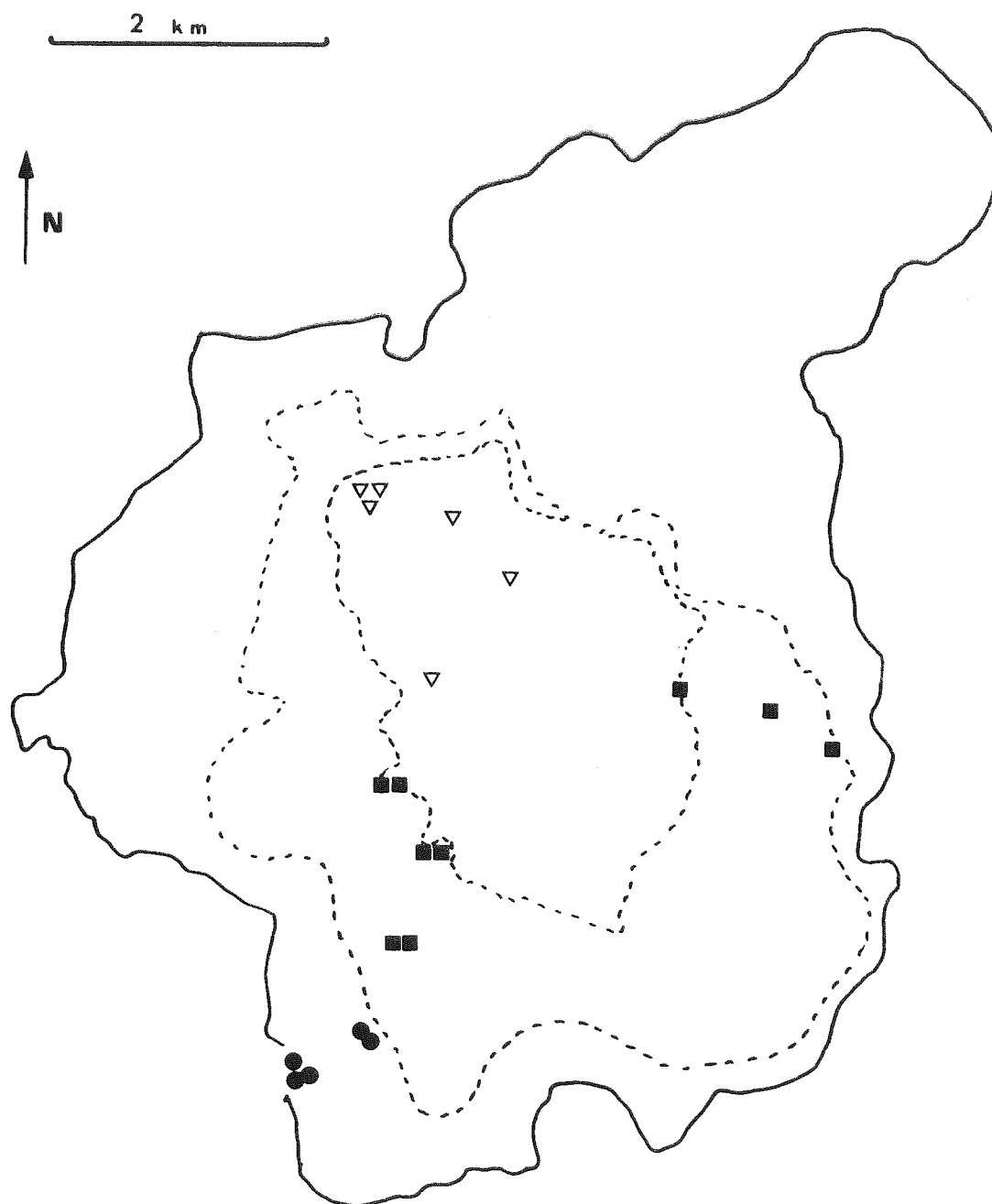


Fig. IV.25. Valeurs de la susceptibilité moyenne à Biella (en 10^{-6} uem cgs/Oe.g).
 Triangles vides de 250 à 600
 carrés pleins de 900 à 1 150
 Cercles pleins de 1 300 à 1 600

IV.1.BC.4.) Aimantation rémanente

IV.1.BC.4.1.) Travaux antérieurs

C. Heiniger et F. Heller (1973) ont obtenu dans le massif de Biella une direction moyenne définie par :
 $D = 339^\circ$, $I = 28^\circ$, $K = 50$ et $\alpha_{95} = 13^\circ$;
notons d'abord que la grande majorité des échantillons qu'ils ont étudiés a une aimantation visqueuse très importante et que seuls 4 échantillons ont pu être utilisés pour déterminer cette direction.

D'autres roches magmatiques tertiaires ont également fait l'objet d'analyses paléomagnétiques dans les zones Sésia et du Canavese. Les andésites de cette dernière sont contemporaines des intrusions de la zone Sésia (dont elles représentent pour certains la couverture - voir H. Ahrendt 1972 et P. Baggio 1973). Elles ont fourni une aimantation stable définie par :

$D = 129^\circ$, $I = -1^\circ$, $K = 46$, $\alpha_{95} = 14^\circ$ (F. Heller et R. Schmid 1974)

$D = 136^\circ$, $I = -3^\circ$, $\alpha_{95} = 9^\circ$ (R. Lanza 1979) sans correction de pendage.

R. Lanza (1977) trouve par l'étude de filons intrusifs dans le socle de la zone Sesia deux directions différentes correspondant à deux secteurs différents.

$D = 144^\circ$, $I = -8^\circ$, $\alpha_{95} = 7^\circ$ et $D = 157^\circ$, $I = -39^\circ$, $\alpha_{95} = 10^\circ$

IV.1.BC.4.2.) Echantillons de cette étude

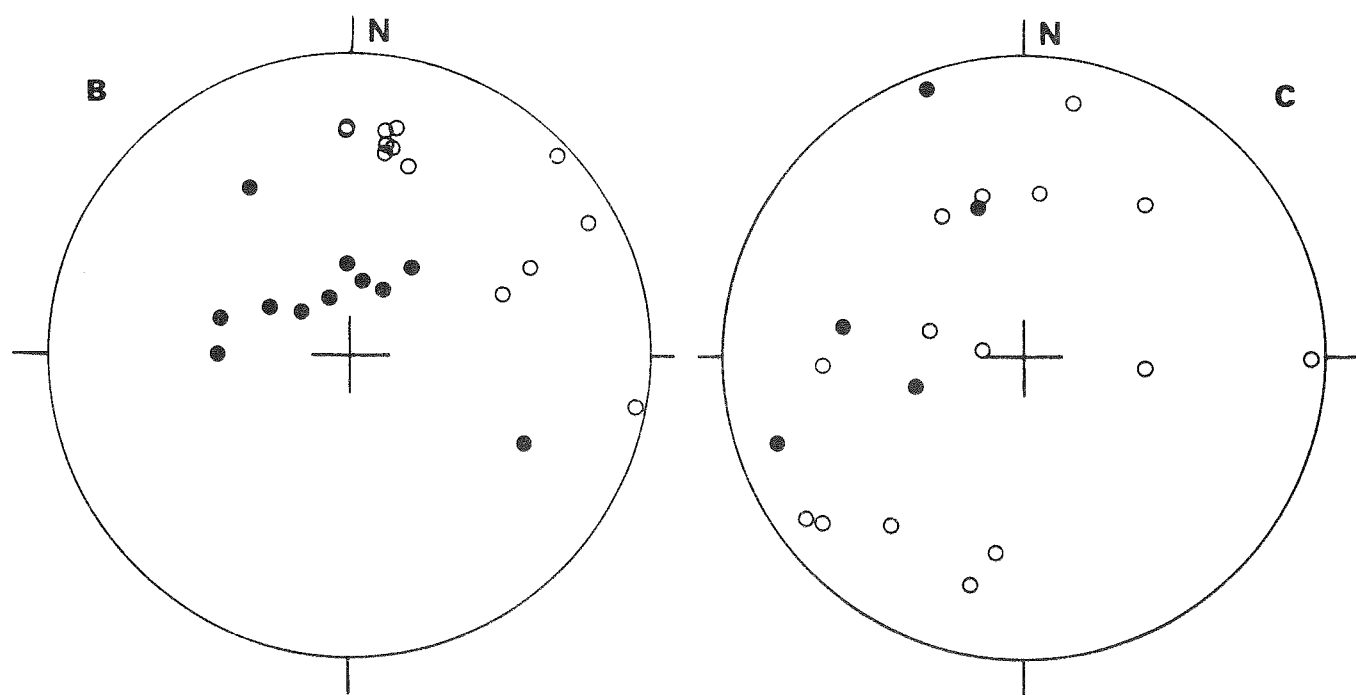


Fig. IV.26. Vecteurs aimantation totale à Traversella (B) et Biella (C)

La figure IV.26. présente l'orientation des aimantations totales des échantillons de Traversella et Biella. Dans tous ces échantillons, la viscosité est très importante et l'aimantation demeure instable au cours de son analyse.

IV.1.BC.4.3.) Remarques sur l'interprétation des données paléomagnétiques de ce secteur.

Les inclinaisons obtenues pour les aimantations ont une valeur très faible, qui ne peut correspondre à celle du champ au Tertiaire.

Les andésites du Canavese semblent être coulées en surface (présence de niveaux tuffites avec fossiles végétaux apparemment intercallés dans les andésites - B. Scheuring et al. 1974). Une correction de pendage qui est de l'ordre de 55° à 75° vers l'ESE) avec un axe de rotation horizontal et parallèle à la ligne du Canavese, donne une inclinaison normale (50 à 70°) pour le champ tertiaire et une déclinaison voisine du Nord. Cette correction apparaît donc comme étant justifiée et confirme qu'il s'agit de coulées (et non de dyke).

En faisant l'hypothèse que la même correction peut être appliquée à la zone Sesia (ce qui n'est pas du tout évident puisque la faille du Canavese passe entre la zone Sesia et ces andésites), une inclinaison compatible avec celle du champ tertiaire et une déclinaison voisine du Nord est obtenue pour un certain nombre de filons situés au Nord de Traversella.

L'aimantation de l'intrusion de Biella et des autres filons a une orientation voisine après une correction faite autour du même axe, mais avec un basculement moins important.

Pour pouvoir conclure, il faut rechercher si d'autres mouvements simples peuvent aussi expliquer l'orientation actuelle de l'aimantation.

- Basculement autour d'un autre axe. Cet axe devrait être situé entre une direction horizontale NNE-SSW (comme envisagé ci dessus) et une direction plongeant à 45° vers le SW ; l'importance des basculements est pratiquement la même quelque soit l'orientation de l'axe.
- Basculement, puis rotation. Le basculement minimal est de 15° autour d'un axe ENE-WSW ou de 50° autour d'un axe NE-SW, suivant les secteurs de Sesia ; il faudrait ensuite envisager une rotation qui affecte Sesia (de façon différente suivant les secteurs) mais pas le Canavese.

Tous ces mouvements impliquent un basculement important, le plus simple correspondant à celui utilisé pour les andésites du Canavese.

La zone Sesia a donc subi un basculement probablement autour d'un axe parallèle à la ligne du Canavese, plus ou moins important suivant les secteurs ; la zone des gneiss albitiques (G.V. Dal Piaz et al. 1971) et la partie des micaschistes éclogitiques située au NE d'Oropa auraient basculé d'une trentaine de degrés (soulèvement de la région NW par rapport au SE), ce basculement atteignant environ 65° dans le reste de la zone des micaschistes éclogitiques (Fig. IV.15.).

Cette déformation de la zone Sesia est probablement en relation avec un jeu de la ligne du Canavese (l'axe de basculement semble en effet parallèle à cette structure).

Ce basculement tardif a des conséquences importantes pour la compréhension de l'histoire de ce secteur :

- les structures décrites comme des têtes plongeantes vers le NW avaient donc avant le basculement un plan axial à fort plongement vers cette direction (déformation post-nappe ?) ;
- Il faut tenir compte de ce basculement pour reconstituer l'évolution des Alpes internes car le corps d'Ivrée (au sens géophysique) se trouve en partie sous la zone Sesia. Ce basculement peut en effet avoir intéressé toute la croûte (Fig. IV.27.) ou s'être amorti rapidement en profondeur.

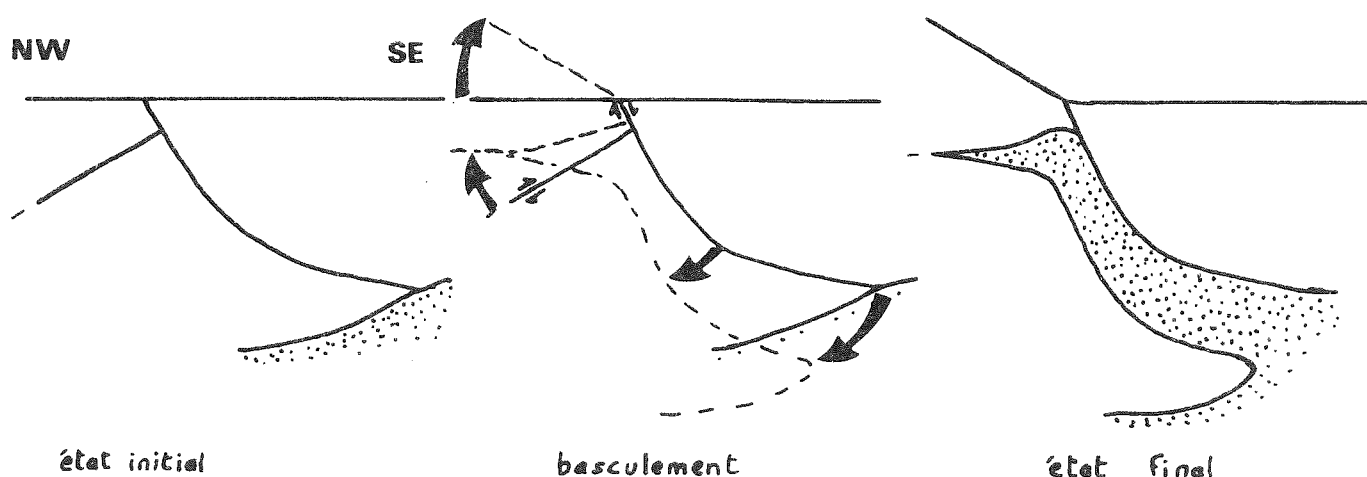


Fig. IV.27. Coupes schématiques NW-SE montrant comment l'anomalie d'Ivrea pourrait correspondre à une injection de manteau supérieur liée au basculement de la zone Sesia.

- la lherzolite de Lanzo, probablement reliée en profondeur au corps d'Ivrée et qui d'après J. Wozniak (1979), repose sur la zone Sesia, jalonnerait sans doute le contact entre Sesia et les zones plus externes.

IV.1.BC.5.) Synthèse des résultats obtenus

L'analyse de l'anisotropie de susceptibilité des roches intrusives de Traversella et Biella d'abord montre que les roches n'ont pas subi de déformation interne importante ; elle permet de préciser ensuite les conditions de mise en place des magmas. La synthèse des résultats paléomagnétiques acquis dans ce secteur souligne enfin l'importance de la tectonique récente dans cette zone.

Par ailleurs, les valeurs élevées de la susceptibilité moyenne et du moment rémanent montre que ces intrusions doivent créer des anomalies magnétiques importantes ; il convient donc de ne pas interpréter systématiquement les anomalies magnétiques des Alpes internes comme des intrusions ultrabasiques.

Les différents événements que l'on peut reconstituer sont :

- Intrusion des plutons de Traversella et de Biella (31 à 28 MA) ; dans le dernier cas, la montée du magma s'est probablement faite selon une cassure plongeant actuellement vers le NE (verticale à l'origine si on tient compte des basculements postérieurs) ; les différentes auréoles constituant ce massif correspondent à des venues magmatiques différentes (et non à une différenciation progressive *in situ*).
- Jeu vertical de l'accident du Canavese, auquel semble liée une déformation très importante de la zone Sesia ; cette déformation est en relation avec une tectonique en extension puisque les intrusions ne portent pas de trace de déformation interne.
- Enfin une tectonique cassante en compression puis en extension (J. Comes 1975) affecte ce secteur.

IV.1.D.) Massifs du Bergell et de Novate

IV.1.D.1.) Site et échantillonnage

Dans le massif du Bergell (Val Masino - Val Bregaglia), 38 échantillons de granite ont été prélevés (dont un comprend à la fois du granite et un filon aplitique) ainsi que 16 échantillons de filons aplitiques ou pegmatitiques et 22 échantillons de roches encaissantes (Fig. IV.28.).

Dans le granite de Novate (ou granite de San Fedelino),
22 échantillons ont été collectés.

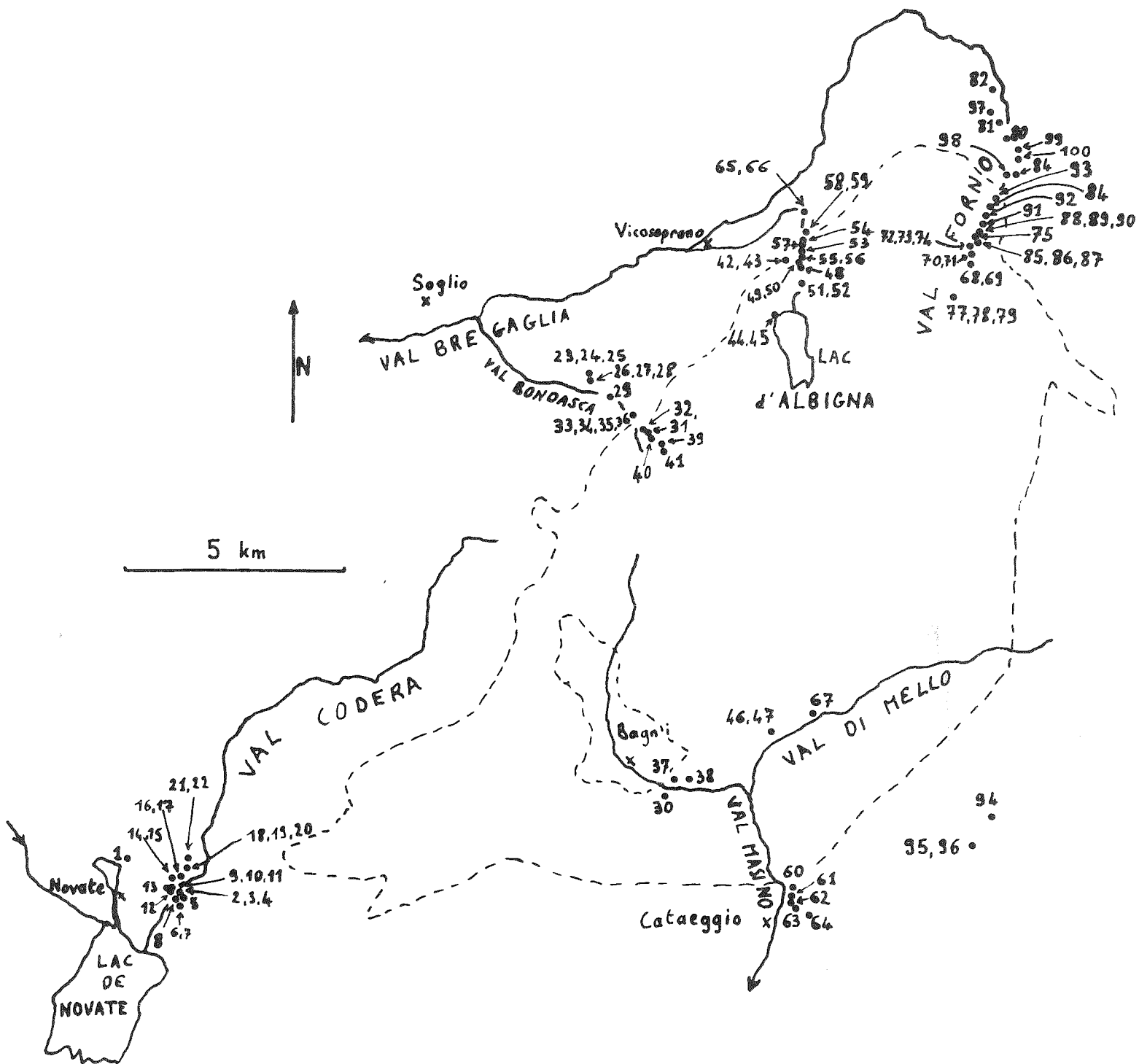


Fig. IV.28.

Sites de prélèvement dans la région du Bergell.

IV.1.D.2.) Cadre géologique et histoire de ces roches (Fig. IV.29.)

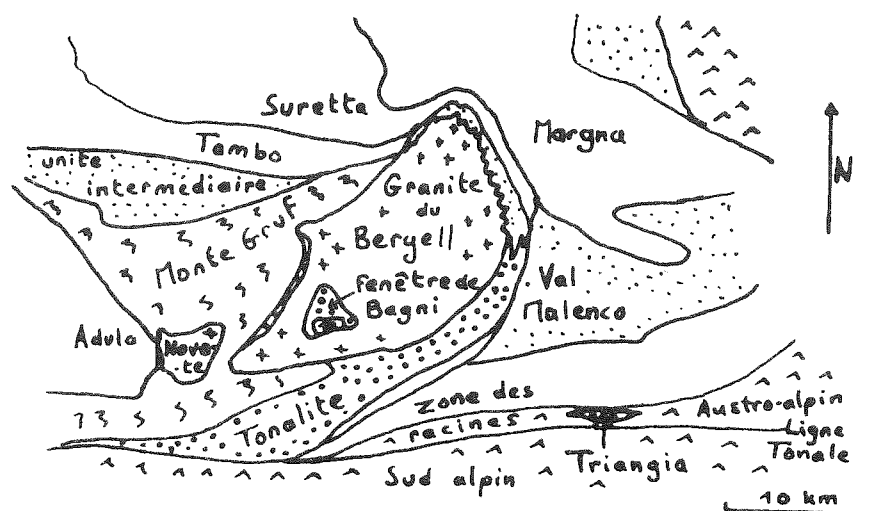


Fig. IV.29. Cadre géologique du massif du Bergell-Novate et de Triangia (d'après H.R. Wenk 1973).

Le massif du Bergell est formé de 4 parties différentes : un granite à grands cristaux de feldspaths potassiques (ghiardone des auteurs italiens) et un granite à grain fin forment l'essentiel du massif ; une tonalite (serizzo des auteurs italiens) le borde au Sud et un ensemble très important de filons aplitiques ou pegmatitiques recoupe granites, tonalite et leur encaissant. Le granite de Novate se présente essentiellement sous forme de filons et de quelques masses plus importantes ; il est vraisemblablement contemporain des filons du Bergell.

L'âge du granite du Bergell a fait l'objet de très nombreuses études radiométriques (compilation de ces résultats in : K. Bucher-Nurminen 1977). Un âge de 30 MA (B.L. Gulson et T.E. Krogh 1973) est aujourd'hui admis. L'âge du granite de Novate et des filons du Bergell est de l'ordre de 25 MA (B. L. Gulson 1973).

Ce massif a fait l'objet de levés de terrain très détaillés (T. Gyr 1967 ; P. Moticska 1970 ; Atlas géologique de la Suisse, feuille Sciora , H.R. Wenk et S.B. Cornelius 1977).

Origine du magma

F.K. Drescher-Kaden et M. Storz (1926) ont proposé une formation du granite par métasomatose (transformation locale du complexe

migmatique du Monte Gruf). Cette hypothèse est aujourd'hui rejetée puisque des brèches d'intrusion et un métamorphisme de contact (V. Trommsdorf et B.W. Evans 1972) de l'encaissant ont été mis en évidence en bordure est du Bergell.

Le granite est donc lié à une anatexie en profondeur. R. Crespi et G. Schiavinato (1966) estiment que l'ensemble tonalite-granite formait une intrusion uniforme et que la différence n'est due qu'à une feldspathisation partielle après la mise en place. Les études de fusion de la tonalite et du granite (E. Condiliffe et A. Mottana 1975, 1976) montrent des différences de températures dans l'évolution de la fusion des différents minéraux entre tonalite et granite, ce qui indiquerait l'existence de deux magmas différents lors de la mise en place.

D. Richardson et al. (1976) estiment que la tonalite et le granite résultent d'une différenciation en profondeur à partir d'un magma unique. Mais H.R. Wenk et al (1977) ont montré qu'une grande similitude de composition chimique existe entre le granite et les migmatites du Monte Gruf et que la composition de la tonalite est intermédiaire entre celle des amphibolites (visibles par exemple au Nord du granite) et celle des migmatites du Gruf ; il y aurait donc eu au contraire fusion de matériaux différents, puis mélange partiel des magmas.

Conditions de mise en place :

Pour R. Staub (1958), ce granite est une intrusion post-tectonique et l'orientation préférentielle de la roche est liée à l'écoulement du magma. H.R. Wenk (1973) a montré que les structures du granite et de la tonalite (foliation et linéation) coïncident très étroitement avec celles de l'encaissant ; il a conclu à une déformation du granite et de la tonalite pendant leur refroidissement (phase de déformation des nappes). K. Bucher-Nurminen (1977) a observé le boudinage d'un filon tonalitique et j'ai également observé dans le Val Forno (point de coordonnées 9,702° Est 46,355° Nord) un filon de granite, intrusif dans les amphibolites, qui est déformé et boudiné. Ce style de déformation des filons confirme les conclusions de H.R. Wenk.

H.R. Wenk (1973) a montré que le granite est impliqué dans une nappe avec de grands plissements semblables à ceux des nappes penniques ; cette nappe de granite qui laisse voir son substratum dans la fenêtre de Bagni di Masino, a d'ailleurs provoqué un rebroussement des terrains à son front nord-est (anticlinal de

Muretto).

Le granite du Bergell se place dans une zone où le métamorphisme alpin a été très important et les isogrades du métamorphisme lépontin (dernière phase majeure du métamorphisme alpin) coïncident étroitement avec la bordure orientale du massif (E. Jäger et al. 1967). H.R. Wenk et al. (1974, 1977) ont montré que les conditions du métamorphisme régional ont été modifiées par l'intrusion du granite (métamorphisme de contact). Celle-ci s'est effectuée à une profondeur située entre 10 km (à l'Est) et 25 km (partie ouest); un soulèvement du complexe migmatitique du Monte Gruf peu après la mise en place du granite a provoqué ensuite un basculement du massif (parties ouest et est actuellement pratiquement à la même altitude). Un basculement a d'ailleurs affecté toute la région à l'Ouest du Bergell, ce qui donne un âge de refroidissement plus tardif dans le Tessin (qui était à plus grande profondeur) que dans le Bergell. Il s'est probablement fait en deux phases : soulèvement du Monte Gruf, puis plus récemment basculement régional.

Evolution plus récente

Le soulèvement du compartiment nord de la ligne Tonale a été très rapide après la mise en place du granite, puisque des galets de granite du Bergell se trouvent dans les sédiments oligocènes du lac de Côme.

Une fracturation importante a lieu avant 25 MA ; elle permet la formation du granite de Novate et des filons du Bergell (probablement par métasomatose - H.R. Wenk 1970). J'ai effectué une analyse détaillée de ces filons (à plongement en moyenne vers le Nord) qui représentent au total un volume très important de roche.

Aucune linéation n'est visible dans ces aplites et pegmatites, mais une foliation peut être observée localement. De plus, les contacts filon-granite encaissant ne sont pas déformés (absence de fracturation et de plissement sur les bordures). Cette foliation paraît donc contemporaine de la cristallisation de ces aplites et pegmatites, et serait apparue pendant leur mise en place. Le plus souvent, elle n'est pas parallèle aux filons et donc n'est pas due uniquement à des compressions de réaction des bordures du filon mais aussi à une tension qui s'est exercée sur l'ensemble du massif. L'orientation moyenne de la foliation, voisine du plan

vertical, montre que celle-ci est apparue sous l'effet d'une compression agissant approximativement selon une direction horizontale N-S. Son orientation locale est cependant relativement variable (Fig. IV.30.) elle résulte donc à la fois de cette compression et de l'existence de contraintes de cisaillement apparues sous l'effet de cette compression, parallèlement à la surface de discontinuité filon-roche encaissante.

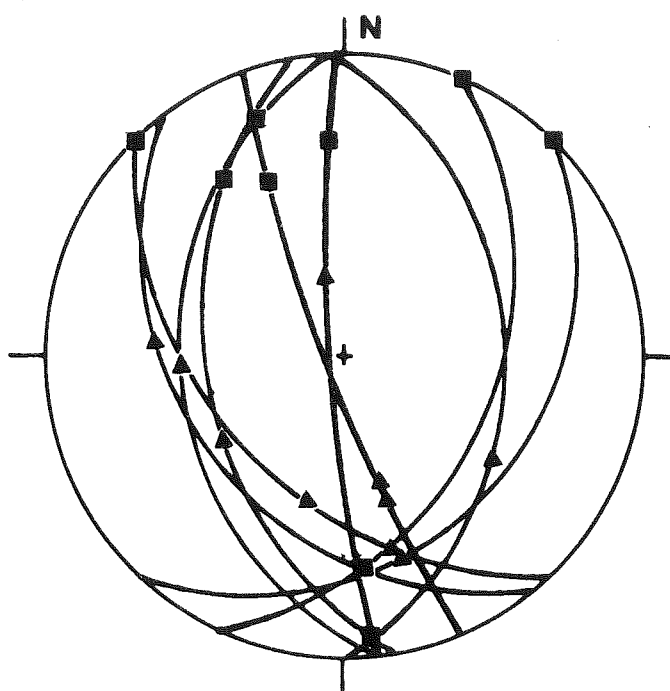


Fig. IV.30. Détermination de l'orientation probable des contraintes pendant la cristallisation des aplites et pegmatites : normales à la foliation visible (carrés) et normales à la discontinuité filon-roche encaissante (triangles).

La direction de la contrainte de cisaillement est dans le plan perpendiculaire à cette discontinuité qui contient la direction de la compression (et donc la direction de la contrainte résultante) (Fig. IV.31.)

Pour préciser la direction de la compression, nous avons tracé (Fig. IV.30.), pour chaque filon, ce plan déterminé ici par la normale à la discontinuité filon-roche encaissante et par la normale à la foliation visible). Ces plans se recoupent assez bien

autour d'une direction plongeant faiblement vers le Sud : cette direction est donc probablement celle de la compression qui a affecté le massif pendant la cristallisation des aplites et pegmatites.

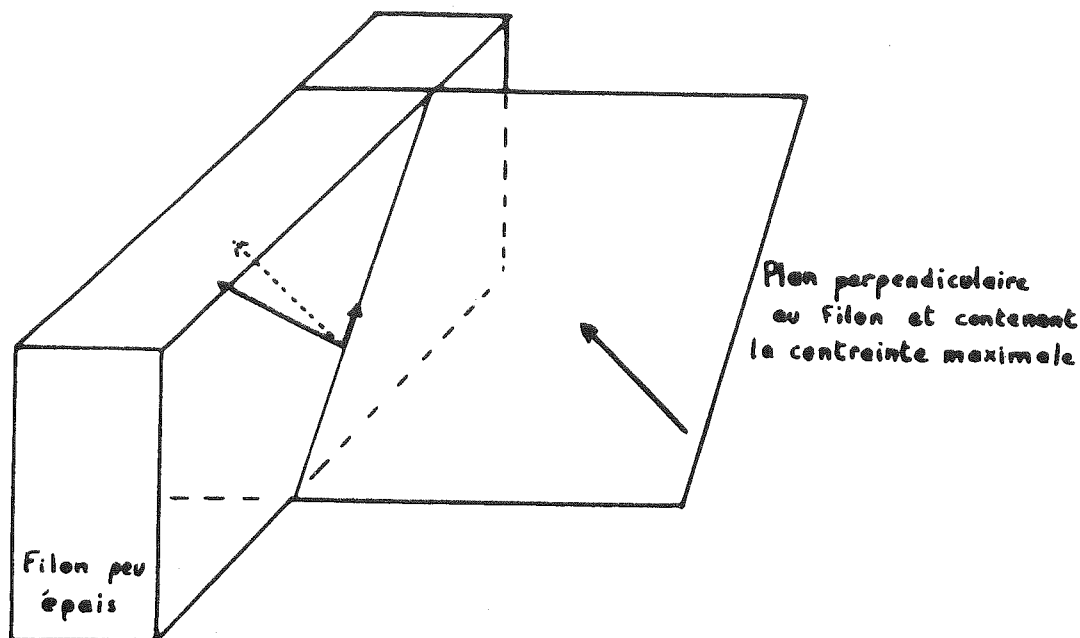


Fig. IV.31. Modification de la direction de contrainte maximale au niveau d'un filon par apparition d'une composante au cisaillement parallèle au filon.

Cette méthode ne donne pas de résultats cohérents dans le granite de Novate, sans doute à cause de l'importance de la fracturation. Le serrage N-S mis en évidence dans le Bergell pourrait correspondre au simple relâchement des distensions qui ont provoqué l'ouverture des filons.

La tectonique plus récente est beaucoup plus mal connue. H.R. Wenk (1973) a mis en évidence de très nombreux joints NNW-SSE. J'ai trouvé dans le Val Forno des miroirs de faille avec des stries horizontales ayant cette orientation. L'étude gravimétrique (A. Guillaume 1974) comme celles des vues de satellites (R. Gupta 1977) de la Suisse orientale montre l'existence probable d'une structure NNW-SSE Chur-Sondrio passant juste à l'Est du Bergell. Cet accident qui existait peut être lors de la déformation des nappes (il expliquerait l'orientation des structures

tectoniques de l'Est du Bergell) a donc probablement joué récemment en décrochement.

A.G. Milnes (1974) a mis en évidence l'existence d'une flexure des terrains parallèle à la ligne Tonale au niveau du Val Masino. Il est intéressant de noter la similitude de cette déformation avec celle que j'ai mis en évidence pour la zone Sesia en bordure de la ligne du Canavese.

IV.1.D.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.D.3.1.) Travaux de F. Heller (1973)

Dans le Haut Val Albigna, F. Heller a effectué une étude très détaillée et complète de l'anisotropie de susceptibilité.

La coïncidence de la foliation magnétique avec la foliation visible est très bonne près du Lac d'Albigna et au Nord de ce lac ; elle est moins bonne au Sud du lac où apparaissent des cristaux de biotite ayant un clivage non parallèle à la foliation visible.

F. Heller a séparé le rôle de la magnétite (qui porte l'essentiel de la susceptibilité) de celui des ilméno-hématites (qui ont un rôle négligeable dans l'anisotropie de susceptibilité, mais qui sont porteuses du moment rémanent stable de certains échantillons) ; les axes principaux de susceptibilité de ces deux minéraux ont une orientation semblable.

IV.1.D.3.2.) Présentation des résultats (Fig. IV.32. et planches hors texte VIII.D., IX.D. et X.D.)

Granite et tonalite du Bergell

Les axes minimaux forment un groupe bien défini, à l'exception de ceux des échantillons du Val Forno qui sont beaucoup plus dispersés (Fig. IV.33.). Les axes maximaux sont dispersés autour d'une direction plongeant vers le Sud-Est.

Les valeurs du paramètre f vont de 0,11 à 0,78 (valeur moyenne 0,36). Il y a donc une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

Le pourcentage d'anisotropie a des valeurs parfois très élevées : il varie de 3,0 à 70,9 (valeur moyenne 17,1).

Dans l'échantillon 48 qui a été taillé en 2 cubes, les résultats obtenus sont très voisins (Fig. IV.34.).

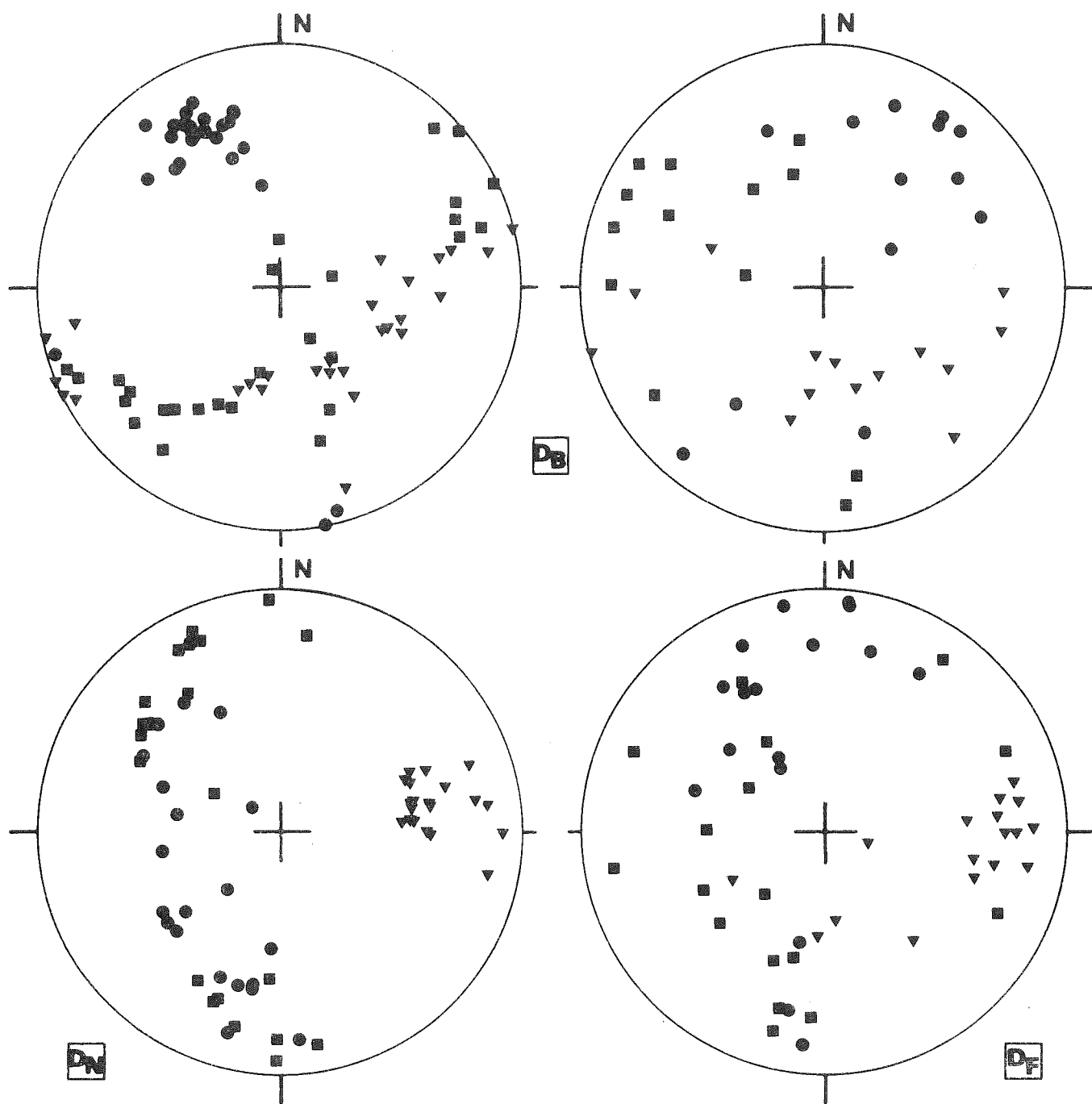


Fig. IV.32. Axes principaux de susceptibilité, dans le granite et la tonalite du Bergell (D_B) du Val Forno (à droite) et du reste du massif (à gauche), dans le granite de Novate (D_N) et dans les filons du Bergell (D_F).

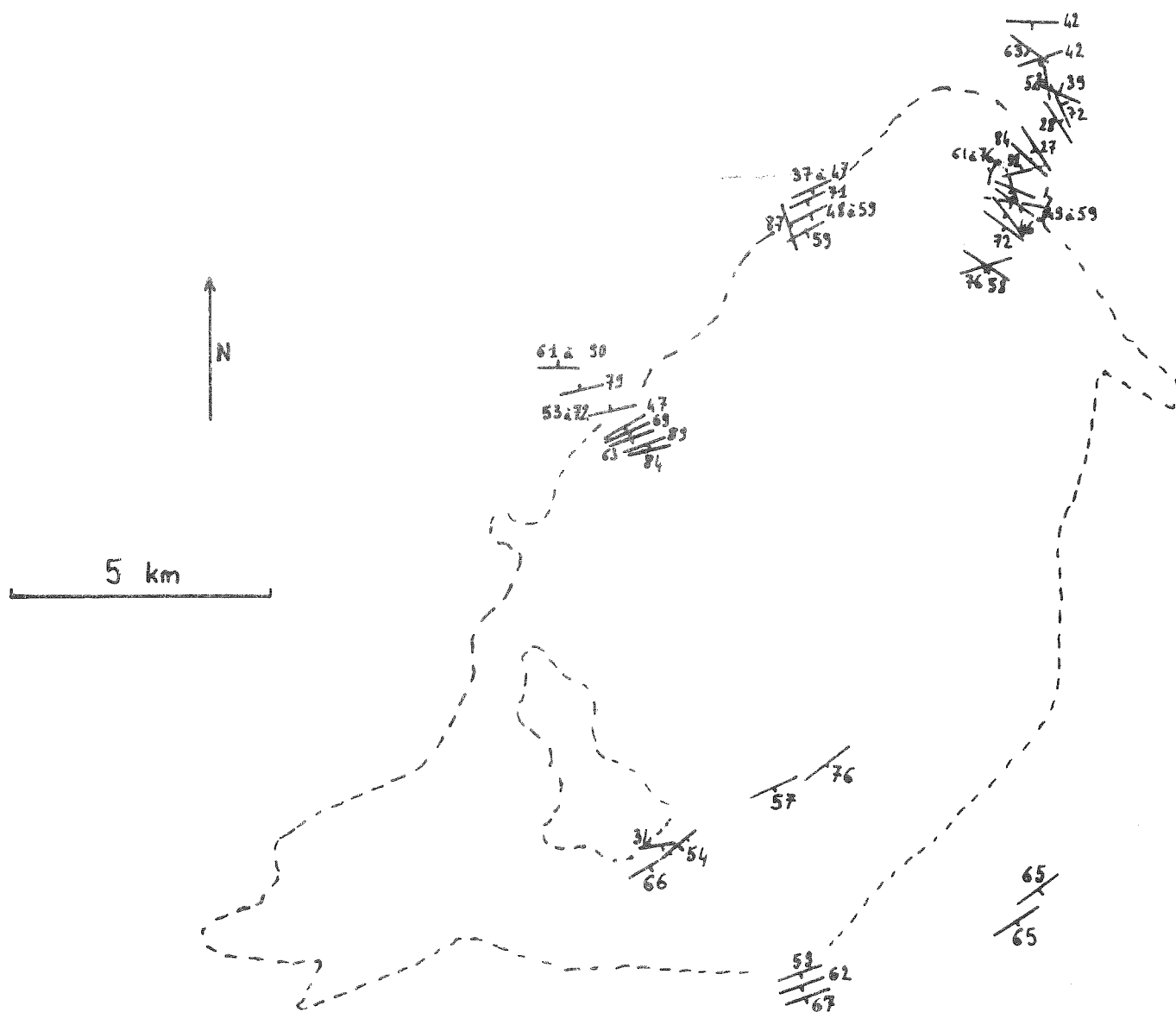


Fig. IV. 33. Pendage de la foliation magnétique du granite, de la tonalite et de l'enzaissant.

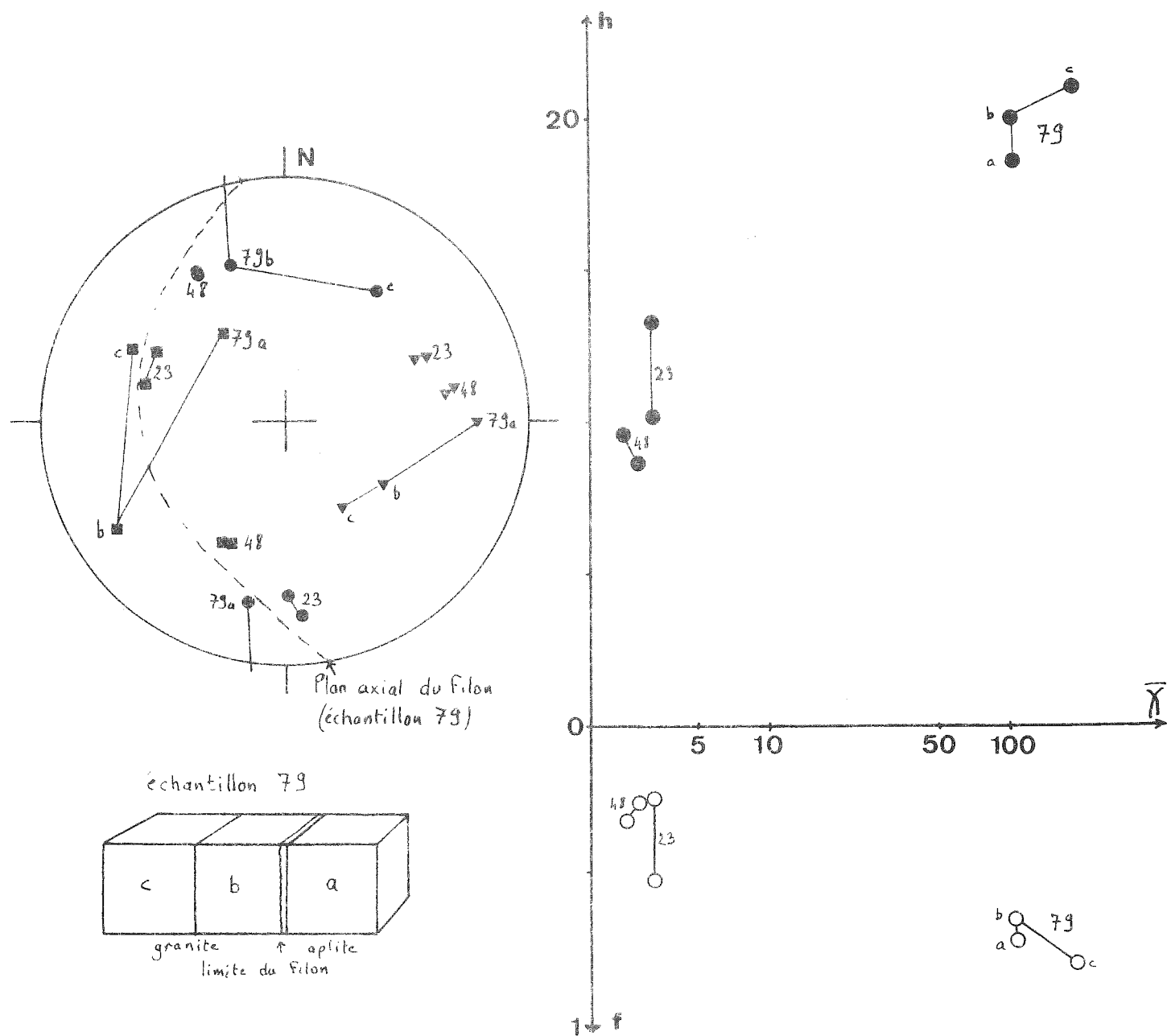


Fig. IV.34. Voir figure : III.15.

échantillon 23 (encaissant, 48 (granite) et 79 (granite et aplite).

Roches encaissantes

L'orientation des axes principaux de susceptibilité est relativement semblable à ce qui a été obtenu avec le granite ; la dispersion est cependant plus importante dans l. Vas Bondasca.

Les valeurs du paramètre f sont plus variables que dans le granite (elles vont de 0,03 à 0,96) mais leur valeur moyenne (0,43) est assez proche de celle obtenue avec ce dernier.

La même remarque peut être faite pour les valeurs du pourcentage d'anisotropie (qui varient de 0,2 à 83,3 ; valeur moyenne 19,0).

Les 2 cubes taillés dans l'échantillon 23 ont des résultats légèrement différents pour l'orientation des axes principaux ; les valeurs des paramètres sont nettement différentes bien que la susceptibilité moyenne soit la même.

Filons aplitiques et pegmatitiques du Bergell

L'orientation moyenne des axes principaux de susceptibilité est également assez proche de celle mesurée dans le granite ; la majorité des axes maximaux forment un groupe plongeant faiblement vers l'Est.

Les valeurs du paramètre f sont en moyenne (0,48) plus élevées que dans le granite et montrent pratiquement une égale importance de la foliation et de la linéation ; elles varient de 0,14 à 0,80.

Le pourcentage d'anisotropie h est en moyenne (14,7) légèrement inférieur à celui du granite ; il varie ici de 0,8 à 46,6.

Granite de Novate

L'orientation des axes maximaux (très bien groupés) est semblable au groupe bien défini observé dans les filons. Les axes minimaux sont par contre beaucoup plus dispersés dans un plan perpendiculaire (autour d'une direction plongeant vers l'Ouest).

Les valeurs de f sont proches de celles mesurées dans les filons : elles vont de 0,13 à 0,92 (valeur moyenne 0,52).

Les valeurs de h qui varient de 1,7 à 50,2 (valeur moyenne 15,1), sont également voisines de celles des filons.

IV.1.D.3.3.) Interprétation

Dans les diverses roches étudiées, la foliation magnétique ne

coïncide pas avec la foliation visible, même quand celle-ci est très marquée (migmatites du Gruf - Fig. IV.35.) ; l'écart entre ces deux foliations est variable et la dispersion des axes minimaux de susceptibilité semble particulièrement importante quand la foliation visible est moins marquée (granite de Novate).

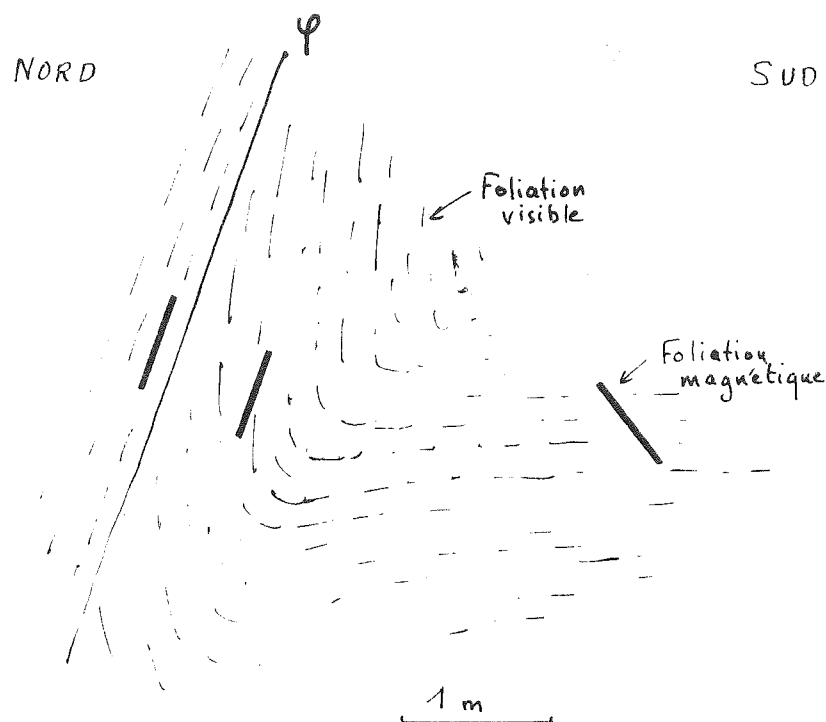


Fig. IV.35. Coupe à travers une structure de l'encaissant du Val Bondasca.

L'anisotropie serait donc en relation avec les structures visibles ; elle résulterait d'une anisotropie liée à celles-ci et d'une autre anisotropie qui serait apparue (au moins en partie) après la formation des filons du Bergell et du granite de Novate ; cette dernière anisotropie correspondrait donc à un événement tectonique récent.

La linéation magnétique est le plus souvent proche de la linéation visible bien que des écarts de 30° interviennent, le plus souvent pour certains échantillons de migmatites du Gruf. Il semble donc que la linéation ait eu une orientation constante pendant les diverses déformations (sauf sans doute les déformations des migmatites antérieures à la mise en place du magma). La bonne

définition des groupes d'axes maximaux (en particulier dans le granite de Novate) confirme cette hypothèse.

Dans le Val Forno, les valeurs du paramètre f présentent des variations très semblables dans le granite et dans les filons (Fig. IV.36.). Ces roches ont donc été affectée par une même déformation ; celle ci a été suffisamment importante pour modifier profondément l'anisotropie liée aux structures visibles, dans le granite comme dans les filons.

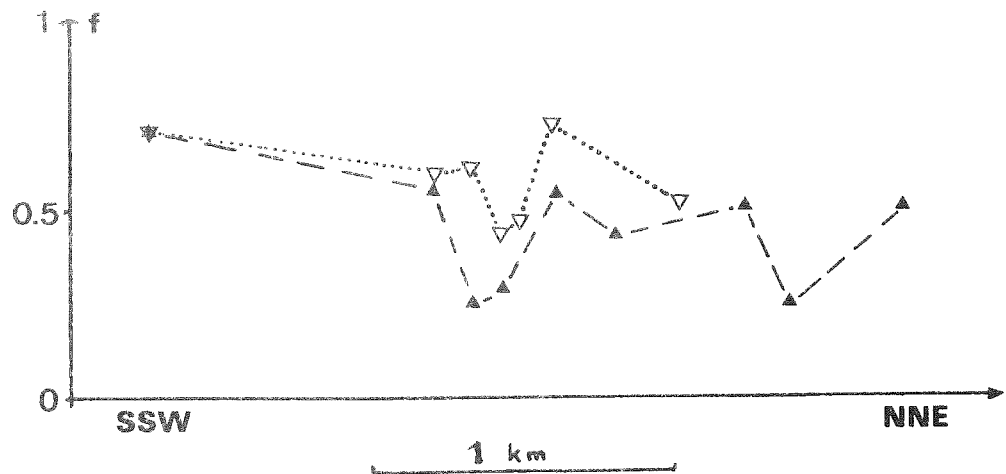


Fig. IV.36. Variations du paramètre f dans le granite (figures pleines) et les filons (figures vides) du Val Forno.

Etude de la déformation plus récente : L'anisotropie de toutes les roches étudiées résulte d'une anisotropie liée aux structures visibles et d'une (ou plusieurs) anisotropie liée à une déformation qui n'aurait pas laissé de traces visibles.

La figure IV.37. représente le cas de la composition de deux ellipsoïdes qui ont leur axe maximal confondu : les axes minimaux de l'ellipsoïde résultant et des 2 ellipsoïdes composants sont coplanaires. Il en ressort que si deux de ces axes minimaux sont connus, le plan contenant le troisième peut être déterminé.

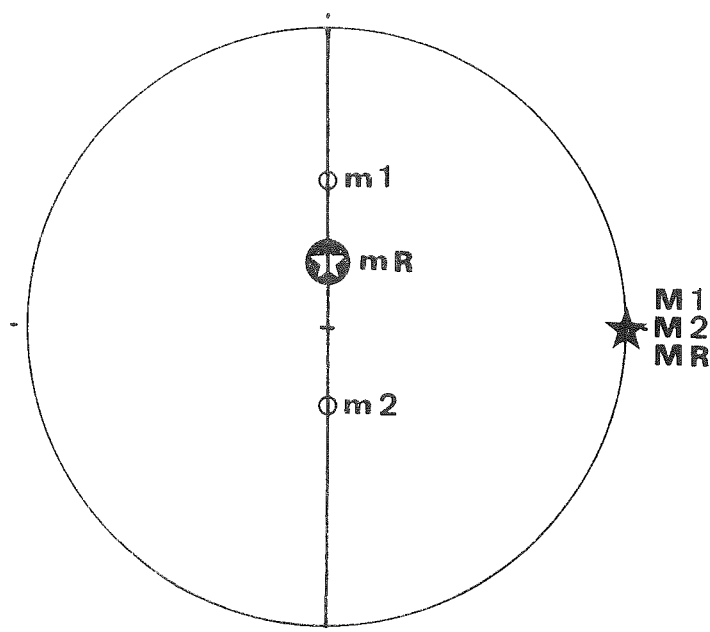


Fig. IV.37. Axes principaux de susceptibilité minimale (m) et maximale (M) de l'ellipsoïde résultant (R) de deux ellipsoïdes composants (1 et 2).

Cette disposition correspond au cas du Bergell puisque la linéation semble être d'orientation constante. Nous connaissons l'axe minimal résultant et l'axe minimal d'une des anisotropies composantes (normale à la foliation visible) ; il est donc possible pour chaque échantillon de tracer le plan contenant l'axe minimal de la seconde anisotropie composante. Si cette seconde anisotropie est d'orientation constante dans tout le massif, ces plans devraient se recouper selon une seule direction. La figure IV.38. présente l'ensemble de ces plans tracés pour les 4 types de roches étudiées.

Pour le granite de Novate, tous ces plans se coupent autour d'une direction plongeant vers l'WNW alors qu'ils sont sécants autour d'une direction plongeant vers le NNW dans les filons du Bergell. Ces résultats permettent donc de mettre en évidence la direction des contraintes récentes dans ces deux secteurs.

Dans le granite du Bergell, la zone du diagramme où se recoupent ces plans est plus vaste ; dans l'encaissant, elle est encore plus importante. Elle contient cependant dans ces deux cas la direction obtenue par l'étude des filons. Pour expliquer cette

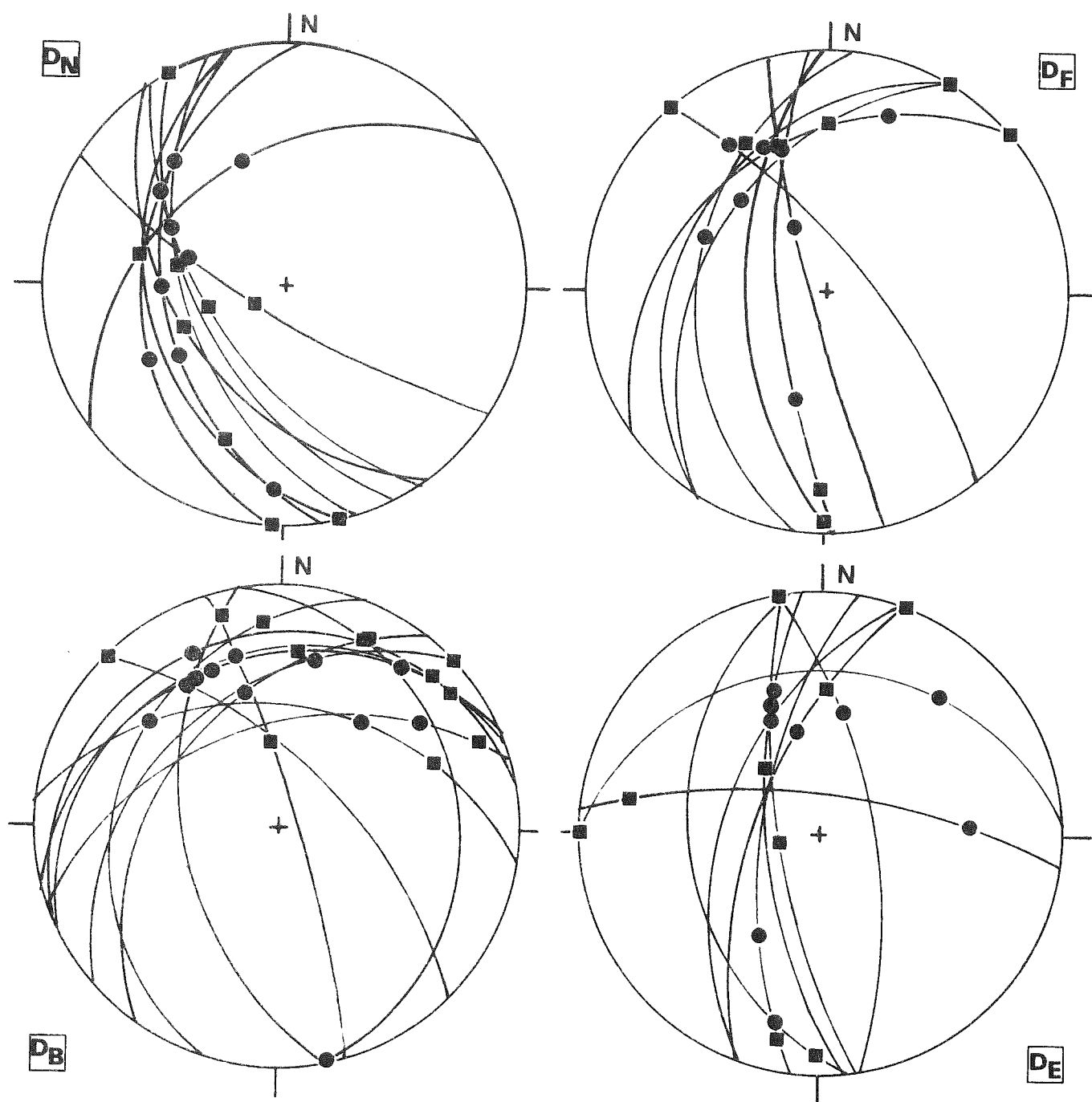


Fig. IV.38. Plans contenant la normale à la foliation visible (carrés) et l'axe de susceptibilité minimale (cercles) dans le granite de Novate (D_N) ; les filons du Bergell (D_F), le granite du Bergell (D_B) et son encaissant (D_E).

augmentation de l'imprécision dans la détermination des contraintes récentes, deux hypothèses peuvent être envisagées : une plus grande différence entre l'orientation de la linéation dans les différentes déformations (cette orientation dans le granite est légèrement différente de celle des filons), ou l'existence d'une troisième anisotropie composante (liée par exemple aux contraintes qui ont provoqué la formation de la foliation visible dans les filons).

IV.1.D.4.) Aimantation rémanente

IV.1.D.4.1.) Travaux antérieurs (F. Heller 1971, 1972)

Cet auteur a obtenu pour le secteur au Sud du barrage d'Albignas, des directions d'aimantation directe :

granite à grands cristaux : $D = 307^\circ$, $I = 71^\circ$, $K = 40$, $\alpha_{95} = 4^\circ$;

filons : $D = 280^\circ$, $I = 75^\circ$, $K = 17$, $\alpha_{95} = 8^\circ$

et inverse :

granite à grands cristaux : $D = 126^\circ$, $I = -75^\circ$, $K = 57$, $\alpha_{95} = 2^\circ$;

filons : $D = 133^\circ$, $I = -75^\circ$, $K = 17$, $\alpha_{95} = 2^\circ$.

Une étude d'anisotropie en champ fort lui ayant montré que les cristaux d'ilméno-hématite avaient en moyenne leur plan contenant le moment spontané dans la foliation magnétique, il en a déduit que l'aimantation avait probablement été déviée par rapport au champ vers ce plan de foliation. Il a appliqué une correction selon la méthode de R.B. Hargraves (1959) et obtenu une direction ($D = 337^\circ$, $I = 58^\circ$) dont l'inclinaison est beaucoup plus semblable à celle du Tertiaire pour cette région de l'Europe stable.

IV.1.D.4.2.) Présentation des nouveaux résultats

Page suivante : Fig. IV. 39.

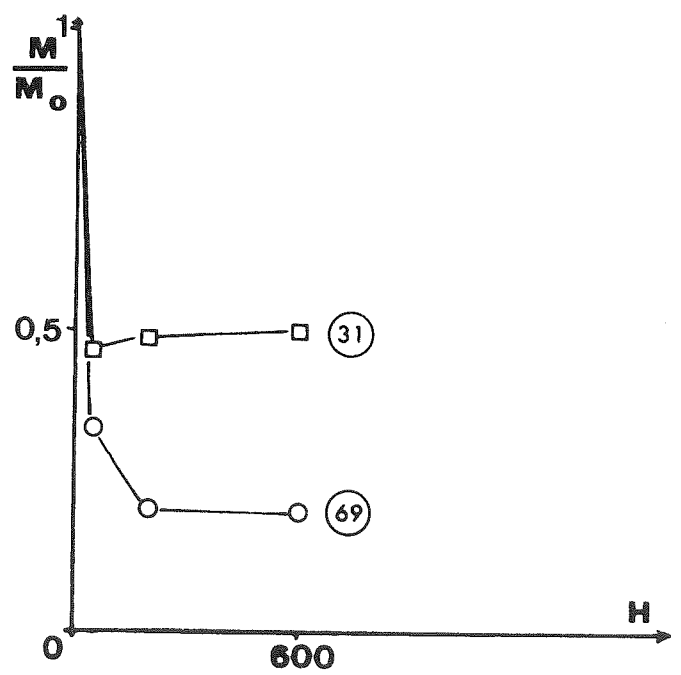
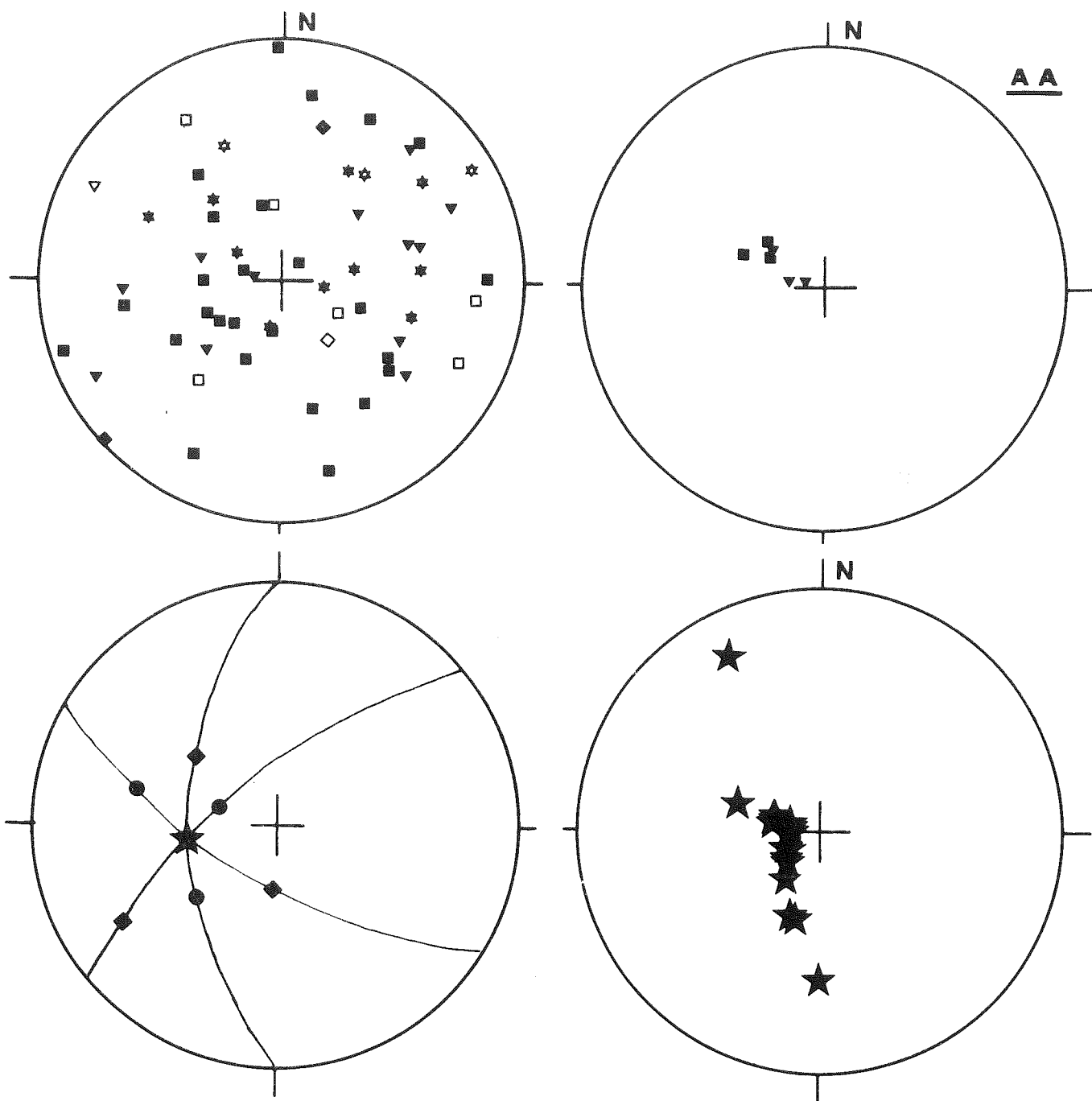


Fig. IV.39. page précédente

En haut : vecteurs aimantation totale (à gauche) et stable au cours de l'analyse de l'aimantation (à droite) : carrés (granite et tonalite du Bergell), losanges (granite de Novate), triangles (filons du Bergell) et petite étoile (encaissant du Bergell).

Au milieu : correction de Hargrave ; à gauche principe de cette correction : le vecteur aimantation (losange) est dévié du côté opposé à l'axe de susceptibilité minimale (cercle) par rapport à la direction du champ ; les plans contenant le vecteur aimantation et l'axe minimal doivent se recouper selon la direction du champ ; à droite : intersection de ces plans dans les échantillons du Bergell.

En bas : courbe de désaimantation par champ alternatif.

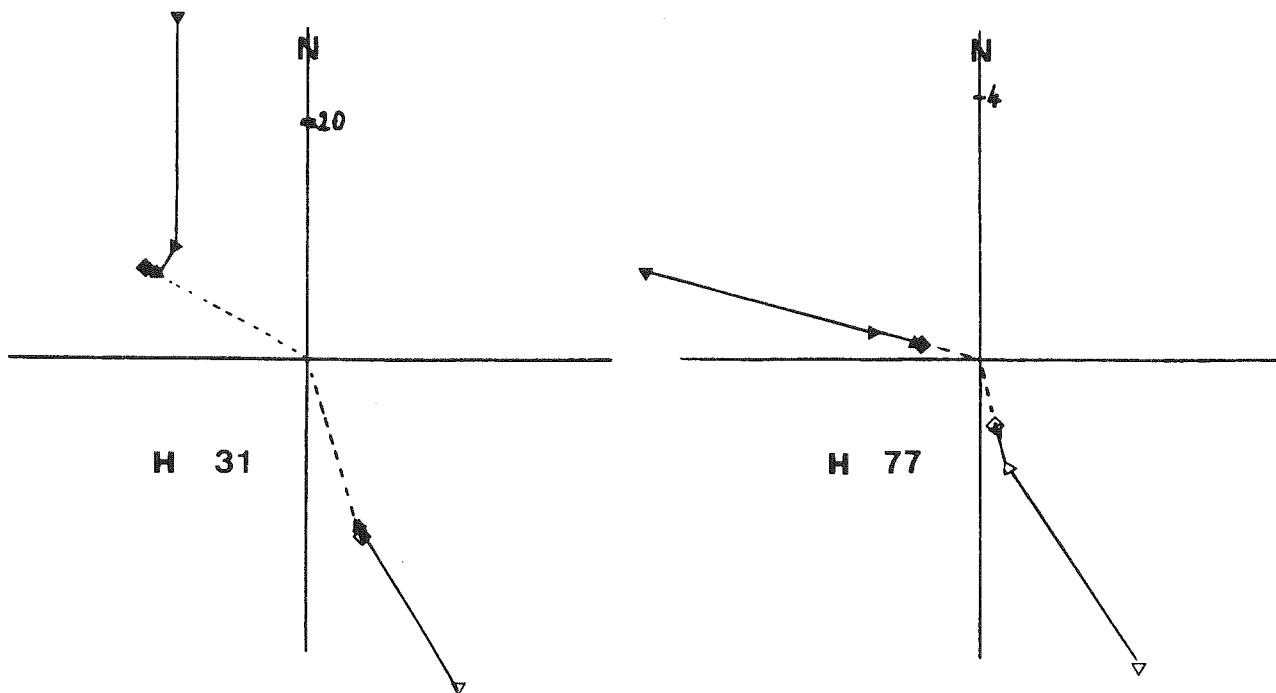


Fig. IV.40. Diagramme de Zijderfeld (voir légende de la planche hors texte VII).

La figure IV.39. présente les directions d'aimantation obtenues avec mes échantillons. Pendant l'analyse par champ alternatif de l'aimantation, seuls 6 échantillons (3 de granite et 3 de filons aplitiques) présentent une aimantation stable (Fig. IV.40.).

Pour ces 6 échantillons, l'aimantation spécifique avant traitement va de 2,2 à 28,0 (valeur moyenne 11,5) en 10^{-6} uem cgs/g.

La viscosité variant de 0,6 à 8,9 est en moyenne (3,3) assez modérée.

Le coefficient de Koenigsberger est faible (valeurs de 0,2 à 2,6 ; en moyenne 0,5).

La direction moyenne obtenue définie par

$$D = 298^{\circ}$$

$$N/N_0 = 6/104$$

$$I = 74^{\circ}$$

$$K = 72$$

$$\alpha 95 = 7^{\circ}$$

est très proche de celle obtenue par F. Heller.

Ces directions semblent indépendantes de toutes les structures. Cependant, nous avons vu que F. Heller (1972) estime que l'anisotropie a pu provoquer une déviation de la direction d'aimantation.

Cet auteur ne tient plus compte des résultats qu'il a acquis avec les filons dont la direction d'aimantation semble beaucoup moins modifiée par la correction d'Hargraves.

Par ailleurs, les axes minimaux de susceptibilité ont des orientations très semblables dans tout le secteur qu'il a étudié il n'est donc pas possible de faire des recoupements qui permettraient de montrer avec certitude qu'il y a eu déviation de l'aimantation.

La correction de Hargraves a été appliquée à mes résultats qui proviennent en partie d'échantillons dont les axes principaux de susceptibilité minimale ont une orientation différente. Une direction proche de la direction moyenne d'aimantation a été obtenue (Fig. IV.39.). Il semble donc que l'anisotropie n'a pas joué de rôle important dans l'orientation de l'aimantation et donc que la correction de Hargraves ne doit pas être appliquée ici.

Âge de l'aimantation : H.R. Wenk et al. (1974) ont montré que l'intrusion du granite, qui avait alors une température de l'ordre de $1\ 000^{\circ}$ C a dû se faire dans un contexte où le métamorphisme régional donnait déjà une température de l'ordre de 500° C, avec un très fort gradient de pression de l'Ouest (7 à 8 Kbars) vers

l'Est (2,5 Kbars). Pour le granite encore en place actuellement, le refroidissement a été très rapide après 25 MA : pour un échantillon du secteur de Novate, 350° C vers 23 MA, 300° C vers 22 MA - G.A. Wagner et al. 1979 (les blocs de granite dans les sédiments du lac de Côme étaient à 300° C vers 29 MA d'après ces auteurs).

Le point de Curie des ilméno-hématites du Bergell sont de l'ordre de 600° C et les ATR partielles en dessous de 500° C sont faibles (F. Heller 1971) ; la partie principale de l'aimantation a donc été acquise entre 30 et 24 MA. Le fait qu'une aimantation de direction semblable ait été trouvée dans les filons montre que l'aimantation n'aurait été acquise qu'après 25 MA (à moins que l'âge mal défini de 25 MA pour les filons - B.L. Gulson 1973 - soit légèrement trop récent).

L'orientation de l'aimantation montre que le massif a subi un basculement et peut être une rotation. Il est donc nécessaire de comparer ces données aux autres résultats de l'étude structurale.

IV.1.D.5.) Synthèse des résultats

IV.1.D.5.1.) Les principaux événements de l'histoire du Bergell

- 1- Mise en place de la tonalite et du granite dans un contexte élevé de contraintes (fin de la mise en place des nappes).
- 2- Phase de déformation des nappes et soulèvement du Monte Gruf.
- 3- Fracturation importante et distension (soulèvement du compartiment nord de la ligne Tonale par rapport au compartiment sud ?) et remplissage des filons du Bergell et du secteur de Novate.
- 4- Serrage N-S pendant la cristallisation dans les filons, ce qui provoque la formation de la foliation visible (ce serrage correspond probablement au simple relachement de la distension).
- 5- Phase récente de déformation mise en évidence par l'étude d'anisotropie : serrage selon une direction plongeant vers WNW à Novate et vers le NNW dans le Bergell.

Dans cette histoire, 3 événements ne peuvent pas être placés avec certitude dans la chronologie :

- a- Plissement tardif au niveau de la partie sud du Bergell (A.G. Milnes 1974). Ce pli est postérieur à l'événement 2 (il déforme les plis de nappes).
- b- Acquisition de l'aimantation rémanente. Elle est plus récente que l'événement 4 (l'aimantation est semblable dans le granite et les filons). L'orientation actuelle de cette aimantation

montre que le massif du Bergell a dû subir depuis cette acquisition un basculement et peut être une rotation.

c) Soulèvement du Tessin par rapport au Bergell.

IV.1.D.5.2.) Hypothèse sur l'évolution récente de ce secteur

La nécessité d'envisager un basculement après l'acquisition de l'aimantation suggère que l'évènement a pourrait être postérieur à l'évènement b.

L'orientation particulière du pli tardif au niveau du Bergell s'expliquerait très bien par une déformation postérieure à ce pli (évènement 5 ?).

La succession des évènements serait alors : 1, 2, 3, 4, b, a et 5.

La figure IV.41. présente alors une reconstitution possible des évènements dans le Bergell.

Cette hypothèse permet d'expliquer l'orientation des diverses structures observées et donne pour l'aimantation rémanente une orientation initiale semblable à celle obtenue dans le Val Antigorio (F. Heller 1977). Elle explique aussi la terminaison apparente de la ligne de l'Engadine vers le Sud-Ouest ; cette structure majeure des Alpes centrales (voir R. Trümpy 1977) ne correspondrait au Nord du Bergell qu'à une cassure récente, la vraie ligne initiale ayant été bloquée par les intrusions magmatiques du Bergell.

Le problème posé par cette hypothèse est que l'aimantation présente après basculement, une direction différente de celle du Tertiaire de l'Europe stable (problème identique à celui du Val Antigorio - F. Heller 1973). Il faut alors expliquer une rotation anti-horaire du massif, alors que la majorité des auteurs estiment que la ligne Tonale a joué en décrochement dextre. Cette rotation n'aurait de plus pas laissé de traces visibles. Nous pouvons cependant envisager trois explications différentes :

- La rotation du Bergell et du Val Antigorio correspondrait à une rotation régionale et la limite avec l'Europe stable serait à rechercher plus au Nord. Cette rotation serait indépendante des jeux de la ligne périadriatique.
- Les rotations observées se sont effectuées dans une période de jeu sénestre de la ligne Tonale.
- Il ne s'agirait pas de rotation, mais de basculement. Dans le cas du Bergell, un basculement (par exemple pendant la déformation 5) de 10° autour d'un axe dirigé grossièrement N-S et provoquant un soulèvement de la région occidentale, suffirait à expliquer

l'orientation actuelle de l'aimantation. Ce serait alors l'évènement c. Cette dernière explication semble donc la plus probable.

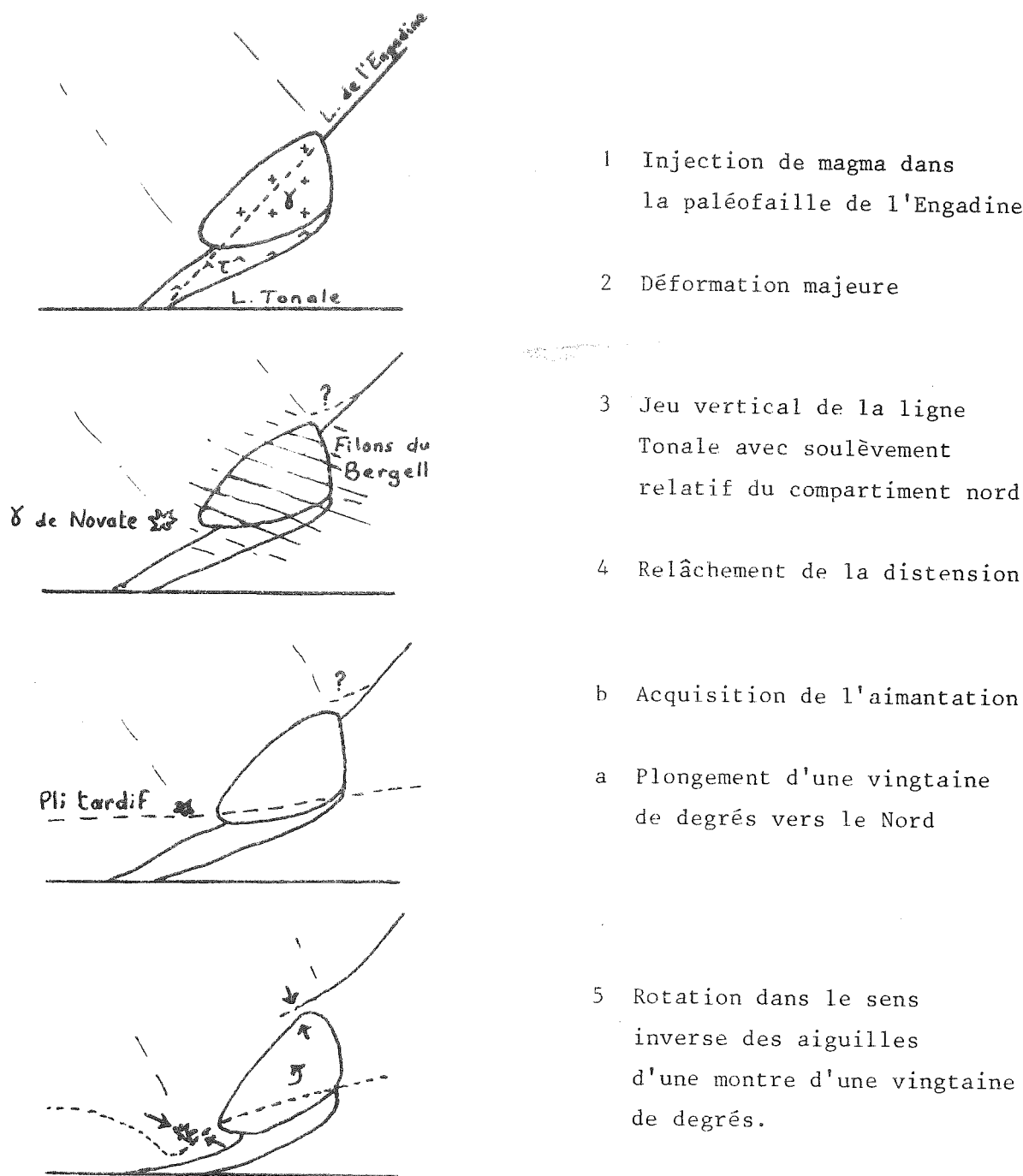


Fig. IV.41.

IV.1.E.) Granodiorite de Triangia

IV.1.4.1.) Site et échantillonnage

Cette granodiorite se présente sous la forme de quelques affleu-

rements situés sur le versant nord de la Valtelline (Fig. IV.29.). 6 échantillons ont été prélevés le long de la route allant de Triangia à Ligari.

IV.1.E.2.) Cadre géologique et histoire de la formation

Les rapports de cette granodiorite avec son encaissant métamorphique sont mal connus. Selon G. Schiavinato (1972), les marges nord et sud de la granodiorite présentent des traces de déformations et cette intrusion serait syntectonique des phases tardi-alpines. H.R. Wenk (1973) estime que la roche, non déformée, se rapproche beaucoup de celle de l'Adamello. Ces roches contiennent de la magnétite et de l'ilménite.

L'étude de quelques échantillons a été effectuée pour rechercher d'éventuelles traces d'une déformation dans ce massif.

IV.1.E.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.E.3.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.42. et planches hors texte VIII.E., IX.E. et X.E.)

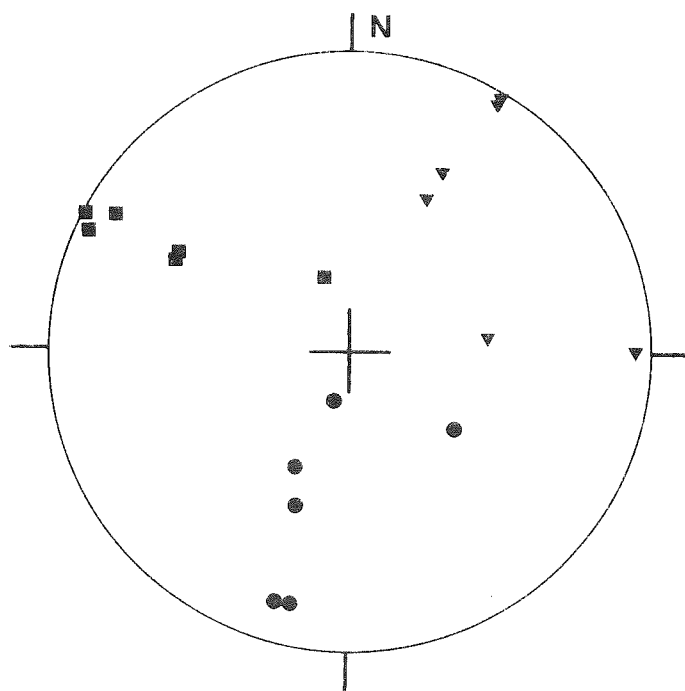


Fig. IV.42. Axes principaux de susceptibilité.

Les axes principaux de susceptibilité sont relativement groupés et montrent une foliation magnétique plongeant en moyenne vers le Nord et une linéation magnétique à plongement vers le Nord-Est.

Les valeurs du paramètre f , allant de 0,19 à 0,68 indiquent en moyenne (0,49) une égale importance de la foliation et de la linéation.

Les valeurs du paramètre h sont en moyenne (11,5) élevées ; elles varient de 2,6 à 19,8.

IV.1.E.3.2.) Interprétation

La foliation magnétique a ici une orientation assez constante qui correspond à l'allongement de l'intrusion et est proche de la foliation de l'encaissant.

La linéation magnétique est voisine de celle obtenue pour toutes les phases de déformation dans le Bergell et à Novate. La bonne cohérence des formes de l'ellipsoïde d'anisotropie semble aussi indiquer plutôt une anisotropie due à la déformation.

Les valeurs du pourcentage d'anisotropie sont élevées, bien que la susceptibilité moyenne ne dépasse pas 37.10^{-6} uem cgs/Oe.g ; elles sont nettement plus importantes que celles obtenues dans l'Adamello (pour les roches non déformées) et confirment que l'anisotropie est probablement liée à une déformation.

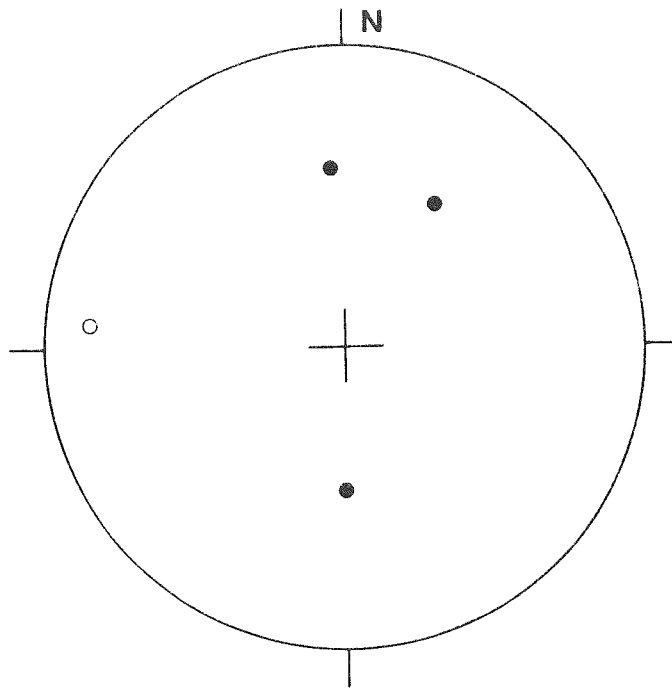
La relative constance de l'azimut des différentes compressions déterminées dans le Bergell ne permet pas de faire de corrélation des déformations entre Triangia et Bergell.

IV.1.E.4.) Aimantation rémanente

La figure IV.43. présente l'orientation des vecteurs aimantation de cette granodiorite. Aucune de ces aimantations n'a présenté d'orientation stable au cours de son analyse par champ alternatif.

Page suivante :

Fig. IV.43. Vecteurs aimantation totale.



IV.1.F.) Intrusions de l'Adamello

IV.1.F.1.) Site et échantillonnage

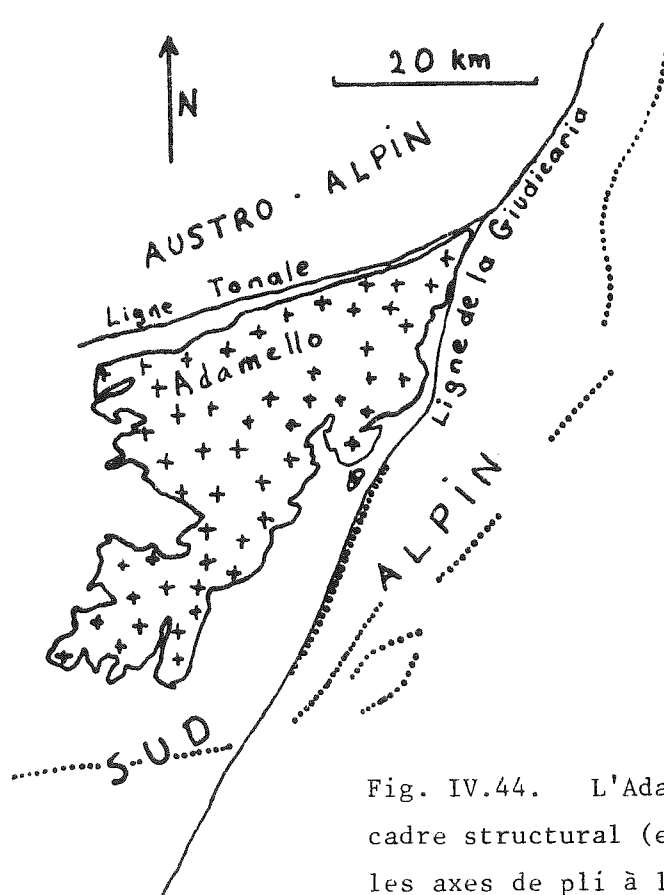


Fig. IV.44. L'Adamello et son cadre structural (en pointillé, les axes de pli à l'Est et au Sud de l'intrusion) d'après E. Semenza (1974).

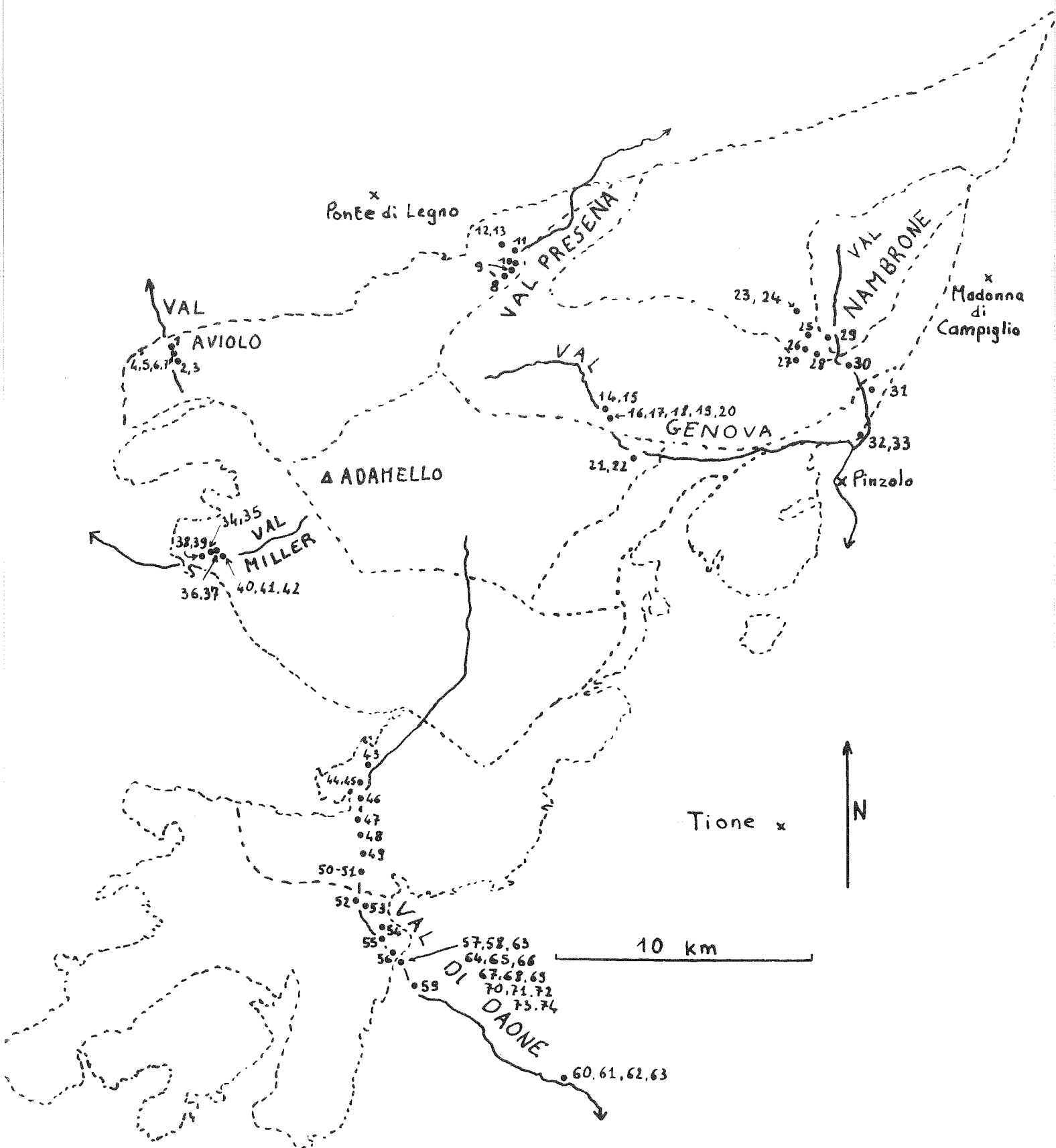


Fig. IV.45. Sites de prélèvement dans le massif de l'Adamello.

Le massif de l'Adamello est un ensemble intrusif (Fig. IV.44.) très important de plus de 550 km².

Une étude préliminaire ayant montré que les résultats ne sont pas toujours homogènes à l'intérieur d'un même bloc, j'ai choisi de prélever des échantillons volumineux dans quelques secteurs du massif ; par ailleurs l'Adamello étant formé de plusieurs masses intrusives, j'ai effectué des prélèvements dans 10 des principales masses intrusives. 48 échantillons (dans lesquels ont été taillés au total 72 cubes) proviennent des intrusions elles mêmes, 7 ont été prélevés dans des filons, 1 dans une roche incluse dans l'intrusion (un des blocs de l'intrusion comprend une partie de roche incluse qui a fourni 2 cubes) et 18 échantillons ont été choisis dans les cornéennes et le Permien du Val di Daone (Fig. IV.45.).

IV.1.F.2.) Cadre géologique et histoire de l'intrusion

Les roches de l'Adamello sont intrusives dans le socle cristallin des Alpes du Sud et dans sa couverture permo-mésozoïque ; cette dernière est métamorphisée à proximité de l'intrusion. La pétrographie est relativement complexe (A. Bianchi et al. 1970). Les roches contiennent de la magnétite, de l'ilménite et même parfois un peu d'hématite. L'adamello est formé pour l'essentiel de 11 masses intrusives différentes qui se sont mises en place entre 1,5 et 4 km de profondeur (E. Callegari et Gb. Dal Piaz 1973). L'âge tertiaire de ces intrusions (W. Salomon 1908) a été confirmé par des mesures d'âge absolu : 45 MA à 30 MA suivant les intrusions (G. Ferrara 1962, S. Borsi et al. 1966). La région à l'Est de l'Adamello montre des déformations dont les dernières datent du Pliocène (E. Semenza 1974). Les roches de l'Adamello présentent au Nord et à l'Est, une orientation préférentielle qui serait liée à l'écoulement, d'après A. Bianchi et Gb. Dal Piaz (1948) ; cependant, la continuité de cette foliation dans les diverses masses intrusives montre qu'il s'agit ici probablement d'une orientation d'origine tectonique.

IV.1.F.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique.

IV.1.F.3.1.) Travaux de H. Scriba et F. Heller (1978)

Parallèlement à mes propres recherches, H. Scriba et F. Heller ont effectué des mesures sur quelques échantillons de la partie nord de l'Adamello (où une foliation est visible). Ils ont observé une

bonne coïncidence entre la foliation magnétique et cette orientation préférentielle de la roche.

IV.1.F.3.2.) Présentation des résultats (Fig. IV.46. et planches hors texte VIII.F., IX.F. et X.F.)

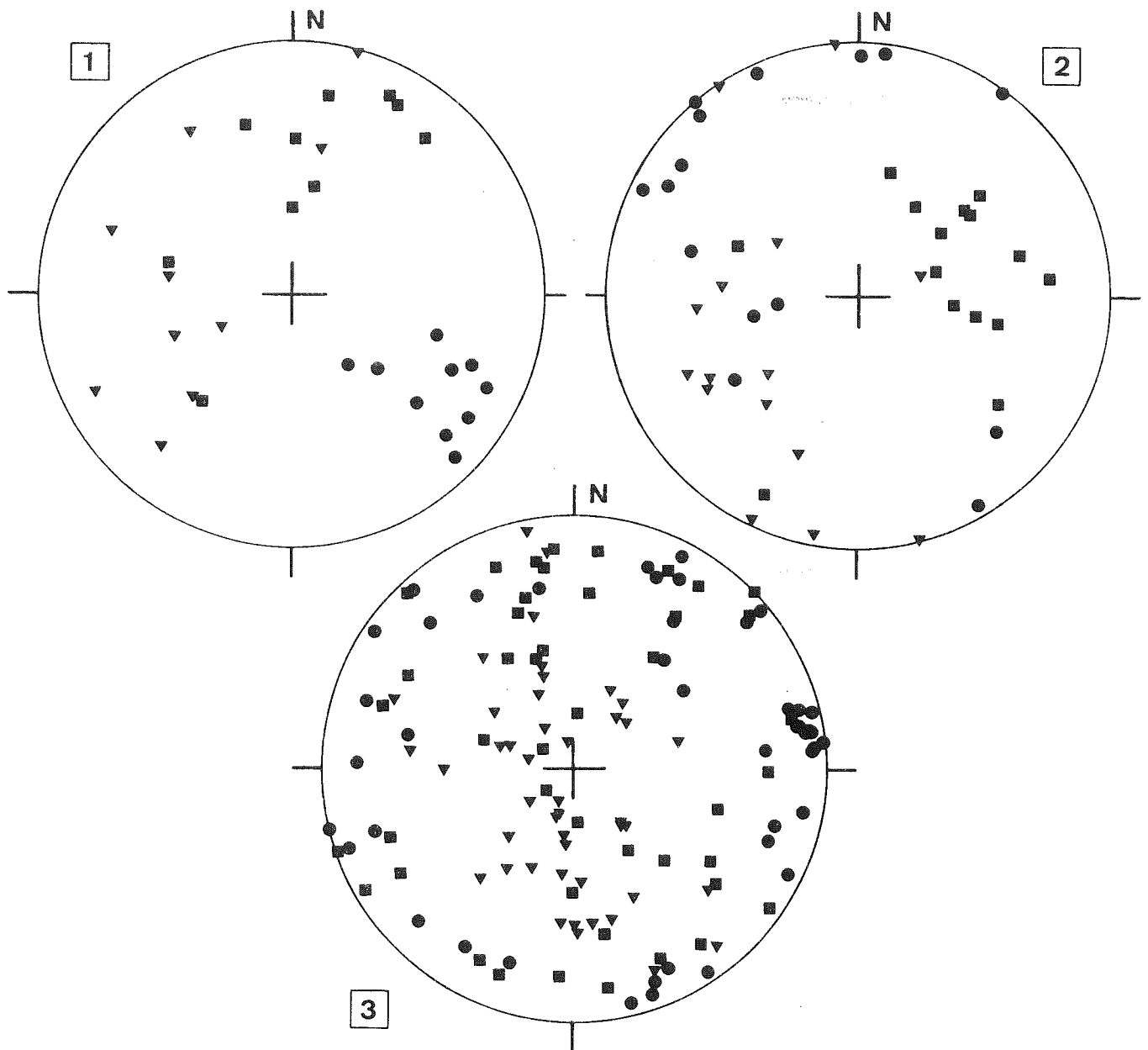


Fig. IV.46. Axes principaux de susceptibilité dans le Val Nambrone (1), le Val Presena et le val Genova (2), le Val Avio, le Val Miller et le Val di Daone (3).

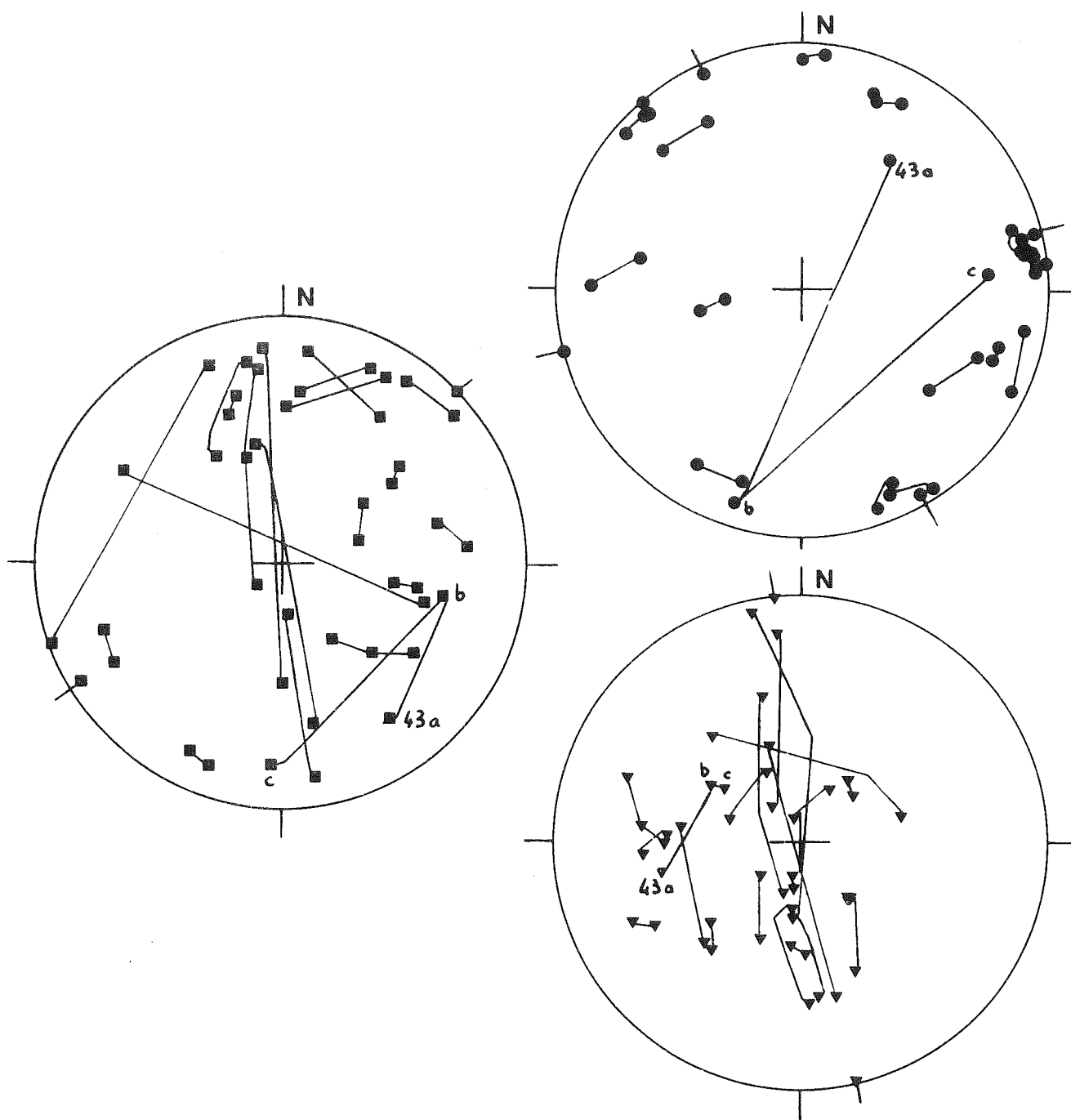
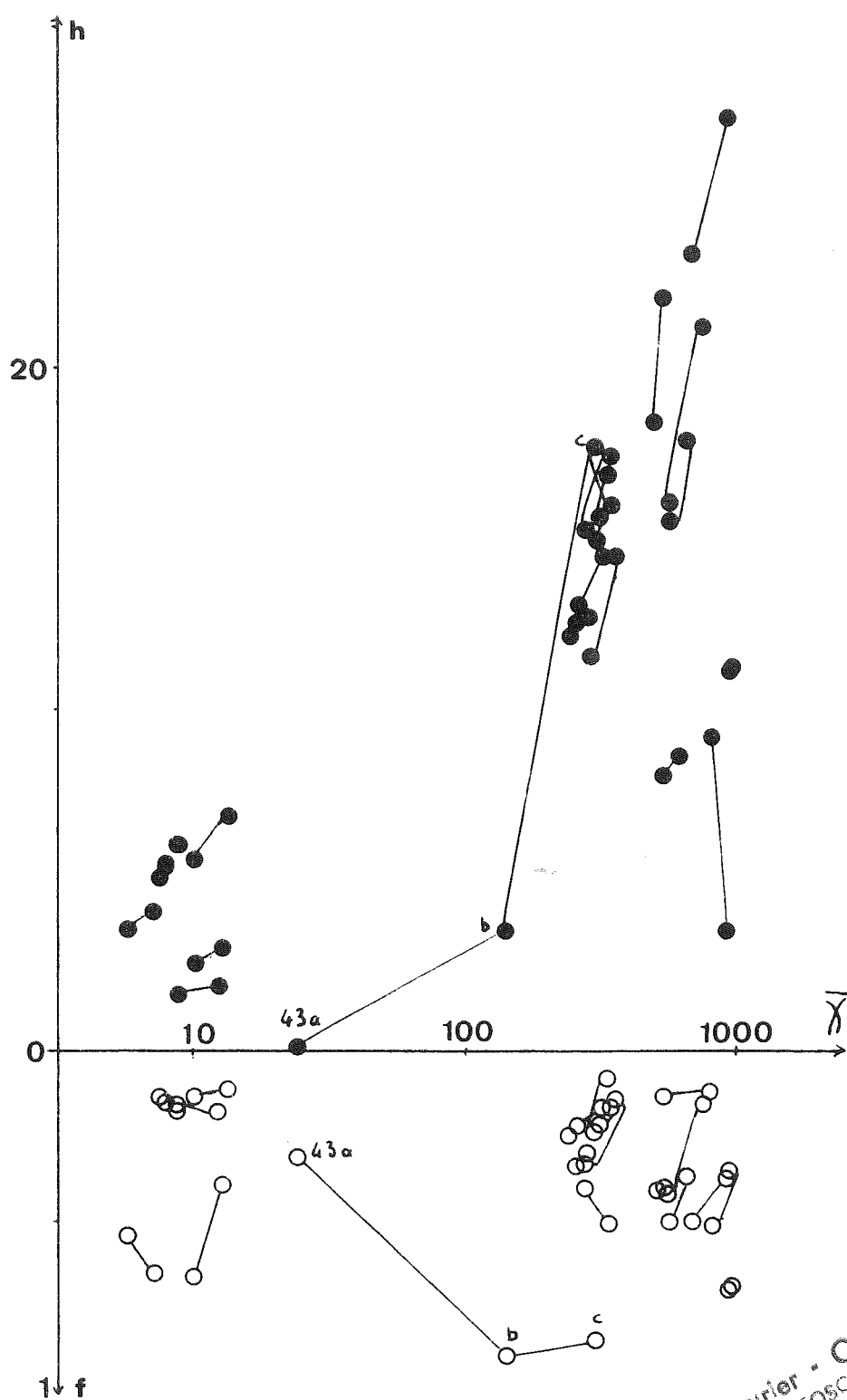


Fig. IV. 47. Variations des résultats dans les spécimens cubiques taillés dans un même bloc (échantillon 43 : a et b roche incluse, c tonalite).



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 : platour@ujf-grenoble.fr

Intrusions de l'adamello

Les axes principaux de susceptibilité sont très dispersés. L'inclinaison des axes minimaux est souvent faible, alors que celle des axes maximaux est importante.

Les valeurs du paramètre f sont très variables (de 0,01 à 0,95) et montrent en moyenne (0,34) une nette prédominance de la foliation sur la linéation.

Le pourcentage d'anisotropie varie de 1,1 à 28,5 ; il a en moyenne (9,3) une valeur assez élevée.

A l'intérieur d'un même bloc, les résultats sont relativement variables (Fig. IV.47.) ; les axes minimaux ont l'orientation la plus constante.

Filons aplitiques et pegmatitiques

La dispersion des axes principaux est grande. Les valeurs de f allant de 0,11 à 0,77, montrent en moyenne (0,37) une prédominance de la foliation sur la linéation. Les valeurs de h (de 0,7 à 14,8) sont en moyenne (4,2) modérées.

Inclusions

Les résultats sont très variables d'un échantillon à l'autre (f allant de 0,19 à 0,95 et h variant de 0,1 à 9,7).

Roches encaissantes

Les cornéennes métamorphisées au contact de l'intrusion ont des résultats très semblables (axes bien groupés, en particulier axes intermédiaires valeurs de f allant de 0,48 à 0,78 avec une moyenne de 0,62 ; pourcentage d'anisotropie allant de 1,1 à 12,0 avec en moyenne une valeur de 6,5).

Dans le Permien (porphyrite et grès) situé à plus grande distance de l'intrusion, les résultats sont beaucoup plus dispersés (axes principaux, valeurs de f allant de 0,08 à 0,67 avec une moyenne de 0,36) sauf pour les valeurs de h (entre 1,6 et 3,7 ; valeur moyenne 2,6) qui sont faibles.

IV.1.F.3.3.) Interprétation

Les résultats obtenus ici sont différents suivant les parties du massif (Fig. IV.48.)

Dans le bas Val Nambrone, la foliation magnétique est très semblable à l'orientation préférentielle visible des minéraux ; comme cette dernière, elle est indépendante des limites des différentes masses intrusives et garde une orientation constante dans les 4

intrusions visibles dans cette vallée. Ceci confirme que cette orientation préférentielle est due à une déformation. Dans le haut Val Nambrone, l'orientation préférentielle des minéraux n'est plus visible dans la roche, mais la foliation magnétique conserve la même orientation qu'en aval et met en évidence l'existence de la déformation dans cette partie plus interne du massif. La même orientation de la foliation (indépendante de celle du plan axial des filons) existe dans deux filons et dans les faciès bréchiques qui bordent la ligne de la Giudicarie ; la déformation est donc posté-

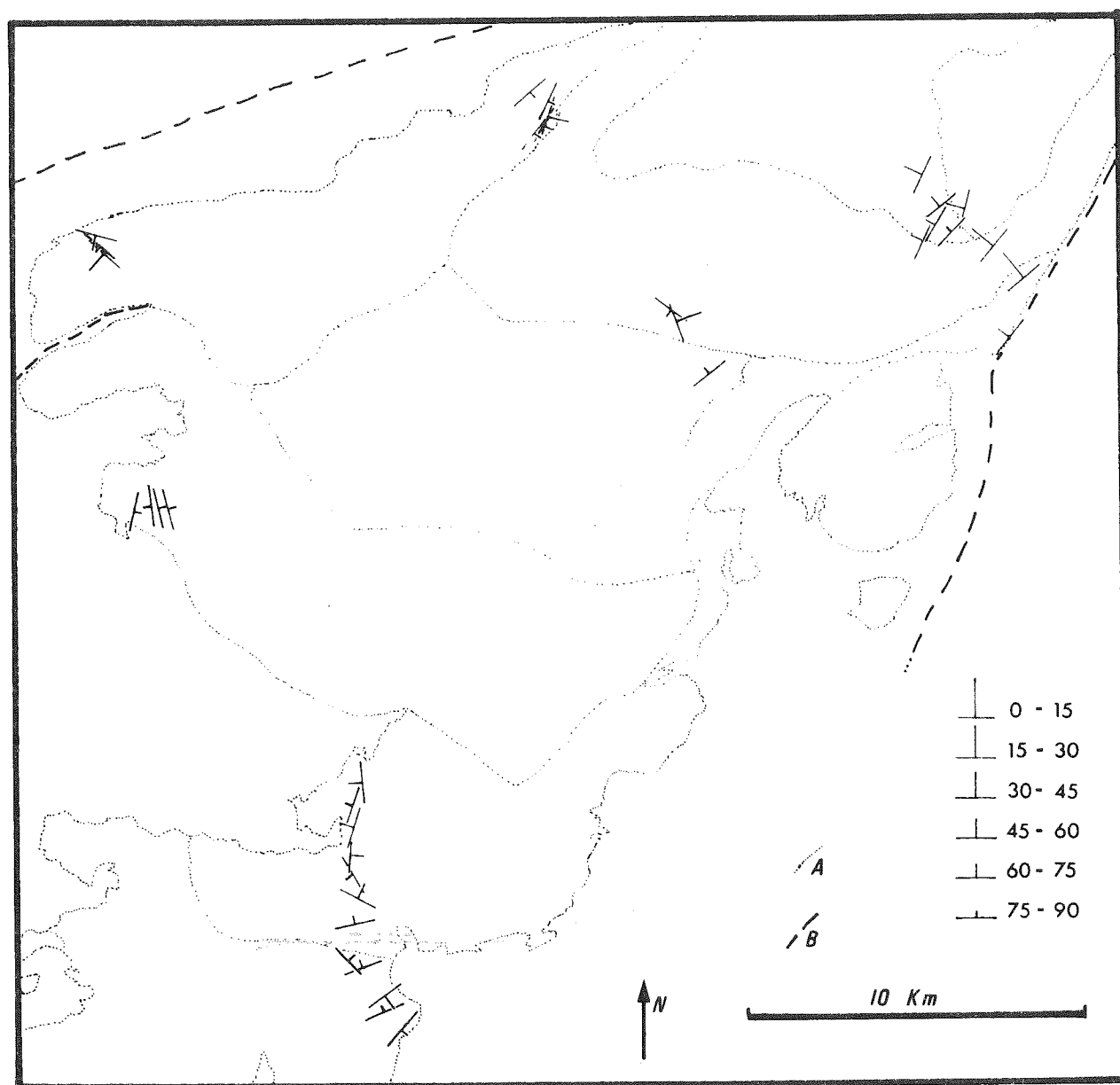


Fig. IV. 48. Pendage moyen de la foliation magnétique :
 A : Limite des masses intrusives (E. Callegari et Gb. Dal Piaz 1973)
 B : Principales failles.

rieure au refroidissement de l'intrusion. La linéation magnétique, d'orientation également constante dans les 4 masses intrusives (les deux linéation magnétiques d'orientation différente correspondent en réalité à des permutations d'axes maximaux-intermédiaires) est aussi due à la déformation. Celle ci correspond probablement à la phase de serrage Pliocène de E. Semenza (1974).

Dans le Val di Daone, dans le Val Miller et dans le Val Aviolo, la foliation magnétique de l'intrusion est en relation étroite avec les limites des différentes masses intrusives. Elle est donc liée à la mise en place des intrusions. Dans les deux échantillons prélevés dans des filons (Val di Daone), la foliation magnétique est parallèle aux bords du filon et est aussi liée à la mise en place de ceux ci.

La linéation magnétique comme la foliation magnétique a une orientation variable y compris à l'intérieur d'un même bloc. Il est alors possible de définir dans un bloc une linéation d'intersection de la foliation magnétique de deux cubes adjacents (Fig. IV.49.) : linéation magnétique d'intersection.

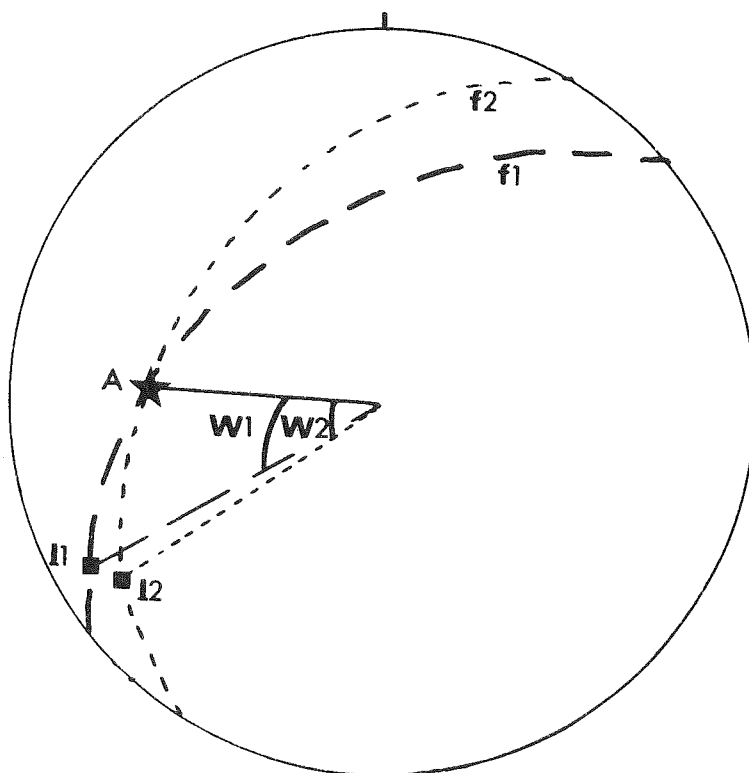


Fig. IV.49. Linéation magnétique d'intersection : l'étoile A est l'intersection des foliations magnétiques (F_1 , F_2) de deux cubes adjacents du même échantillon. W_1 et W_2 sont les angles séparant les linéations magnétiques (l_1 et l_2) de cette intersection.

Pour pouvoir interpréter cette linéation, rappelons que dans une roche, une linéation peut être de deux types (fig. IV.50.) :

- une linéation qui est liée à une orientation préférentielle des structures cristallines ou de la forme des minéraux,
- et une linéation qui est un axe de pli ou une intersection de structures planaires.

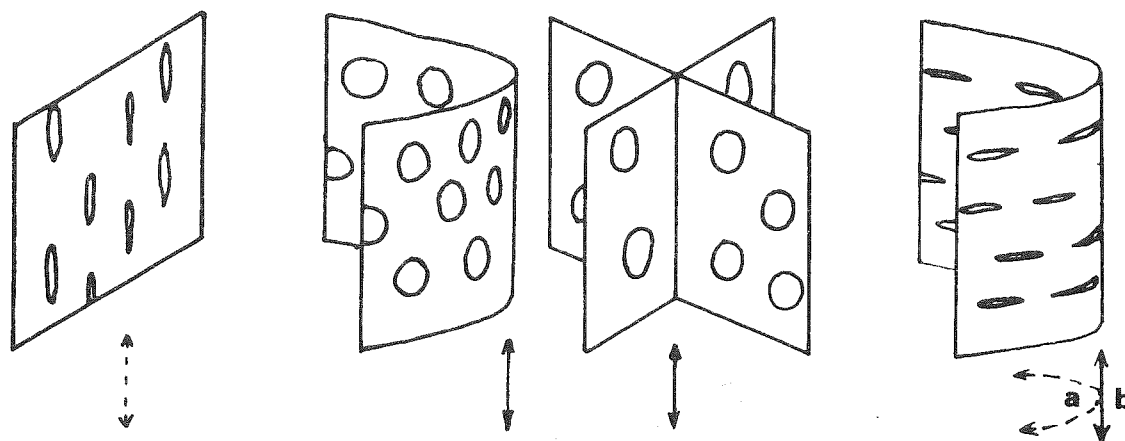


Fig. IV.50. Linéation de type 1 (forme allongée des minéraux), 2 (direction commune aux minéraux) ou des deux types à la fois.

Une roche peut présenter à la fois des linéations de ces deux types.

Dans une intrusion, il peut exister une linéation de type 1 (orientation des minéraux liée à l'écoulement) ou de type 2 (plis d'écoulement) comme des études de modèle et de similitude l'ont montré (E. Nickel et al. 1967).

Par les études magnétiques, nous obtenons la linéation de type 2 (linéation magnétique d'intersection) et la linéation magnétique qui est la résultante de la linéation 2 avec une éventuelle linéation 1 ; si elles sont confondues, il n'existe pas de linéation d'orientation différente de la linéation 2.

Considérons maintenant les résultats acquis dans le Val di Daone. Soit W l'angle entre la linéation magnétique d'intersection et la linéation magnétique (Fig. IV.49.). Nous obtenons ici des valeurs de W très variables allant de 0° à 87° . Nous avons donc une linéation magnétique qui est la résultante de plusieurs linéations. Pour tenter de mieux comprendre l'origine de ces linéations, j'ai recherché si une corrélation existait entre la valeur de W et la forme de

l'ellipsoïde (Fig. IV.51.). Il apparaît que la linéation est d'autant mieux définie (f plus important) que l'angle W est petit.

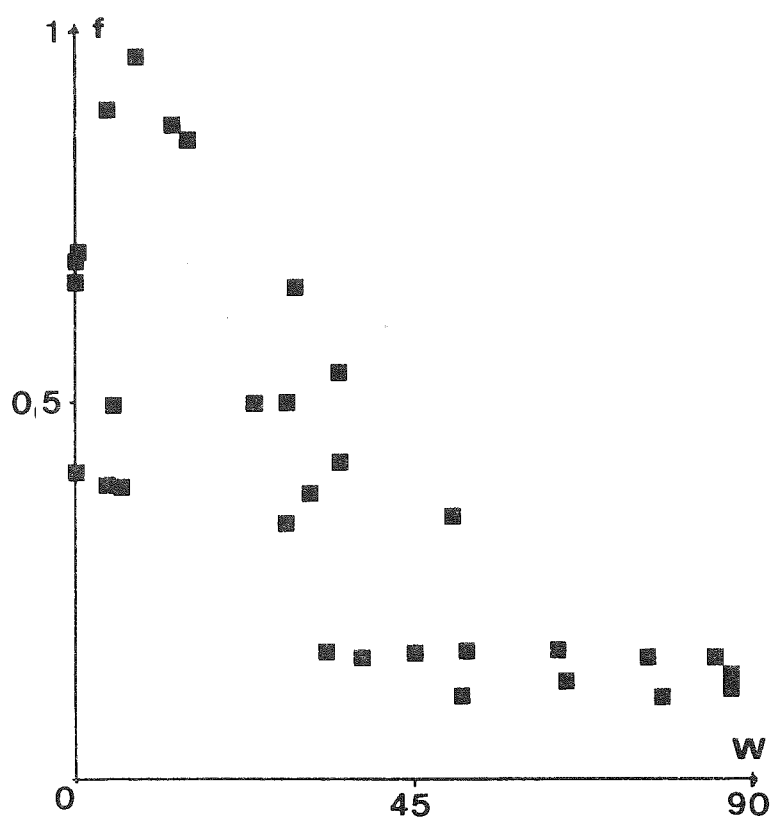


Fig. IV.51. Valeur de l'angle W en fonction de celle du paramètre f.

Les modèles de E. Nickel et al (1967) montrent que dans une intrusion, la direction d'écoulement est relativement constante. Selon W. Salomon (1908), les contacts intrusifs de l'Adamello sont sub-verticaux, et la montée des magmas s'est probablement faite selon une direction plutôt voisine de la verticale. Nous pouvons proposer une hypothèse très simple : en supposant qu'il peut exister des plis d'écoulement à axe d'orientation variable (Fig. IV.52.) :

- plis d'écoulement à axe vertical (E. Nickel et al 1967) : les linéations de type 1 et 2 s'ajoutent et il est normal d'obtenir une très forte linéation résultante.
- plis d'écoulement sub-horizontaux (perpendiculaires à la direction d'écoulement) : les deux linéations sont perpendiculaires et la linéation résultante est peu importante.
- la combinaison des deux cas précédents donne alors des linéations plus ou moins bien définies suivant le type de pli d'écoulement qui est le plus important.

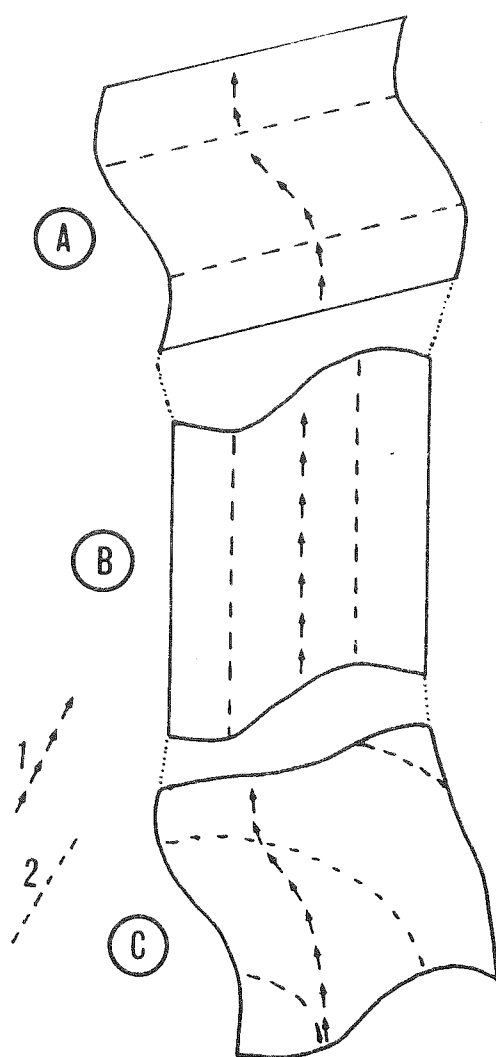


Fig. IV.52. Différentes hypothèses de pli de la foliation magnétique
 1 : linéation d'écoulement
 2 : linéation d'axe de pli.

Ce modèle, qui correspond aux résultats obtenus, suppose que la linéation de type 1 est prédominante sur la linéation de type 2 (ce qui est le cas puisque les linéations magnétiques sont plutôt voisines de la verticale). Le modèle proposé correspond donc aux faits observés dans le Val di Daone, et représente l'explication très probable de l'allure des linéations magnétiques observées ici.

Les résultats acquis dans le Val Presena et le Val Genova montrent souvent une foliation magnétique de même orientation que dans le Val Nambrone ; cependant les limites des masses intrusives ont aussi le plus souvent le même azimuth que cette foliation magnétique. Bien qu'il semble probable que l'anisotropie soit due à la déformation (en particulier dans le Val Presena), la possibilité d'une anisotropie de mise en place ne peut être éliminée. Dans le Val Genova, la foliation magnétique dans des filons est proche soit du plan axial des filons soit d'un plan perpendiculaire à ce

plan axial ; là aussi, l'origine de l'anisotropie n'est pas certaine car la foliation magnétique n'est pas rigoureusement parallèle ou perpendiculaire au plan axial du filon.

IV.1.F.4.) Aimantation rémanente

IV.1.F.4.1.) Travaux de R. Pucher, G. Morteani, et K. Fromm (1976, 1978).

Parallèlement à mon travail, ces auteurs ont effectué une étude paléomagnétique dans la partie sud-est de l'Adamello. Ils ont obtenu des directions moyennes définies par :

$D = 351^\circ$, $I = 75^\circ$ (1976) et $D = 331^\circ$, $I = 87^\circ$ (1978).

Cette dernière étude a été faite sur ces roches métamorphisées au contact de l'intrusion.

8 échantillons de cornéennes, $D = 122^\circ$, $I = 85^\circ$, $\alpha_{95} = 15^\circ$.

7 échantillons de grès rouge, $D = 325^\circ$, $I = 78^\circ$, $\alpha_{95} = 14^\circ$.

6 échantillons de porphyrite, $D = 271^\circ$, $I = 88^\circ$, $\alpha_{95} = 29^\circ$.

IV.1.F.4.2.) Présentation des résultats (Fig. IV.53.)

Les vecteurs aimantation totale sont dispersées. Au cours de l'analyse de l'aimantation (Fig. IV.54.), seuls 14 échantillons présentent une aimantation stable en direction après application d'un champ de 200 Oe. Ils proviennent de deux secteurs différents du massif et leurs caractéristiques sont données dans le tableau IV.55.

Le résultats acquis dans le Val di Daone est sensiblement différent de celui de R. Pucher et al. (1976, 1978) pour cette même vallée, à l'exception de l'échantillon de porphyrite qui a été prélevé plus au Sud dans la même vallée. R. Pucher et al (1978) ont montré que l'aimantation des cornéennes n'est plus une ARD et qu'il s'agit vraisemblablement d'une aimantation tertiaire liée au métamorphisme thermique de l'intrusion de l'Adamello.

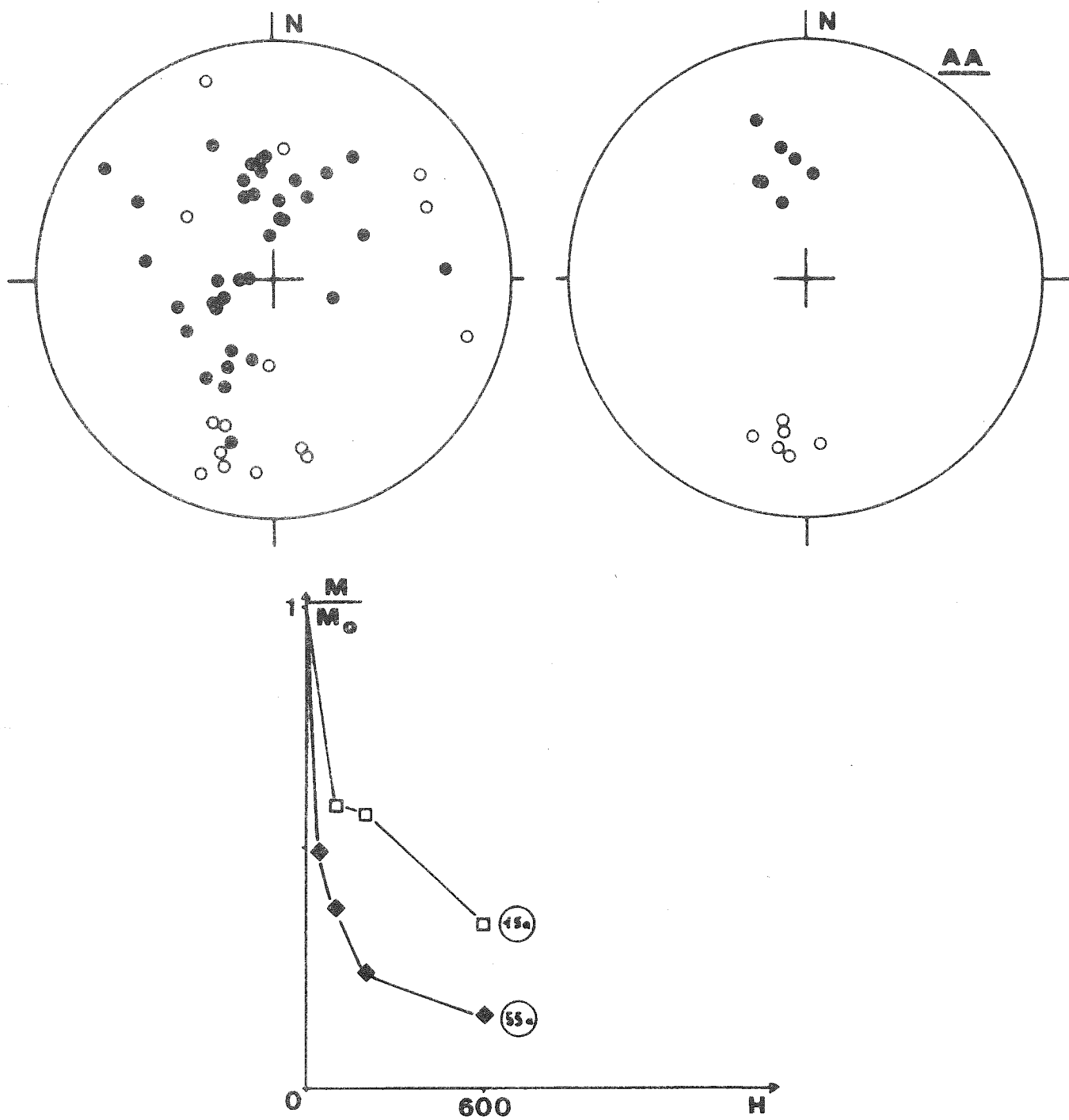


Fig. IV.53. Vecteur aimantation totale (à gauche), aimantation stable (A.A., à droite) et courbe de désaimantation.

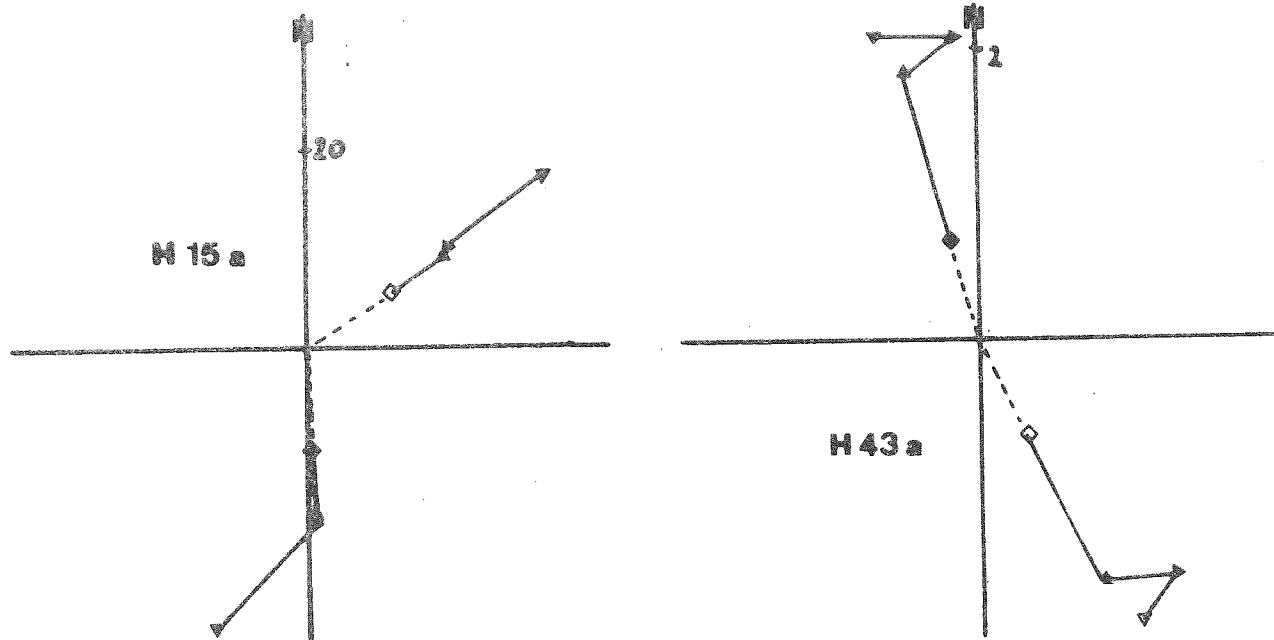


Fig. IV.54. Diagramme de Zijdeveld. Voir légende de la planche hors texte VII.

Site	Roche (d'après E. Callegari et Gb. Dal Piaz 1973)	nombre de spécimens cubiques	σ en 10^{-6} uem cgs/g	K_0	V	Roche		Site			
						D	I	D	I	K	α_{95}
Val Genova	Tonalite centrale du Presannella	5	de 3,0 à 10,5 ($\bar{\sigma} = 6,1$)	de 0,5 à 1,9 ($\bar{K}_0 = 1,1$)	de 0,4 à 4,2 ($\bar{V} = 2,3$)	190°	-34°	190°	-33°	133	7°
	recoupée par une Pegmatite en filon	1	4,0	3,2	1,5	189°	-27°				
Val di Daone	Tonalite du Monte Redi Castello	2	55,3 et 55,6	0,2 et 0,4	14,4 et 22,9	337°	54°	347°	50°	53	7°
	avec une Roche incluse	2	2,2 et 80,2	0,2 et 1,7	0,5 et 7,7	350°	56°				
Daone	Diorite (à leucotonalite) des lacs d'Arno et de Boazzo	2	44,6 et 48,8	0,1 et 0,2	13,6 et 18,0	348°	39°				
	Cornéenne	1	3,7	0,02	4,2	6°	54°				
(vers le sud)	Porphyrite permienne métamorphisée	1	163,1	46,2	0,4	257°	58°	/	/	/	/

TABLEAU IV. 55.

IV.1.F.4.3.) Interprétation

Les résultats du Val Genova ont une inclinaison qui est faible par rapport aux résultats acquis plus au Sud. Il est donc très possible que ce massif présente une déformation à grand rayon de courbure, avec par exemple un axe voisin de l'horizontale et parallèle à la ligne Tonale (il existe d'ailleurs un pli ayant cette orientation visible au Sud de l'Adamello, Fig. IV.44.). Cette déformation serait liée simplement au jeu vertical des failles majeures bordant l'Adamello. La figure IV.56. présente deux des interprétations possibles.

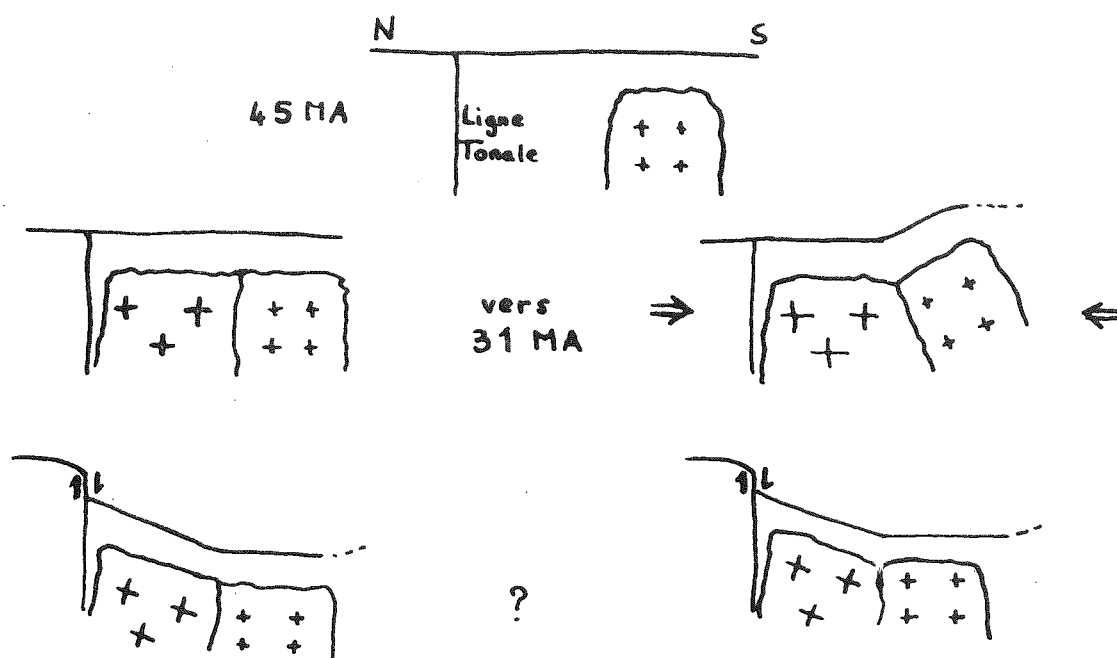


Fig. IV.56. Coupe N-S montrant 2 évolutions possibles de la région de l'Adamello.

IV.1.F.5.) Synthèse des résultats

Les intrusions de l'Adamello se sont mises en place en dehors d'un climat régional de contraintes ; l'étude de leur anisotropie de susceptibilité permet de mieux connaître leur mode de mise en place (existence de plis d'écoulement d'orientation différente).

La partie nord-est du massif porte la trace d'un serrage WNW-ESE, qui correspond peut-être aux déformations pliocènes visibles plus à l'Est.

Il est enfin possible que ce massif ait subi un plissement à grand rayon de courbure.

IV.1.G.) Granite de Bressanone (Brixen)

IV.1.G.1.) Site et échantillonnage

47 échantillons (taillés en 49 spécimens cubiques) de granite, 9 échantillons de filons aplitiques ou pegmatitiques, 6 échantillons de tonalite orientée (bordure nord et ouest du massif), et 2 échantillons de roche incluse dans le granite ont été prélevés dans différentes parties du massif (Fig. IV.57.)

IV.1.G.2.) Cadre géologique et histoire de l'intrusion

Le massif est limité au Nord par la ligne de la Pusteria et à l'Ouest par la ligne de la Giudicaria (Fig. IV.58.). Au Sud le granite est en contact avec les phyllades quartzifères de Bressanone (dans lesquelles sont visibles les effets du métamorphisme de contact).

A part le long des lignes de la Pusteria et de la Giudicaria, la roche ne présente pas d'orientation préférentielle visible. Ce massif est constitué essentiellement de granite (S. Morgante 1974 ; D. Visona 1977).

Son âge (tardi-hercynien ou tertiaire ?) a fait l'objet d'une controverse jusqu'à la détermination d'un âge absolu de 280-290 MA (A. Alberti et M. Nicoletti 1971 ; S. Borsi et al 1972).

IV.1.G.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.G.3.1.) Travaux de J.S. Rathore et H. Heinz (1979)

Parallèlement à mon travail, ces deux auteurs ont effectué l'étude de quelques échantillons du granite de Bressanone. Compte tenu des valeurs du rapport des susceptibilités principales, ils ont conclu que l'anisotropie est liée à la mise en place de ce granite.

IV.1.G.3.2.) Présentation des résultats (Fig. IV.59. et planches hors texte VIII.G., IX.G. et X.G.)

La dispersion des axes principaux de susceptibilité est importante ; les axes minimaux sont plutôt voisins d'un plan vertical N-S et les axes maximaux d'une direction horizontale E-W.

Dans le granite (faciès non orienté), les valeurs de f , variant de 0,004 à 0,98, montrent en moyenne (0,41) une prédominance de la

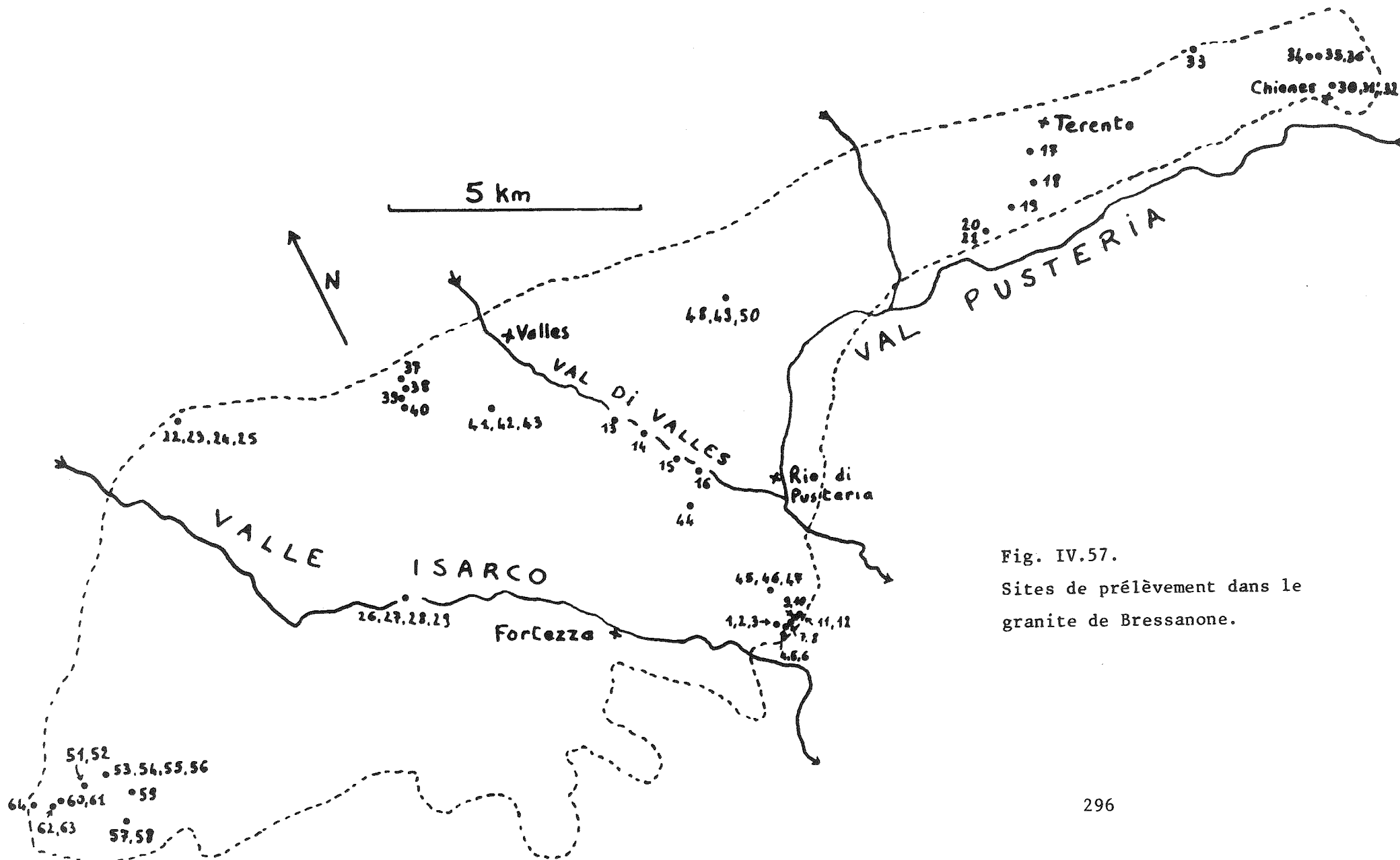


Fig. IV.57.

Sites de prélèvement dans le granite de Bressanone.

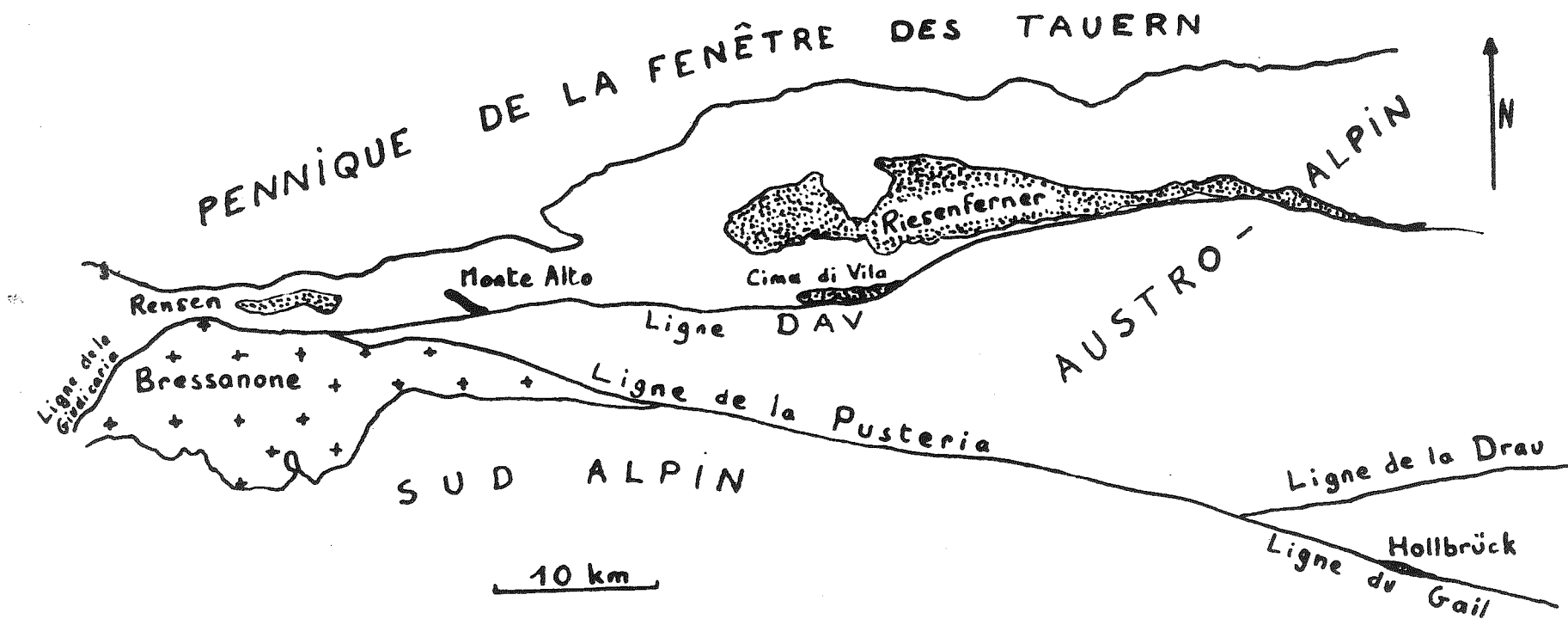


Fig. IV.58. La région de la Pusteria.

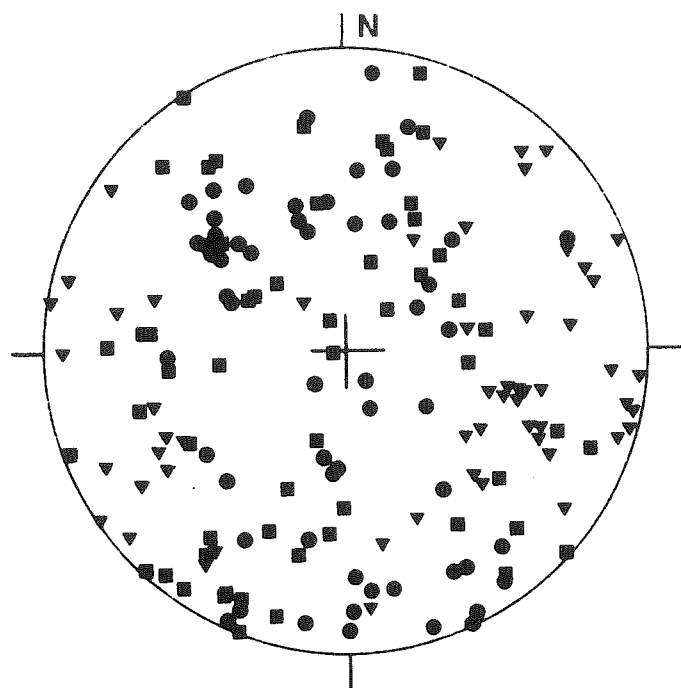


Fig. IV.59. Axes principaux de susceptibilité dans le granite de Bressanone.

foliation sur la linéation. Les résultats dans les filons sont très voisins (f variant de 0,10 à 0,83 ; valeur moyenne 0,44). Dans les 6 échantillons de tonalite orientée, f a une valeur moyenne (0,50) un peu plus élevée (sa valeur va de 0,05 à 0,89). Les deux échantillons de roche incluse dans le granite ont des valeurs de f de 0,75 et 0,89.

Les valeurs de h sont faibles dans le granite (de 0,3 à 6,4 ; en moyenne 2,1) et la roche incluse (1,2) ; elles sont plus importantes dans la tonalite orientée (de 0,4 à 10,1 ; en moyenne 9,3) et dans les filons (de 0,7 à 31,6 ; en moyenne 9,3). La forte valeur de h dans les filons est probablement en relation avec le diamagnétisme qui joue ici un rôle important dans l'anisotropie. En effet, un fort diamagnétisme peut compliquer l'interprétation de h (un échantillon anisotrope dont la susceptibilité moyenne est égale à 0 - susceptibilité négative selon l'axe minimal et positive selon l'axe maximal - a un paramètre h de valeur infinie...).

Sur carte on voit que l'azimut de la foliation magnétique est souvent proche de celui des limites du granite (Fig. IV.60.), mais cette similitude n'est pas toujours parfaite (en particulier vers l'Est). La linéation magnétique (Fig. IV.61.) a une orientation assez variable d'un point à l'autre du massif.

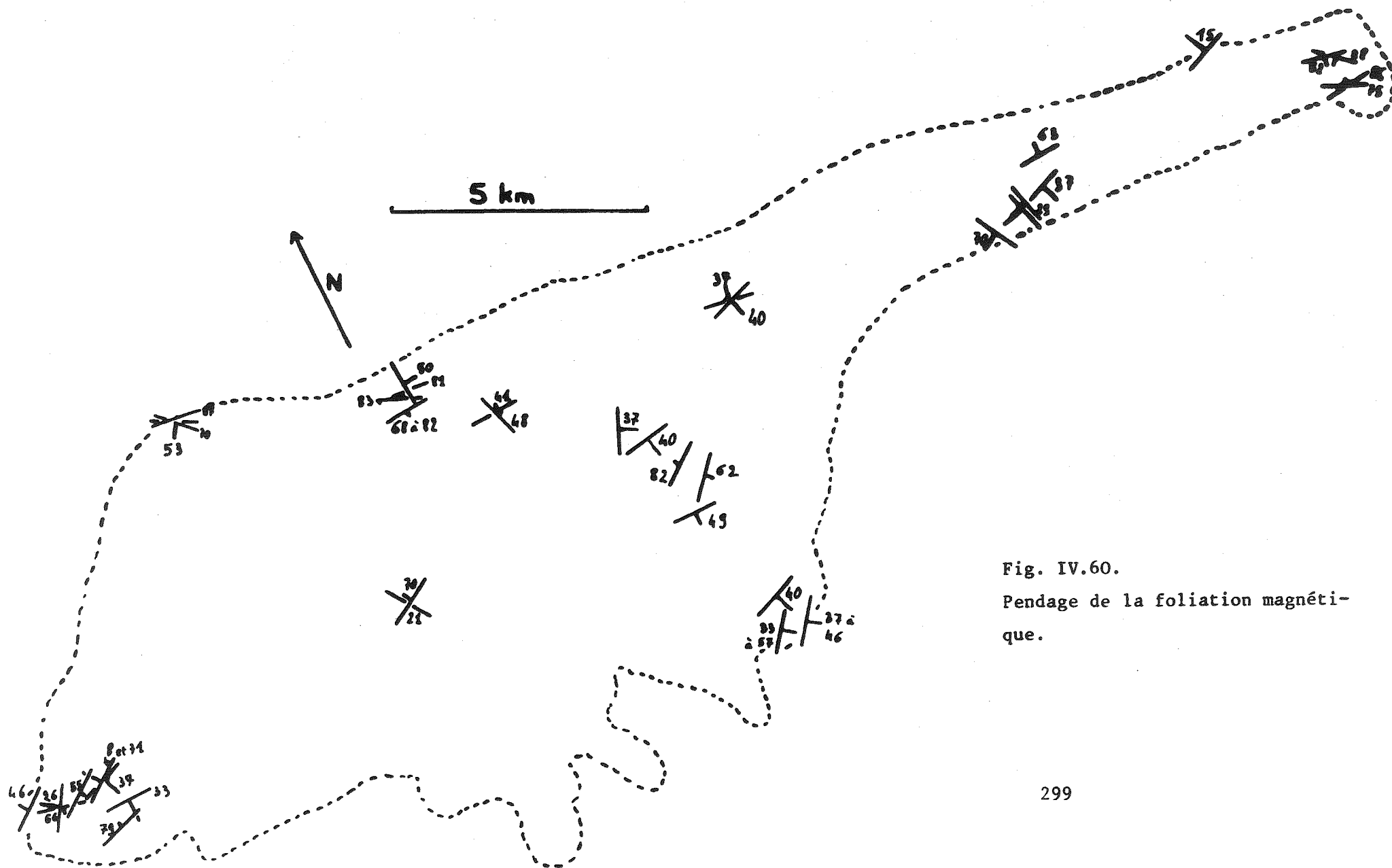
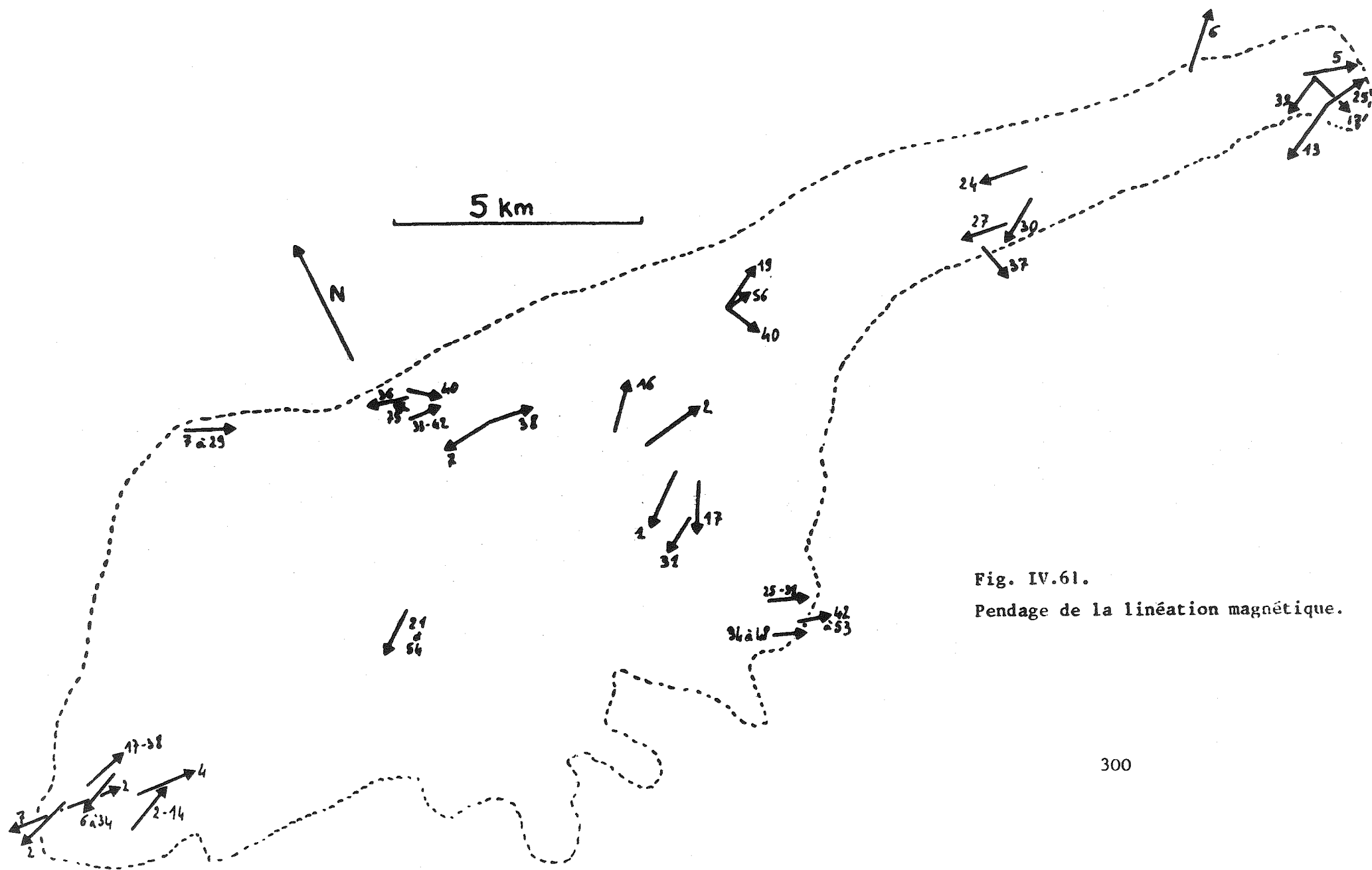


Fig. IV.60.

Pendage de la foliation magnétique.



IV.1.G.3.3.) Interprétation

Dans le granite, la relative dispersion des axes principaux de susceptibilité peut s'expliquer aussi bien par une anisotropie de mise en place (foliation magnétique fréquemment parallèle aux bordures du massif) que par une déformation complexe (par exemple superposition des effets de compressions N-S et WW-ESE). Les valeurs du paramètre h ne permettent pas non plus de déterminer l'origine de l'anisotropie.

L'étude de l'anisotropie des filons aplitiques ou pegmatitiques nous montre que la foliation magnétique dans ces filons est indépendante de l'orientation du filon et qu'elle a la même orientation que dans le granite environnant. Ces filons étant postérieurs au refroidissement du granite (éléments bréchiques de granite visibles dans quelques filons), une anisotropie similaire dans le granite et les filons ne peut être due qu'à la déformation.

Contrairement à ce que pensent J.S. Rathore et H. Heinz, les structures magnétiques sont donc liées à la déformation (probablement une tectonique polyphasée).

IV.1.G.4.) Aimantation rémanente

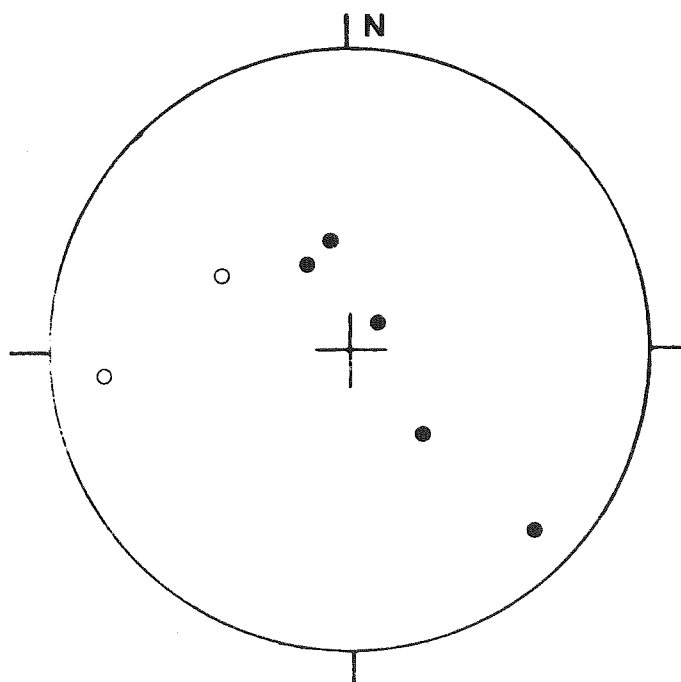


Fig. IV.62. Vecteurs aimantation totale.

Seuls 7 échantillons ont une aimantation spécifique suffisante pour que l'orientation de l'aimantation soit significative (Fig. IV.62.). Aucune des directions de ces aimantations n'est stable au cours de l'analyse par champ alternatif.

IV.1.HJK.) Intrusion du Rensen, du Monte Alto et des Riesenferner-Cima di Vila

IV.1.HJK.1.) Cadre et échantillonnage

Le massif du Rensen est situé environ 1 km au Nord du granite de Bressanone. 14 échantillons (taillés en 15 spécimens cubiques) ont été prélevés dans la vallée de Valles) le long d'une coupe N-S (fig. IV.63.).

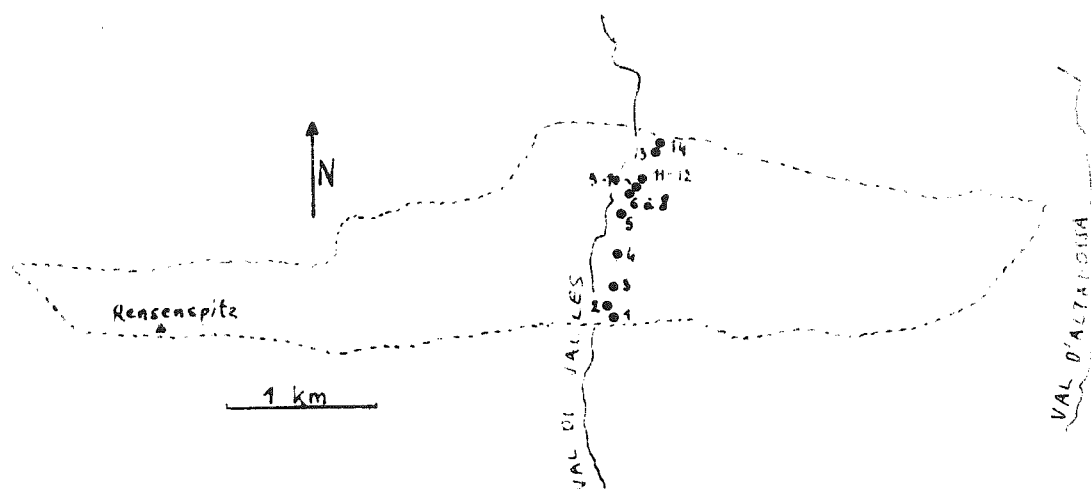
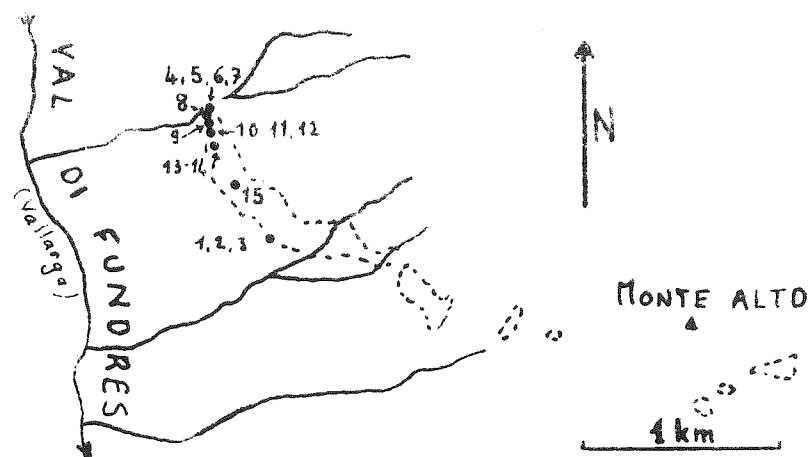


Fig. IV.63. Sites de prélèvement dans le Rensen.

L'intrusion du Monte Alto forme un petit pointement allongé d'environ 1 km sur le versant gauche de la vallée de Vallarga. Le long d'une coupe N-S à travers le massif, 10 échantillons de granodiorite (taillés en 11 spécimens cubiques), 3 échantillons de filons aplitiques et 2 échantillons de roche encaissante ont été prélevés (Fig. IV.64.).

Page suivante :

Fig. IV.64. Sites de prélèvement dans le Monte Alto.



Dans la tonalité des Riesenferner (Vedrette di Ries), 46 blocs ont été pris (dont 6 dans des roches mylonitisées) et 10 dans la tonalité de Cima di Vila. 10 échantillons de filons aplitiques ou pegmatitiques (dont 1 dans Cima di Vila) ont été collectés ainsi que 3 échantillons de roches encaissantes (Fig. IV.65.).

IV.1.HJK.2.) Cadre géologique et histoire des intrusions

S. Borsi et al (1978c) et F.P. Sassi et al (1978) ont montré l'importance de la ligne Deferggental-Anterselva-Valles (DAV) qui sépare au Nord un domaine où les déformations alpines sont importantes (F.P. Agterberg 1961) d'un domaine sud où les effets de la tectonique pré-alpine restent les plus visibles (Fig. IV.58.).

Les trois massifs étudiés sont situés au Nord de cet accident majeur.

Le tableau IV. 66. résume les données actuelles sur l'âge et l'évolution thermique des trois massifs étudiés (d'après S. Borsi et al. 1978 a, b et c). Il est intéressant de remarquer les âges de plus en plus récents vers l'Ouest pour le refroidissement à 300° C.

Ce résultat est très semblable à ce qui a été observé au Nord de la ligne Tonale (refroidissement plus lent dans le Tessin que vers le Bergell). Le massif du Rensen se serait mis en place à plus grande profondeur (13 km ?) que le Monte Alto (11 km ?) et les Riesenferner-Cima di Vila (8 km - G. Belliení 1977).

Le massif du Rensen a fait l'objet d'une étude très complète de

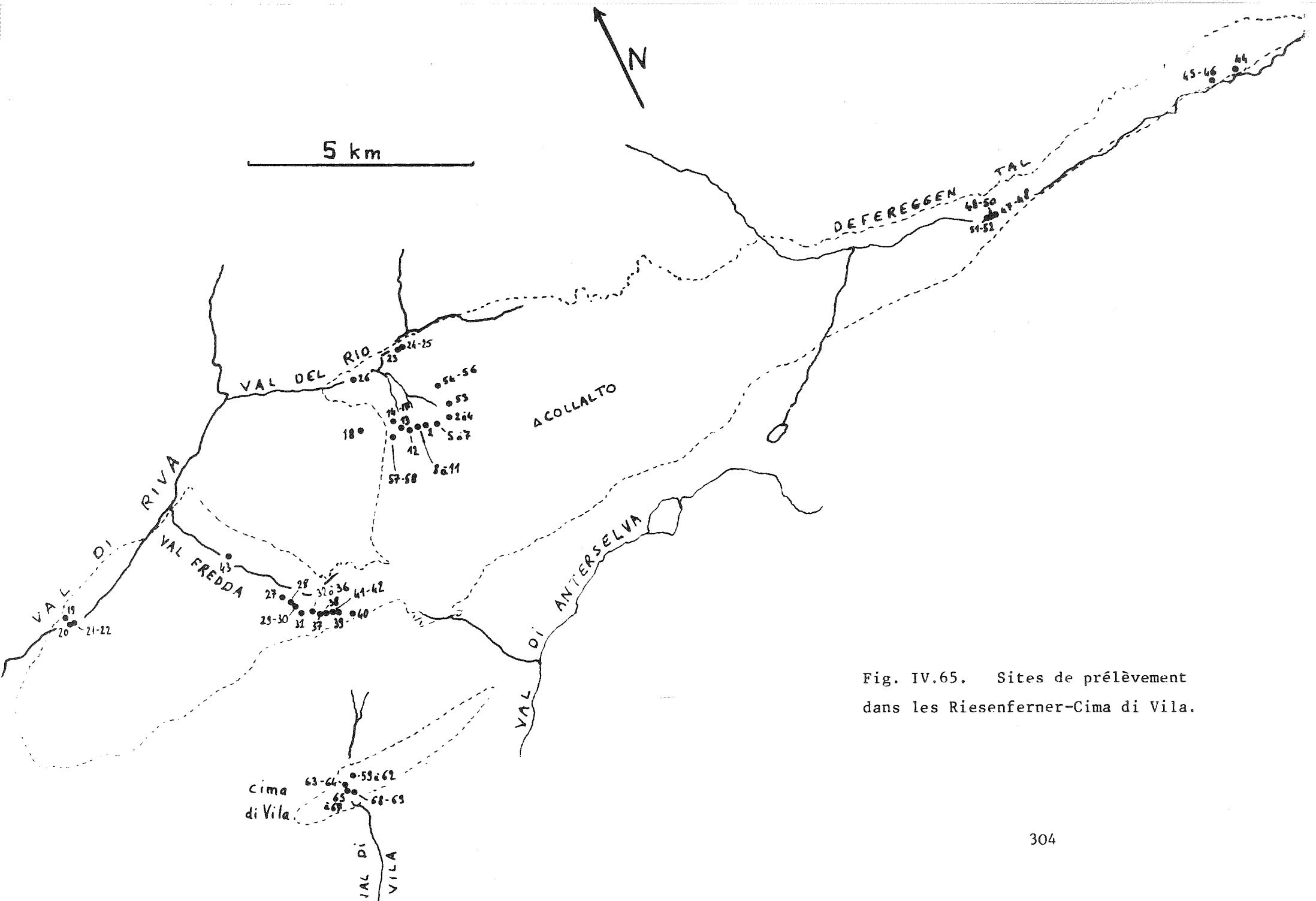


Fig. IV.65. Sites de prélèvement dans les Rieserferner-Cima di Vila.

(	:	H	:	J	:	K	)
(	:		:		:	Riesenferner	)
(	:	Rensen	:	Monte Alto	:	Cima di Vila	)
(	:		:		:		)
(	:	41 ± 29	:	—	:	30	)
(	:		:		:		)
(	:	28 - 29	:	—	:	27 - 28	)
(	:		:		:		)
(	:		:		:		)
(	:	17	:	23 - 24	:	26	)
(	:		:		:		)
(	:		:		:		)

Tableau IV.66. Age (en MA) connus dans l'histoire des massifs au Nord de la ligne de la Pusteria.

G. Nollau (1974). Cet auteur a mis en évidence les effets d'un thermométamorphisme depuis la mise en place de l'intrusion, mais il estime que cette phase thermique est intervenue au cours du refroidissement de l'intrusion. Une orientation préférentielle des minéraux, visible seulement par endroits est interprétée comme liée à la mise en place de l'intrusion. Un métamorphisme de contact affecte les roches encaissantes.

Le massif du Monte Alto n'est connue que depuis peu de temps (G. Zirpoli 1969).

Le massif des Riesenferner a fait l'objet de plusieurs études (A. Bianchi 1934, Gb. Dal Piaz 1934, F. Karl 1959) portant en particulier sur la pétrographie. Dans ce secteur, F.P. Agterberg (1961) a observé dans les terrains encaissants un axe anticlinal et un axe synclinal tardi-alpins (Fig. IV.67.). G. Bellieni et al. (1976) ont montré l'existence de recristallisations (cristaux d'épidote, de biotite, de mica blanc ; veinules avec feldspaths, chlorite et prehnite) en relation avec un faible métamorphisme depuis la mise en place de l'intrusion. Ces roches contiennent également de la magnétite et des ilméno-hématites ; une auréole de métamorphisme de contact est visible autour de l'intrusion.

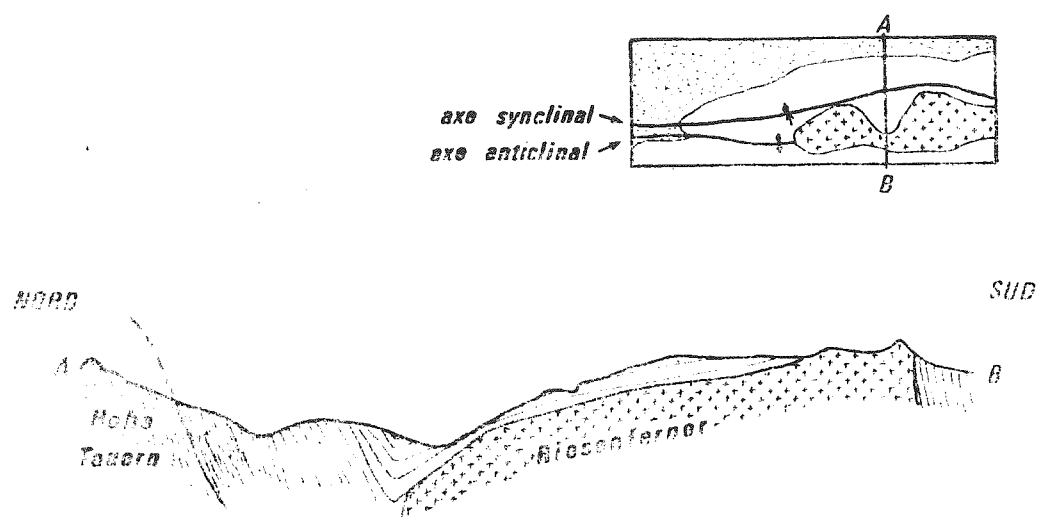


Fig. IV.67. Coupe dans la région des Rieserferner (et schéma structural) d'après F.P. Agterberg 1961.

IV.1.HJK.3.) Structures visibles

La figure IV.68. présente les orientations préférentielles visibles dans le massif du Rensen, dans le secteur où ont été collectés les échantillons.

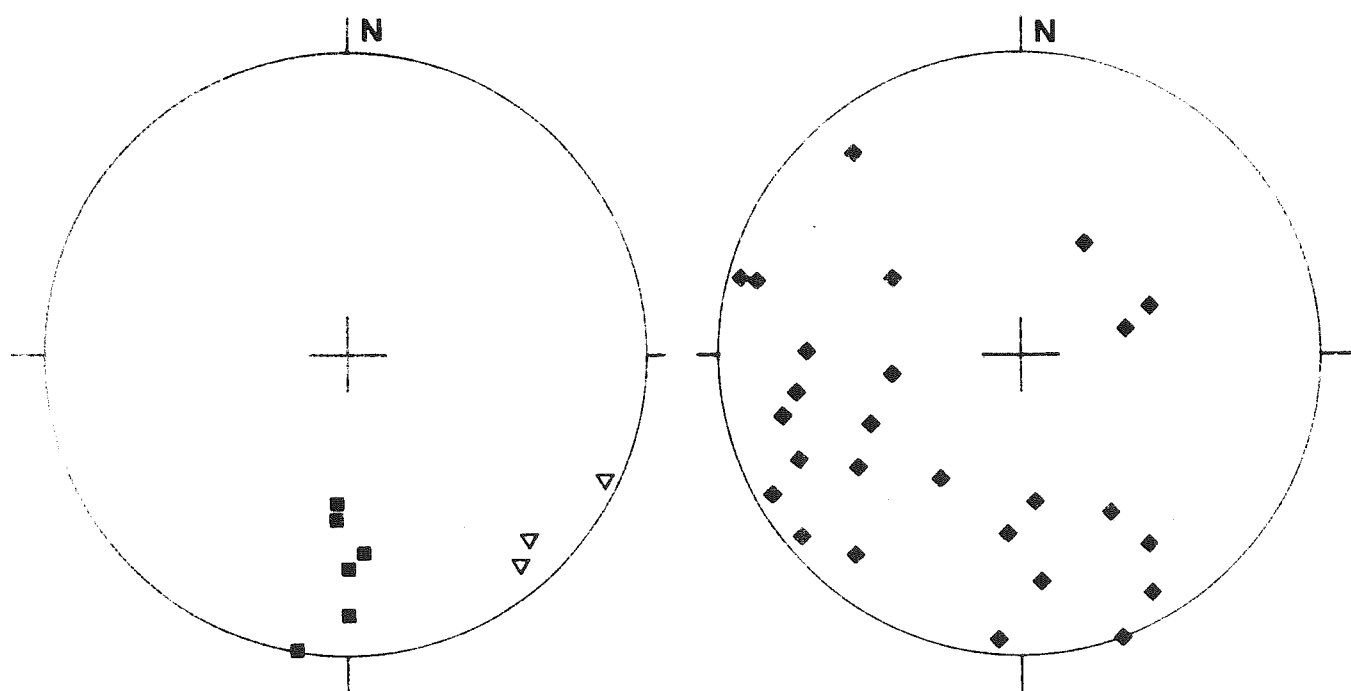


Fig. IV.68. Normales à l'orientation préférentielle des minéraux (carrés), à la schistosité de fracture (triangles) et au plan de diaclases (losanges) dans le Rensen.

L'orientation préférentielle planaire visible a le même azimuth que les bordures nord et sud de l'intrusion ; elle est aussi parallèle à la foliation des roches encaissantes.

Près de quelques failles de la partie centrale de l'intrusion, une schistosité de fracture très fruste existe. Les diaclases observées ont des orientations très variables et plongent en majorité vers le Nord ou vers l'Est.

La granodiorite du Monte Alto n'offre pas, au niveau de la coupe étudiée, d'orientation préférentielle très nette. La figure IV.69. présente une structure très intéressante visible au contact nord de l'intrusion avec l'encaissant ;

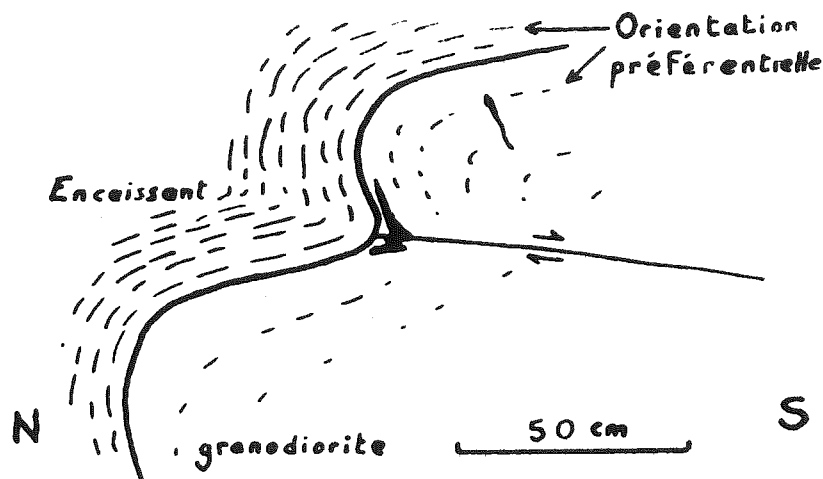


Fig. IV.69. Structure visible en bordure Nord du Monte Alto.

à une déformation du granite (en partie cassante, donc post-intrusive) correspond en effet un pli de l'encaissant, d'axe E-W. La grande majorité des plis dans l'encaissant ont cette même orientation (Fig. IV.70.); une partie au moins de ces plis est sans doute très récente (moins de 30 MA).

Les diaclases (Fig. IV.70.) ont là aussi une orientation assez variable, avec plus fréquemment un plongement vers l'Est ou vers le Nord-Ouest.

Le massif des Riesenferner présente diverses structures permettant de reconstituer en partie son évolution.

L'intrusion est postérieure au métamorphisme majeur puisque les brèches d'intrusion comprennent des blocs de roche métamorphiques encaissantes ;

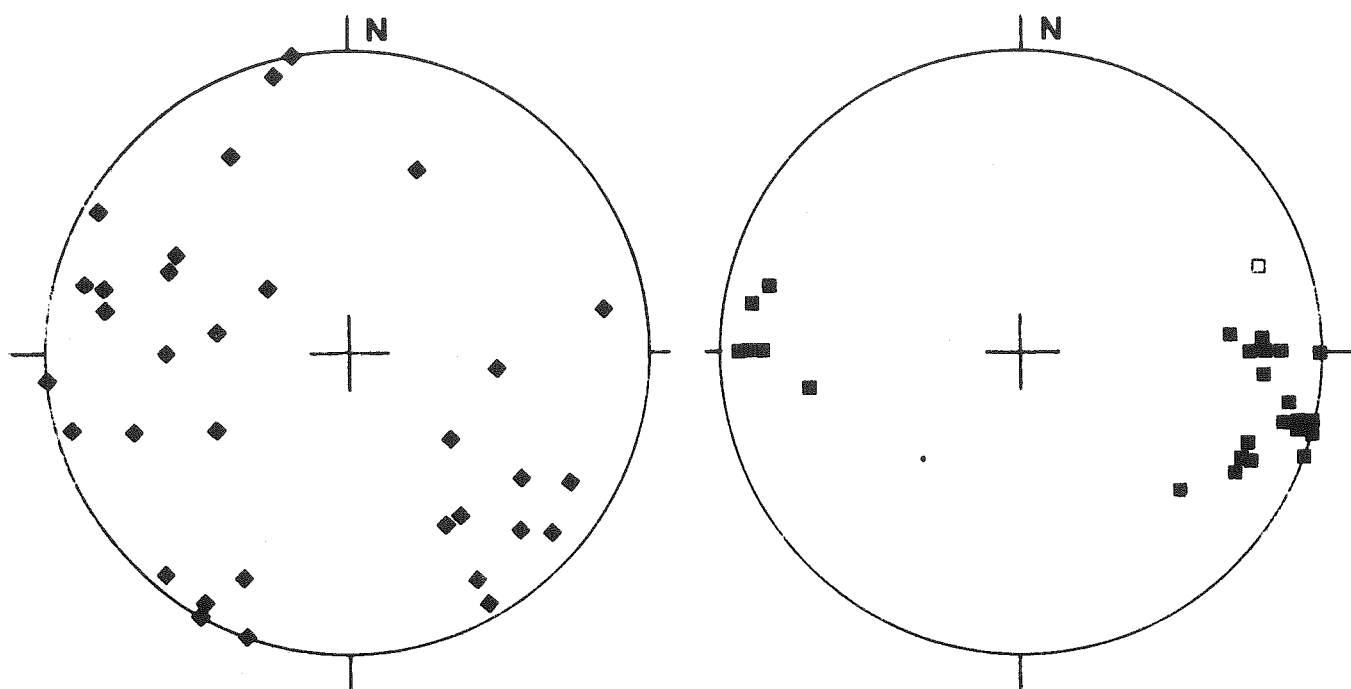


Fig. IV.70. Normales au plan de diaclases (losanges) et axe de pli dans l'encaissant (carrés pleins) et la granodiorite (carrés vide) - dans le Monte Alto

cependant, l'intrusion s'est faite dans un milieu à température et pression suffisamment élevée pour provoquer la formation de figures de type anatectique près de certains contacts intrusifs (à l'Est du Monte Covoni-Tristennöcki par exemple). F.P. Agterberg (1961) a d'ailleurs observé, dans les terrains encaissants, certains phénomènes liés en général à une anatexie.

Localement, une foliation très peu accentuée est visible. Son orientation (Fig. IV.71.), difficile à mesurer avec précision, semble le plus souvent parallèle au contact tonalite-roche encaissante. Cette foliation peut donc s'être formée lors de la mise en place de l'intrusion (E. Nickel et al. 1967, J. Marre 1973).

La tonalite présente par endroit des zones laminées ou mylonitisées et de nombreuses diaclases (Fig. IV.71.) ; l'orientation de ces structures planaires est assez variable, avec 3 orientations dominantes (verticales N-S et E-W, et faible inclinaison vers le Nord en moyenne).

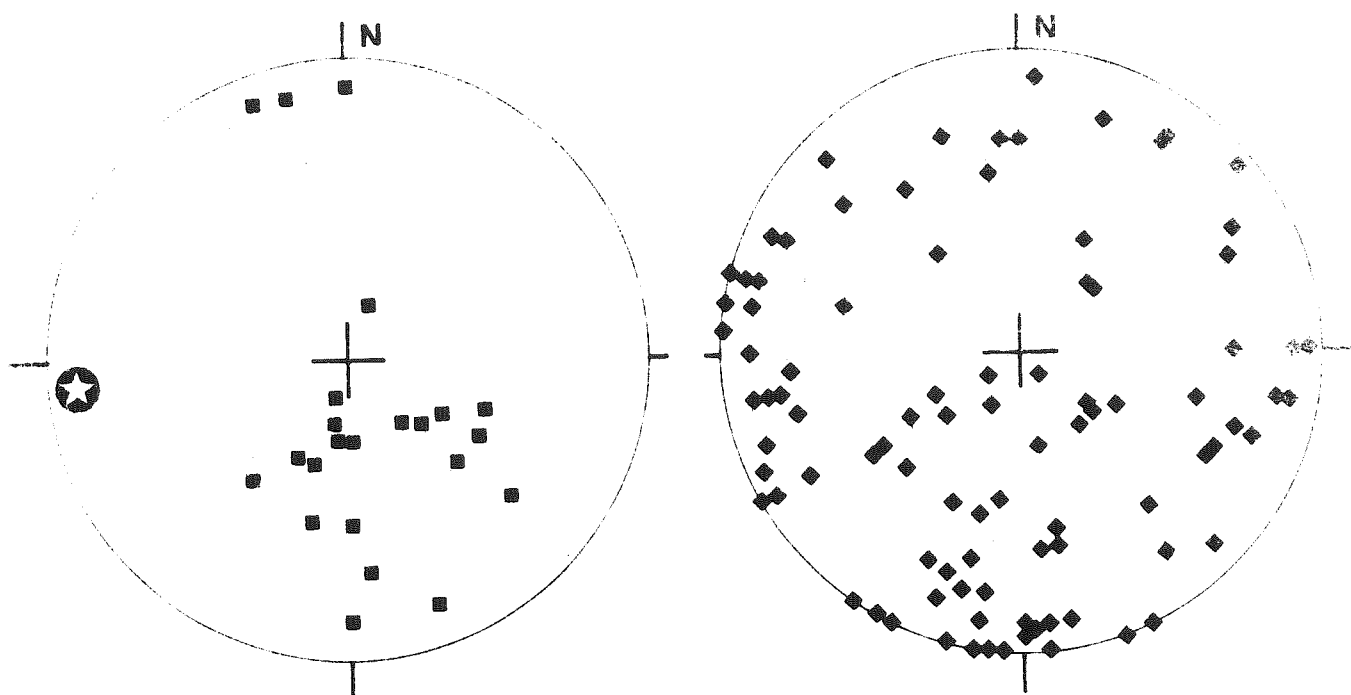


Fig. IV.71. Normales à la foliation visible (carrés), à la schistosité de fracture (étoile) et aux plans de faille et de diaclase (losanges) dans les Riesenferner-Cima di Vila.

Gb. Dal Piaz (1934) a observé (Fig. 2 du tableau III de cette publication) dans le Val Fredda une déformation qu'il attribue à des mouvements liés au refroidissement du magma. Une étude détaillée de cette structure (Fig. IV.72.) m'a montré qu'il s'agit en réalité d'un accident chevauchant, avec rebroussement de la tonalite au contact de l'accident. Des miroirs de failles subhorizontales avec stries E-W peuvent être observés en d'autres points en dessous de cet accident. Tous ces accidents sont pratiquement parallèles au contact tonalite-roche encaissante. D'autres failles parallèles à ce contact existent dans le Val del Rio (par exemple à la base du Monte Covoni) ; un accident chevauchant avec rebroussement de la tonalite, comparable à celui du Val Fredda, est visible à l'Ouest du Sprone delle Vedrette Giganti (Rieserneck). Toutes ces structures montrent que le compartiment chevauchant s'est déplacé vers l'Est par rapport au compartiment chevauché (Fig. IV.73.).

Très localement, une schistosité de fracture verticale N-S est visible dans le Defereggental.

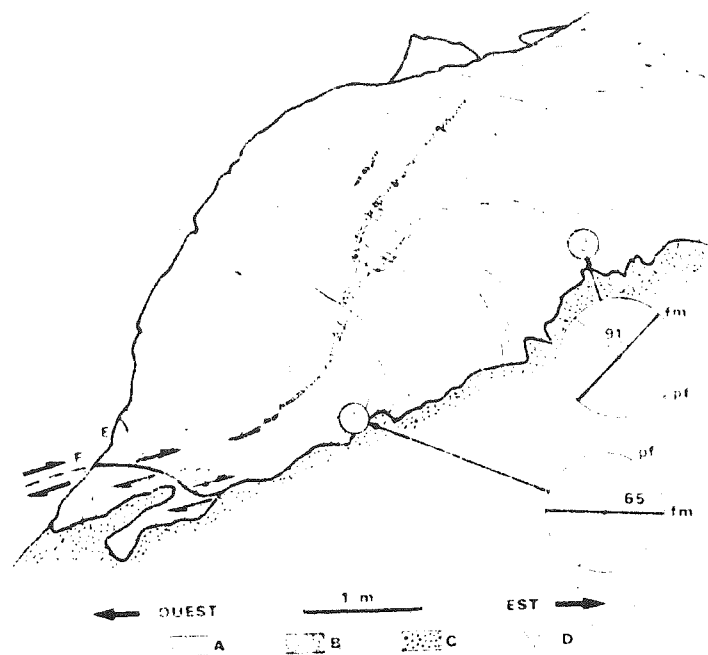


Fig. IV.72. Accident chevauchant dans le Val Fredda. L'effet de perspective donne une idée fausse du pendage de cet accident qui plonge en réalité vers le Nord-Ouest. A = Tonalite (à cet endroit, sans foliation visible), B = Filon de quartz, C = Eboulis, D = fractures, E = Axe de pli (plongeant de 5° vers le Nord), F = Plan de faille (plongeant de 6° vers le Nord-Ouest) avec des stries Est-Ouest, 1 et 2 = Echantillons.

Sur les deux diagrammes sont représentées les traces, sur un plan vertical Est-Ouest, du plan de fracturation (pf) et du plan de foliation magnétique (fm) ; la linéation magnétique (non représentée) ne coïncide pas avec l'axe du pli et une superposition des foliations magnétiques des deux échantillons (par rotation autour de l'axe du pli) amène les deux linéations magnétiques correspondantes en superposition parfaite. Les linéations et foliations magnétiques paraissent avoir subi le même plissement que la tonalite. La différence des valeurs de l'angle entre le plan de fracturation et la foliation magnétique dans les échantillons 1 et 2 pourrait cependant être en relation avec les contraintes qui ont provoqué la formation de cet accident ; mais elle pourrait également être due à un non parallélisme de fractures.

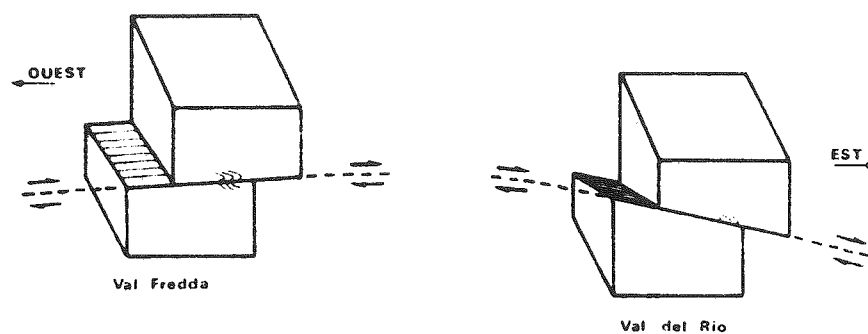


Fig. IV.73. Schéma montrant le jeu Est-Ouest des accidents du Val Fredda (plan de faille plongeant faiblement vers le Nord-Ouest) et du Val del Rio (plan de faille plongeant vers le Nord-Est). Ces plans de faille sont approximativement parallèles au contact tonalité-roche encaissante.

IV.1.HJK.4.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.H.4.) Massif du Rensen

IV.1.H.4.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.74. et planches hors texte VIII.H., IX.H. et X.H.)

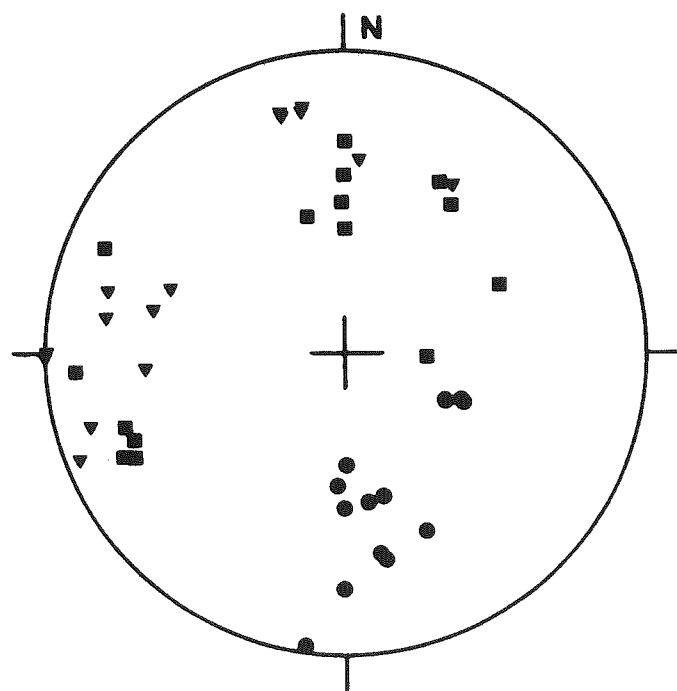


Fig. IV.74. Axes principaux de susceptibilité dans le Rensen.

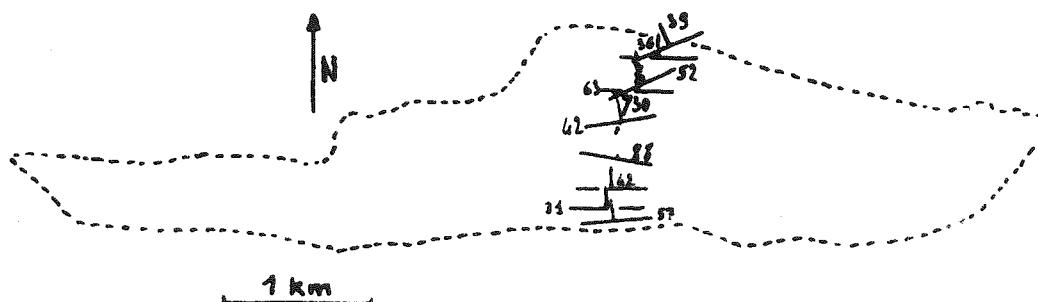
Les axes minimaux sont relativement bien groupés autour d'une direction plongeant vers le Sud ; quelques uns de ces axes présentent cependant un fort plongement vers l'WSW. Les axes maximaux et intermédiaires forment deux groupes plongeant faiblement vers l'Ouest (essentiellement des axes maximaux) et plongeant vers le Nord (axes intermédiaires principalement).

Les valeurs du paramètre f , allant de 0,23 à 0,65, montrent en moyenne (0,41) une prédominance de la foliation.

Le pourcentage d'anisotropie est en moyenne assez important (6,7) ; sa valeur varie entre 2,8 et 15,8.

IV.1.H.4.2.) Interprétation

La foliation magnétique (Fig. IV.75.) est parallèle aux bordures nord et sud du massif et coïncide avec la foliation localement visible ; elle est aussi parallèle à la foliation visible des terrains encaissants.



IV. 75. Pendage de la foliation magnétique.

Elle pourrait donc être liée aussi bien à la mise en place de l'intrusion qu'à une déformation tardi-alpine.

La linéation magnétique (Fig. IV.76.) a la même orientation que la linéation visible dans l'encaissant ; l'homogénéité des résultats et la faible dispersion des valeurs du paramètre f montrent que l'anisotropie est due à une déformation affectant l'ensemble de l'intrusion. Nous savons que l'intrusion est postérieure au métamorphisme majeur, mais que les contraintes ayant affecté l'intrusion ont la même orientation que celles de la phase majeure de métamorphisme. Nous pouvons donc en déduire que les contraintes qui ont affecté l'intrusion correspondent soit à une déformation tardive, soit, beaucoup plus probablement, au climat général de

contrainte pendant l'intrusion ; celle ci daterait dans ce dernier cas de la fin de la phase tectonique majeure.

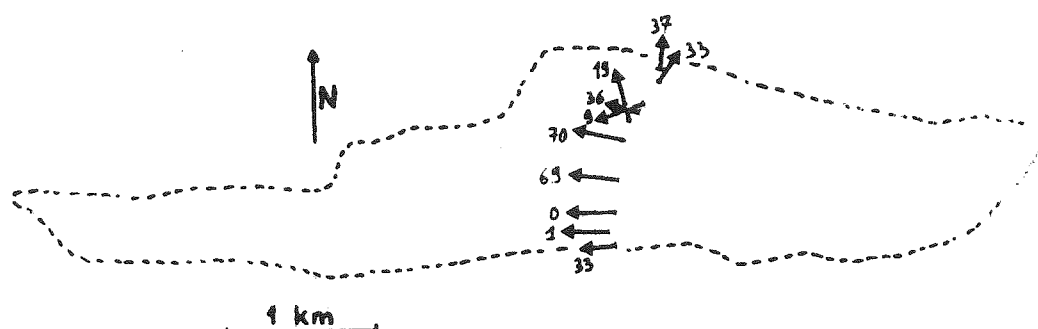


Fig. IV.76. Pendage de la linéation magnétique.

Dans 3 échantillons, la foliation magnétique a une orientation NNE-SSW. Sa normale a le même azimuth que la normale à la schistosité de fracture et que la direction des contraintes qui pourrait avoir provoqué des déformations de certains minéraux (G. Nollau 1974). Elle correspond donc vraisemblablement à une compression tardive.

IV.1.J.4.) Massif du Monte Alto

IV.1.J.4.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.77. et planches hors texte VIII.J., IX.J. et X.J.).

La majorité des axes sont relativement groupés.

Dans l'intrusion, les valeurs du paramètre f , variant de 0,00 à 0,64, montrent en moyenne (0,34) une nette prédominance de la foliation (comme dans l'encaissant : valeur de 0,15 et 0,19). Dans les échantillons des filons, la linéation prédomine au contraire largement (valeur entre 0,79 et 0,87).

Les valeurs du paramètre h sont relativement fortes : elles vont de 3,5 à 15,4 (moyenne 8,3) dans l'intrusion, de 10,1 à 10,8 dans les filons et de 12,9 à 14,6 dans l'encaissant.

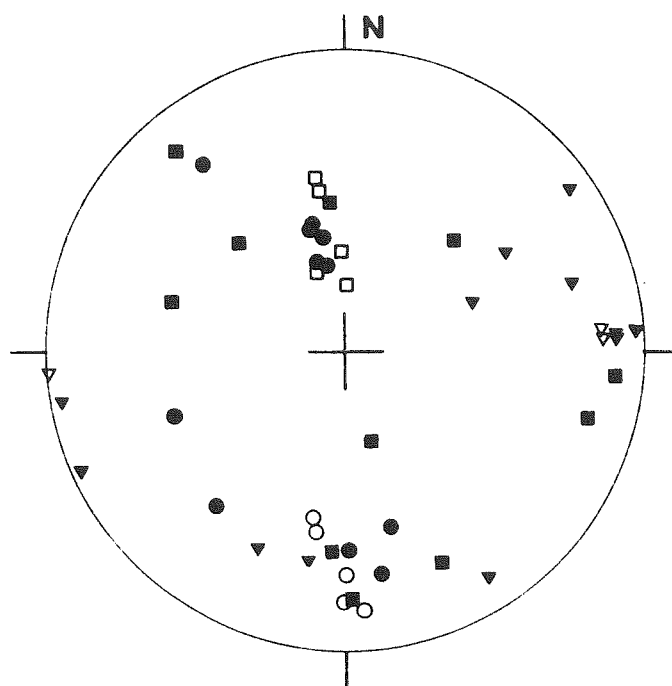


Fig. IV.77. Axes principaux de susceptibilité dans la granodiorite du Monte Alto (figurés pleins), son encaissant et ses filons (figurés vides).

IV.1.J.4.2.) Interprétation

La foliation magnétique n'est pas parallèle aux bordures de l'intrusion ; son azimuth est par contre proche de celui de la foliation visible des roches encaissantes. L'anisotropie est donc vraisemblablement en relation avec le climat de contraintes pendant l'intrusion.

La linéation magnétique est confondue avec l'axe du pli observé en bordure nord de l'intrusion. Elle est donc probablement liée à cette déformation qui n'est visible que par ce pli.

IV.1.K.4.) Massifs des Riesenferner et de Cima di Vila

IV.1.K.4.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.78. et planches hors texte VIII.K., IX.K. et X.K.)

Dans la tonalite non broyée des Riesenferner, les axes minimaux présentent en moyenne un fort plongement vers le Sud-Est ; ils coïncident avec les normales à la foliation visible. Les axes maximaux ont en moyenne une très faible inclinaison vers l'Ouest.

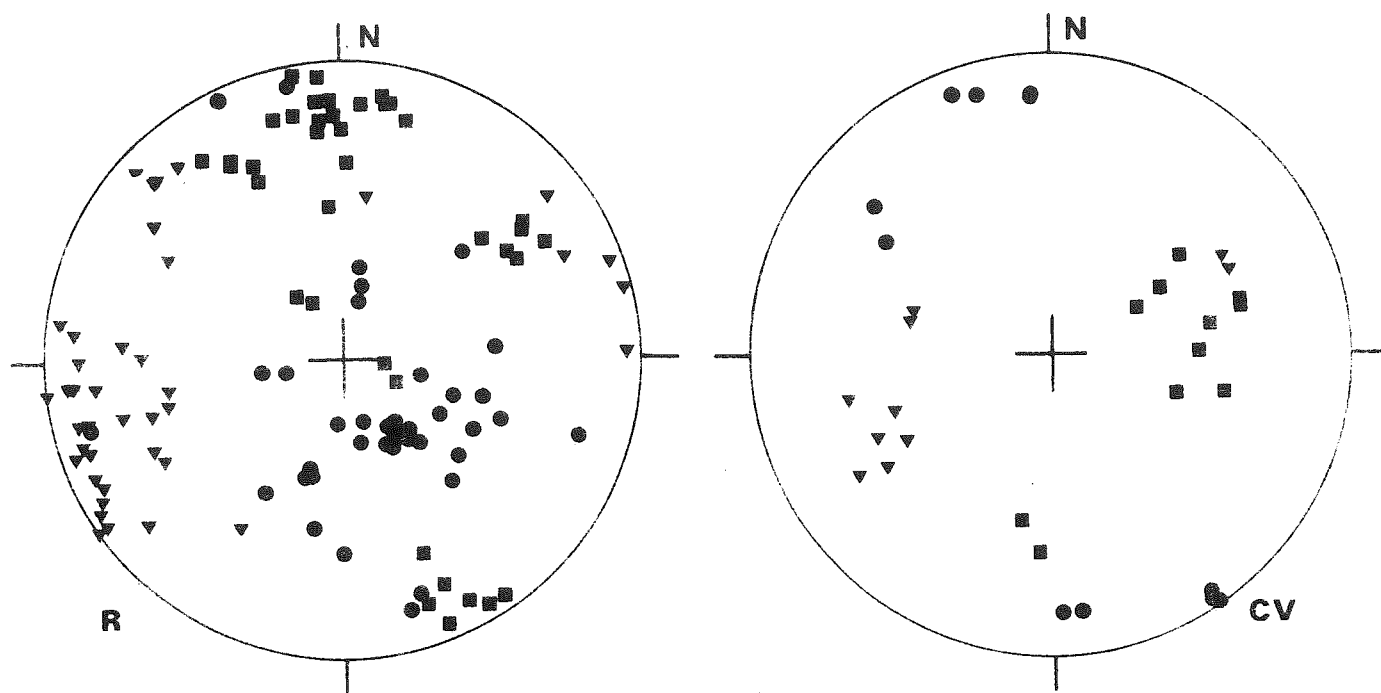


Fig. IV.78. Axes principaux de susceptibilité dans la tonalite des Riesenferner (R) et de Cima di Vila (CV).

Dans le massif de Cima di Vila, les résultats sont assez semblables, avec une inclinaison plus faible des axes minimaux et une inclinaison un peu plus forte des axes maximaux.

Dans la tonalite broyée et dans les filons, les axes minimaux sont soit très proches d'une direction horizontales E-W ou plongent en moyenne vers l'Est. Les autres axes sont assez dispersés.

Dans la tonalite non broyée des Riesenferner, les valeurs du paramètre f montrent en moyenne (0,44) une légère prédominance de la foliation sur la linéation (valeurs allant de 0,17 à 0,91) ; dans le massif de Cima di Vila, elles varient de 0,07 à 0,53, avec en moyenne (0,28) une forte prédominance de la foliation.

Dans la tonalite broyée (valeurs de f de 0,18 à 0,43 ; moyenne 0,31) et dans les filons (valeurs de f de 0,23 à 0,60 ; moyenne 0,40), la foliation est également prédominante sur la linéation.

Les valeurs du pourcentage d'anisotropie sont en moyenne importantes : tonalite non broyée des Riesenferner 8,6 (de 3,5 à 15,6), tonalite non broyée de Cima di Vila 8,2 (de 4,4 à 15,5), tonalite broyée 9,5 (de 6,2 à 13,3), filons 58,6 (de 6,2 à 186,7).

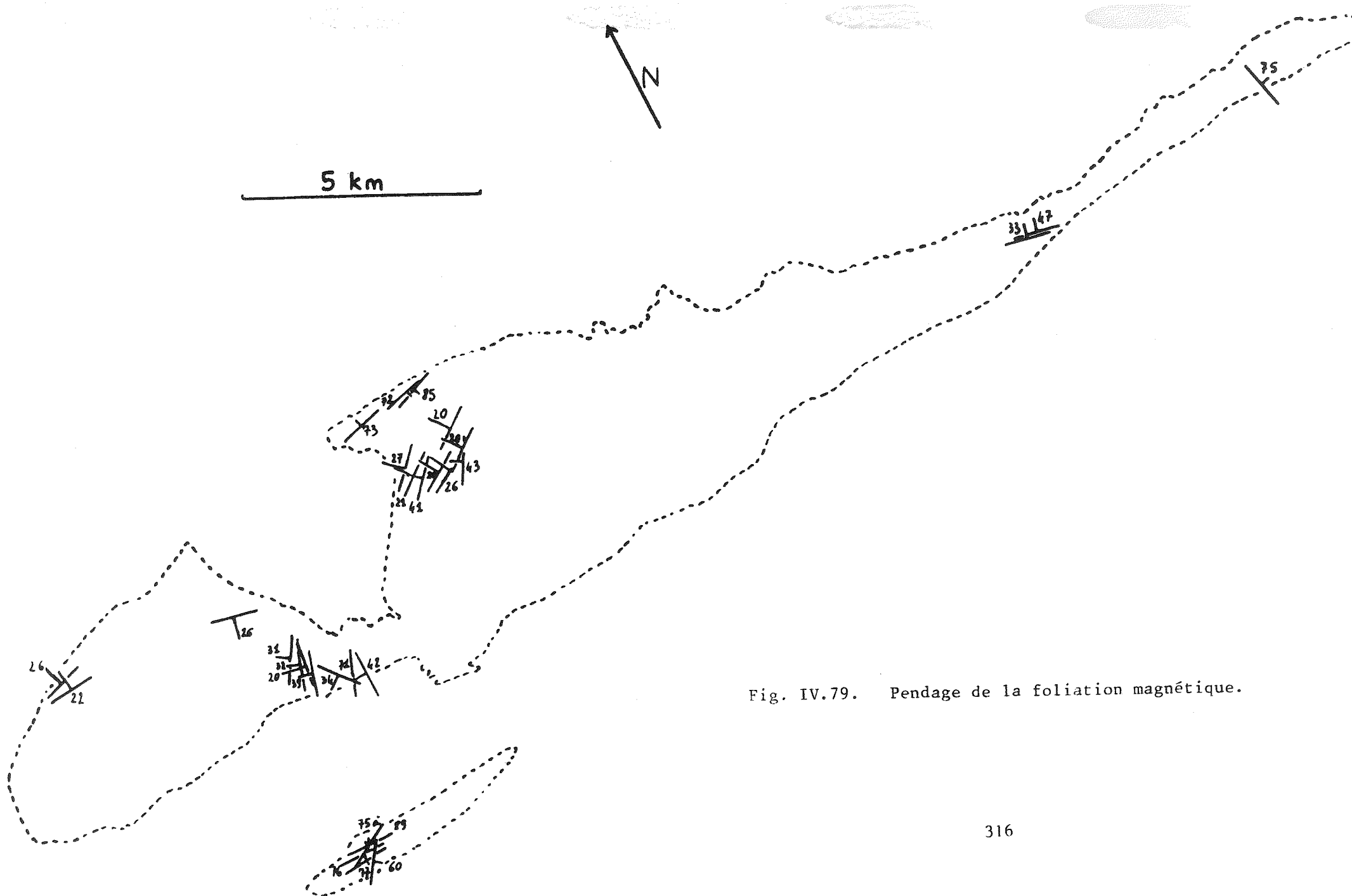


Fig. IV.79. Pendage de la foliation magnétique.

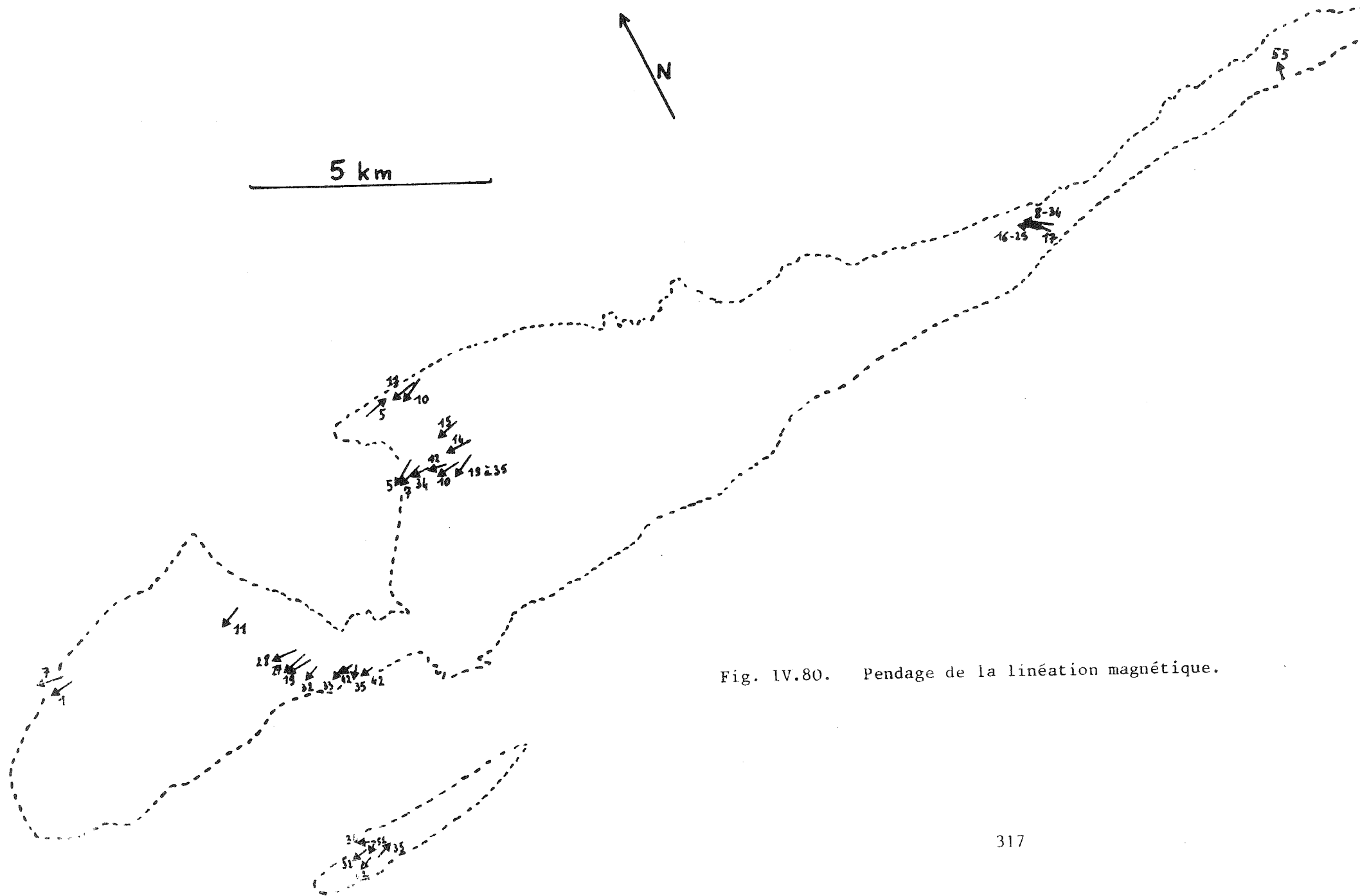


Fig. 1V.80. Pendage de la linéation magnétique.

Ce dernier résultat comme nous l'avons déjà vu, n'a pas de signification du fait de la contribution à part égale du dia- et du paramagnétisme dans l'anisotropie de ces roches en filon.

IV.1.K.4.2.) Interprétation

Nous pouvons distinguer deux groupes de résultats dans nos échantillons :

1) Dans les échantillons de tonalite non broyée, dans certains échantillons de roche broyée ou de filon, la foliation magnétique est comme dans le Rensen parallèle au bordures du massif et à la foliation des roches métamorphiques encaissantes (Fig. IV.79.). La régularité de son orientation (compte tenu de la déformation en anticlinal que nous verrons plus loin) montre que cette anisotropie est liée au champ de contrainte régnant après l'intrusion. Les axes maximaux (Fig. IV.80.) sont parallèles à l'axe de pli tardif observé dans l'encaissant par F.P. Agterberg (1961), ce qui traduit dans la tonalite les effets d'une compression N-S, laquelle a abouti à la formation d'un plissement affectant à la fois la tonalite et son encaissant.

Pour ces échantillons de roche qui ont subi un broyage, celui-ci n'a pas modifié la structure de la roche ; les filons se sont formés avant la déformation en anticlinal du massif tonalitique.

Les échantillons prélevés dans l'accident du Val Fredda (Fig. IV.72.) présentent toujours cette foliation "primaire".

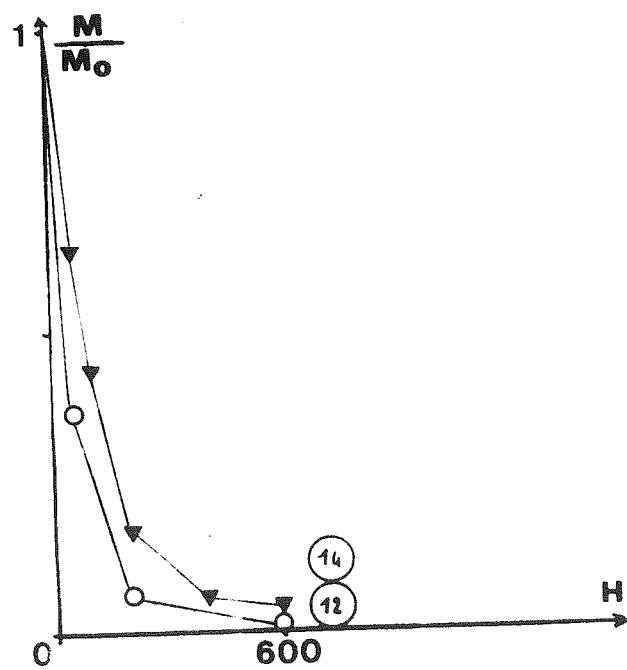
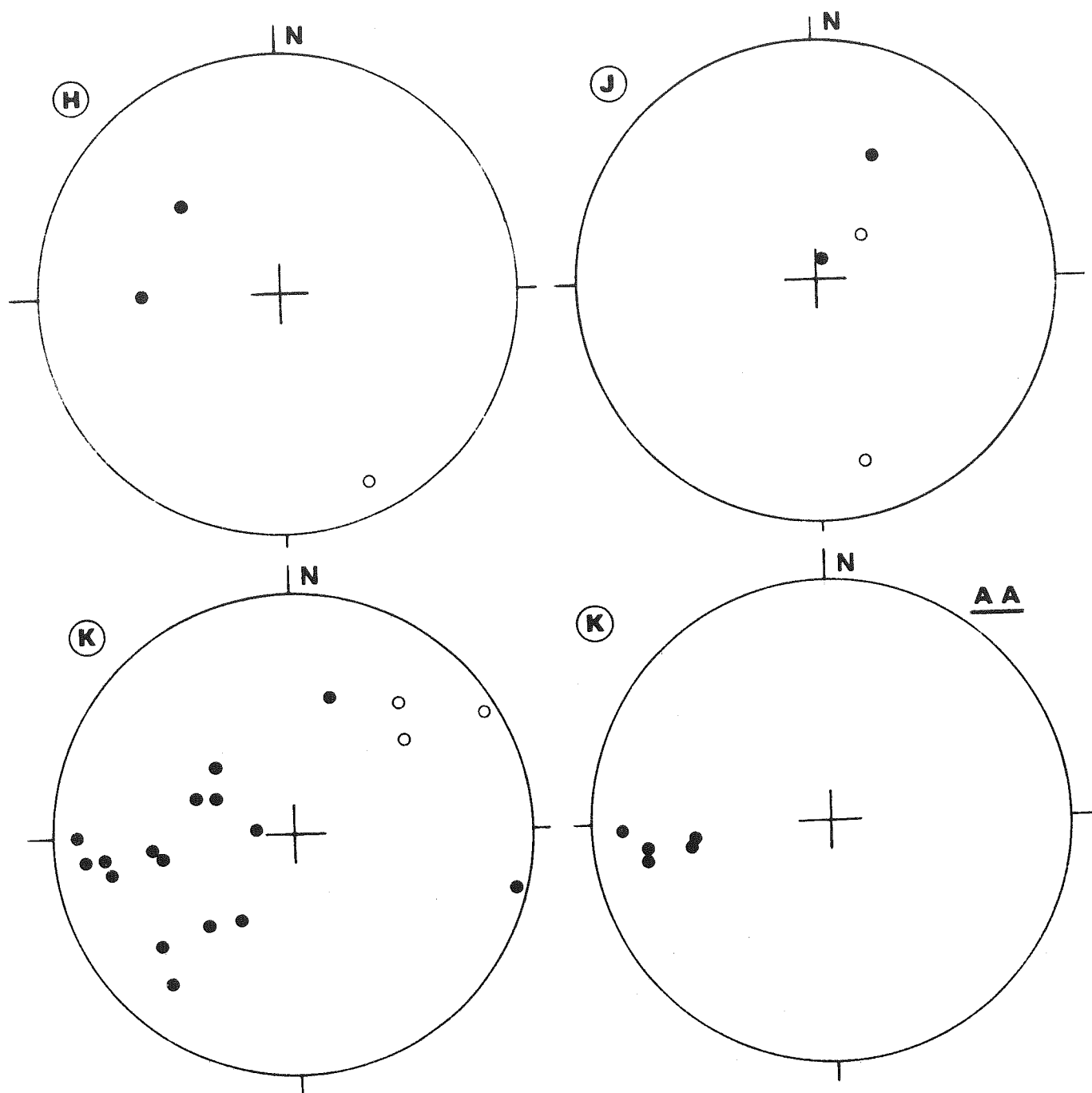
2) Dans les autres échantillons de roche broyée ou de filon, la foliation magnétique coïncide parfaitement avec la schistosité de fracture visible localement dans le Defereggental. L'anisotropie de ces roches est donc liée à une phase tardive E-W de déformation ; il est très probable que c'est cette même phase qui a provoqué les chevauchements dans le massif.

IV.1.HJK.5.) Aimantation rémanente

IV.1.HJK.5.1.) Présentation des résultats

Page suivante :

Fig. IV.81. Vecteurs aimantation totale (séries L, J et K) et aimantation stable (A₁) et courbe de désaimantation par champ alternatif (série K).



La figure IV.81. présente l'orientation des ARN suffisamment importantes dans ces trois massifs. Seuls 5 échantillons des Riesenferner (val del Rio) ont une aimantation stable en direction au cours de l'analyse par champ alternatif (Fig. IV.82.). Leur aimantation spécifique est importante (valeurs de 65,6 à 578,7 - moyenne 334,7 - en 10^{-6} uem cgs/g). La viscosité est très faible (au maximum 0,2) et les coefficients de Koenigsberger importants (de 17,0 à 101,2 ; moyenne 54,4).

La direction moyenne des aimantation est définie par :

$$D = 262^{\circ}$$

$$K = 35$$

$$I = 29^{\circ}$$

$$\alpha_{95} = 11^{\circ}$$

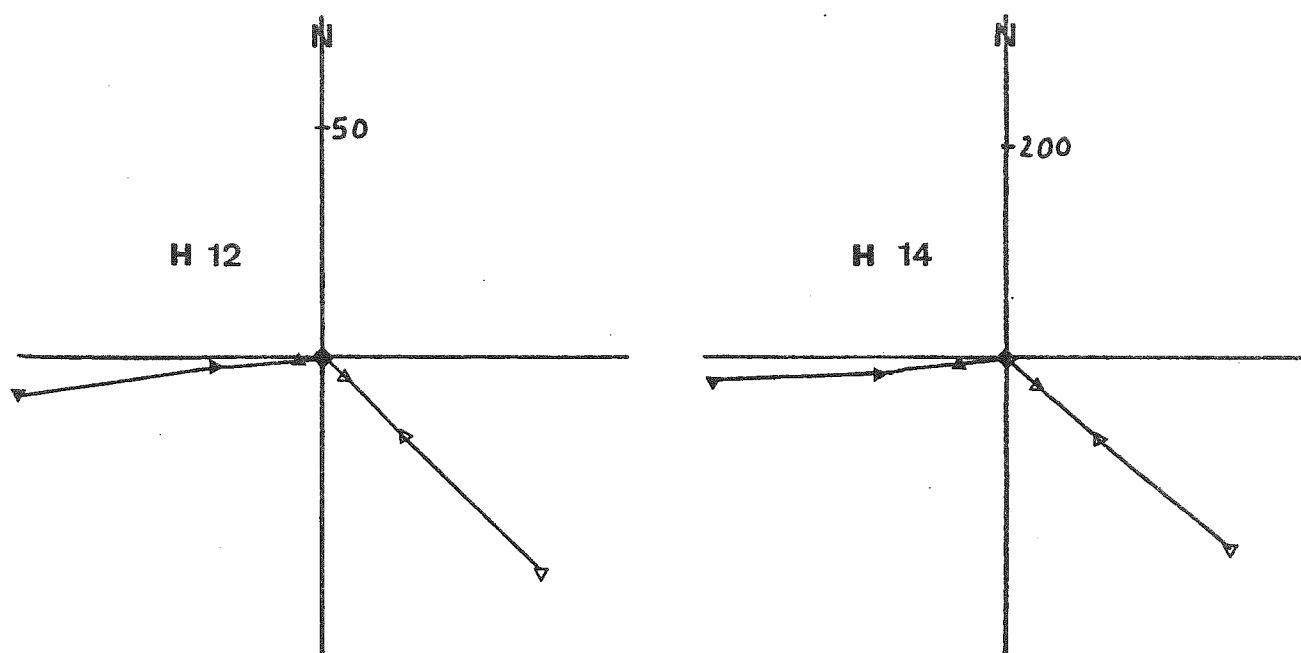


Fig. IV.82. Diagramme de Zijderveld. (voir légende de la planche hors texte VII).

IV.1.HJK.5.2.) Interprétation

La direction d'aimantation obtenue ici représente sans doute celle du champ lors du refroidissement. Elle est très différente de celle des autres résultats paléomagnétiques pour le Tertiaire de cette région, et montre que ce massif a subi un basculement et peut être une rotation. Pour tenter de reconstituer l'évolu-

tion de ce massif, il convient donc de rechercher les axes autour desquels un basculement ou une rotation sont possibles. Les deux seuls axes connus sont subhorizontaux et orientés E-W (plissement après l'intrusion) et N-S (basculement avec soulèvement de la région ouest ; S. Borsi et al. 1978c). Compte tenu de ces orientations, deux évolutions peuvent être envisagées pour cette région :

- le massif aurait subi une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre de l'ordre de 65° , puis un basculement d'environ 25° autour d'un axe N-S avec soulèvement du compartiment ouest. L'importance de la rotation rend cette hypothèse douteuse car les Riesenferner font partie d'un alignement de massifs et il faudrait donc que toute cette région ait tourné de 65° par rapport au compartiment nord de la ligne Tonale.
- le massif aurait subi un basculement autour d'un axe E-W (d'environ 40°) avec soulèvement du côté sud et un basculement autour d'un axe N-S (de l'ordre de 40°) avec soulèvement du secteur ouest. S. Borsi et al (1978c) estiment que ce second basculement est de l'ordre de 10° ; la région des Riesenferner correspondrait donc à une flexure (Fig. IV.83.)

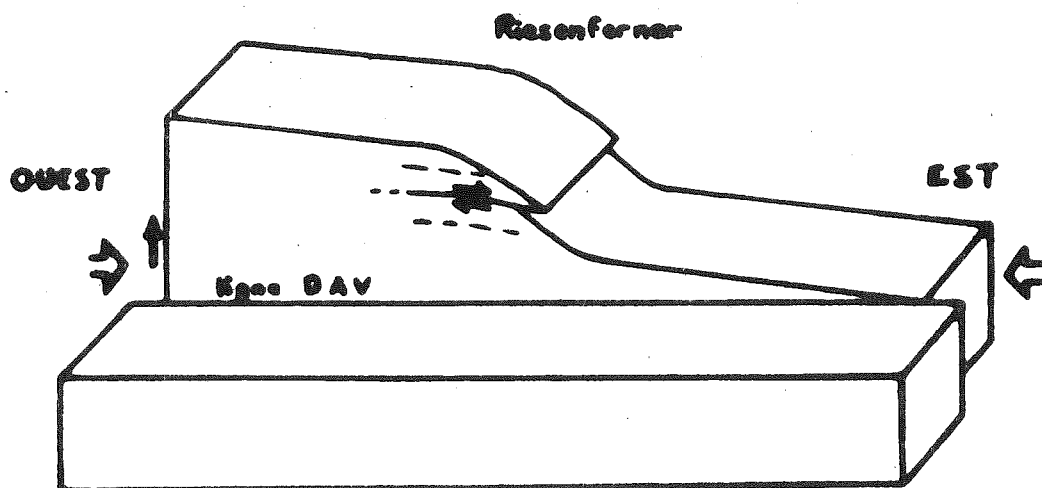


Fig. IV.83.

IV.1.HJK.6.) Synthèse des résultats

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique et l'analyse microtectonique ont montré que les granodiorites-tonalites se sont mises en place à la fin de la phase majeure alpine,

et qu'elles ont subi ensuite une déformation N-S qui affecte aussi les terrains encaissants. Cette évolution est semblable à celle du Bergell avec des déformations moins accentuées puisque la mise en place s'est effectuée à un niveau moins profond.

Les résultats montrent aussi qu'une compression E-W s'est produite ; celle-ci a provoqué en particulier le jeu d'accidents chevauchant.

L'étude paléomagnétique permet de proposer un modèle basé sur des basculements successifs à axe N-S et E-W et qui est en accord avec les arguments structuraux et radiochronologiques :

- 1) Intrusion de granodiorite à tonalite pendant la fin de la tectonique majeure alpine, suivie d'une phase de déformation liée à un serrage N-S. Le secteur du Val del Rio dans les Riesenferner subit alors un basculement de l'ordre de 40° (plongement vers le Nord).
- 2) Phase importante de serrage E-W qui provoque :
 - la formation d'une schistosité de fracture (localement dans le Defereggental et peut être aussi dans le Rensen) et d'une foliation magnétique dans certains filons des Riesenferner.
 - le soulèvement de la région W par rapport au secteur E au Nord de la ligne de la Pusteria ; le secteur des Riesenferner est peut être une zone de flexure où le basculement est plus important, ce qui aurait provoqué par glissement le jeu d'accidents chevauchants (Fig. IV.81.).

IV.1.L.) Granodiorite de Hollbrück

IV.1.L.1.) Site et échantillonnage

La granodiorite de Hollbrück forme deux petits affleurements découverts récemment (F.P. Sassi et A. Zanferrari 1971) lors de travaux routiers. 10 échantillons (taillés en 12 spécimens cubiques) y ont été prélevés.

IV.1.L.1.) Cadre géologique et histoire de ces roches

Cette granodiorite d'âge inconnu est située juste au Sud de la ligne du Gail. Elle est en contact au Sud avec des roches paléozoïques de la zone sud alpine dont la schistosité plonge vers le SE. Le contact avec ces roches est parallèle à la schistosité.

Ces roches montrent une mylonitisation très importante. En particulier apparaissent des zones planaires de roches broyées,

certaines étant parallèles au contact avec le paléozoïque et d'autres verticales E-W et ESE-WNW. Des diaclases très nombreuses sont parallèles aux zones mylonitisées, ou sont verticales N-S à NNW-SSE (Fig. IV.84.).

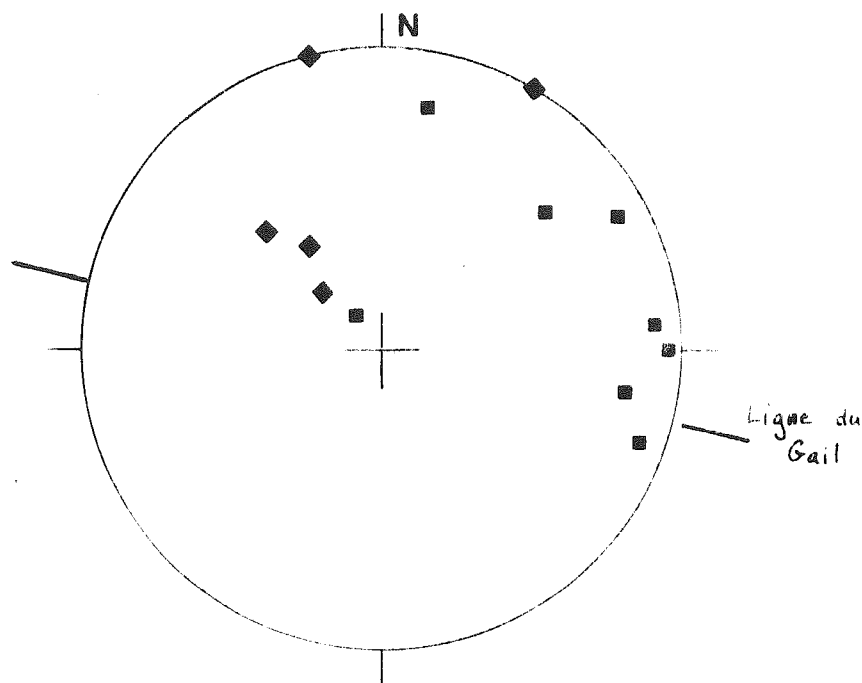


Fig. IV.84. Normales aux zones mylonitisées (losange) et aux diaclases (carrés).

Le but de cette étude était de rechercher les relations entre la déformation du paléozoïque, la mylonitisation et la structure de la granodiorite.

IV.1.L.3.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

IV.1.L.3.1.) Présentation des résultats (Fig. IV.85. et planches hors texte VIII.L., IX.L. et X.L.)

Les axes forment trois groupes bien distincts, avec seulement 2 échantillons qui présentent des permutations d'axes. Les axes minimaux plongent vers le NW et coïncident avec la normale à la schistosité des terrains paléozoïques (et aux zones de broyage qui sont parallèles à cette schistosité).

Les valeurs du paramètre f varient de 0,24 à 0,74 ; elles montrent en moyenne (0,55) une légère prédominance de la linéation sur la foliation.

Le pourcentage d'anisotropie a des valeurs allant de 3,0 à 7,0 ; il est en moyenne assez modéré (4,7).

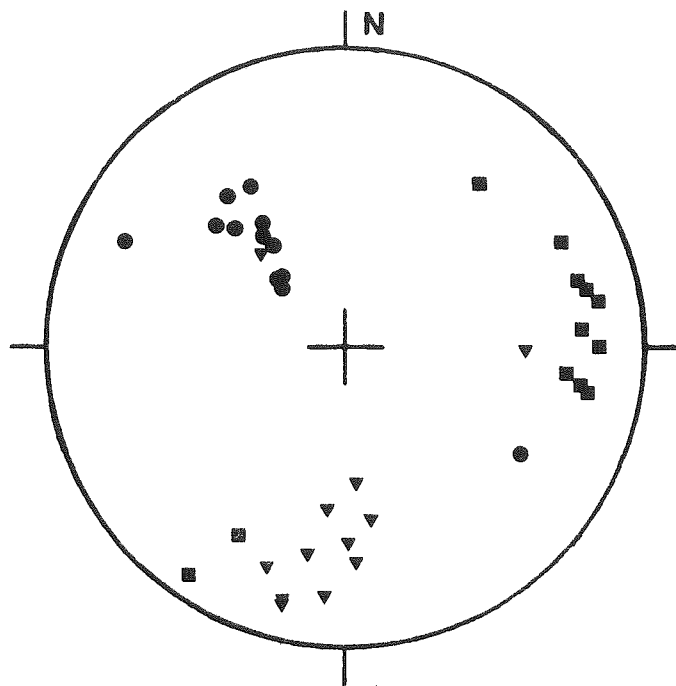


Fig. IV.85. Axes principaux de susceptibilité à Hollbrück.

IV.1.1.3.2.) Interprétation

La cohérence des résultats et la coïncidence des axes minimaux avec les normales à la schistosité du paléozoïque et aux principales zones d'écrasement montre que l'anisotropie est ici liée à la déformation.

Celle-ci peut être liée à la formation de la schistosité du paléozoïque, mais la granodiorite peut aussi être plus récente que la schistosité et avoir subi après sa mise en place un serrage (formation des zones broyées) de même orientation que celui qui a provoqué la formation de la schistosité du Paléozoïque.

Le fait que la granodiorite ne montre apparemment en lame mince que des traces de broyage et d'altération semble plutôt indiquer que la seconde hypothèse correspond à l'évolution réelle de cette masse de granodiorite.

IV.1.1.4.) Aimantation rémanente.

Seul 1 échantillon présente une ARN mesurable ($D = 86^\circ$, $I = 2^\circ$), mais cette aimantation est instable au cours de l'analyse par champ alternatif.

IV.2.) Etude des propriétés magnétiques et conséquences pour les méthodes utilisées

Après avoir analysé en détail les résultats de chaque massif de roche plutoniques, nous allons effectuer une synthèse des données sur les propriétés magnétiques, les implications structurales étant étudiées au chapitre VI.

IV.2.1.) Déformation visible (Tab. IV.86.)

Le même critère de classification que pour les roches volcaniques (intensité croissante des déformations visibles) a été utilisé pour présenter les propriétés magnétiques. En conséquence, les ensembles d'un même massif (Bergell, Adamello) présentant des déformations différentes ont été séparés et les trois massifs anciens (La Bérarde, Rochar et Bressanone) sont étudiés avec les massifs plus récents. Sur les figures, les lignes qui joignent les différents points expérimentaux ont été tracées dans le seul but de mieux visualiser l'évolution des différents paramètres en fonction de la déformation.

IV.2.2.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

Avant de pouvoir étudier les relations entre l'anisotropie et l'évolution structurale, une analyse des variations de chaque caractéristique de l'ellipsoïde d'anisotropie en fonction des déformations est nécessaire.

IV.2.2.1.) Origine de l'anisotropie

Le tableau IV.86. présente également l'origine de l'anisotropie mesurée ; les résultats obtenus dans le granite du Bergell ont dû être séparés en deux parties compte tenu de l'existence de deux déformations.

IV.2.2.1.2.) Axes principaux de susceptibilité

La figure IV.87. montre la valeur du paramètre d dans les différentes formations étudiées.

La dispersion est assez importante dans les 3 massifs (B : Traversella, C : Biella, F₁ : Adamello S et W) où l'anisotropie est liée à l'écoulement, comme dans les granites de Bressanone (G) et du Bergell dans le Val Forno (D_{G1}) qui au contraire cor-

Orientation préférentielle visible dans les zones de prélèvement liée à l'écoulement quand elle existe.	Intrusions	Origine de l'anisotropie
	B Traversella	Ecoulement du magma
	C Biella	
	F ₁ Adamello (Sud et Ouest)	
	F ₂ Adamello (val Presena et Genova)	?
localement liée à des contraintes	F ₃ Adamello (Val Nambrone)	Déformation unique
	G Bressanone	Deux déformations d'orientation différente
	E Triangia	Déformation
	L Hollbrück	Déformation
	A _B La Bérarde	Deux déformations d'orientation assez proche
	A _R Rochail	Au moins deux déformations d'orientation différente
Foliation assez régulière liée à des contraintes	K _{cv} Cima di Vila	Deux déformations principales de même orientation
	K _R Riesenferner	Formation d'une foliation puis plissement
	J Monte Alto	Formation d'une foliation puis plissement
	H Rensen	Deux déformations principales de même orientation
	D _F Filons du Bergell	Deux déformations d'orientation différentes
	D _N Novate	
Foliation et linéation liées à des contraintes	D _{G1} Granite du Bergell (val Forno)	Deux déformations principales d'orientation différente
	D _{G2} Granite du Bergell (sauf val Forno)	Deux déformations principales de même orientation

T A B L E A U IV. 86.

respondent à des secteurs ayant subi au moins deux déformations d'orientation différente. La granodiorite du Monte Alto (J) où des plissements ont été mis en évidence présente aussi une forte dispersion des axes. En moyenne, la dispersion semble diminuer avec la déformation.

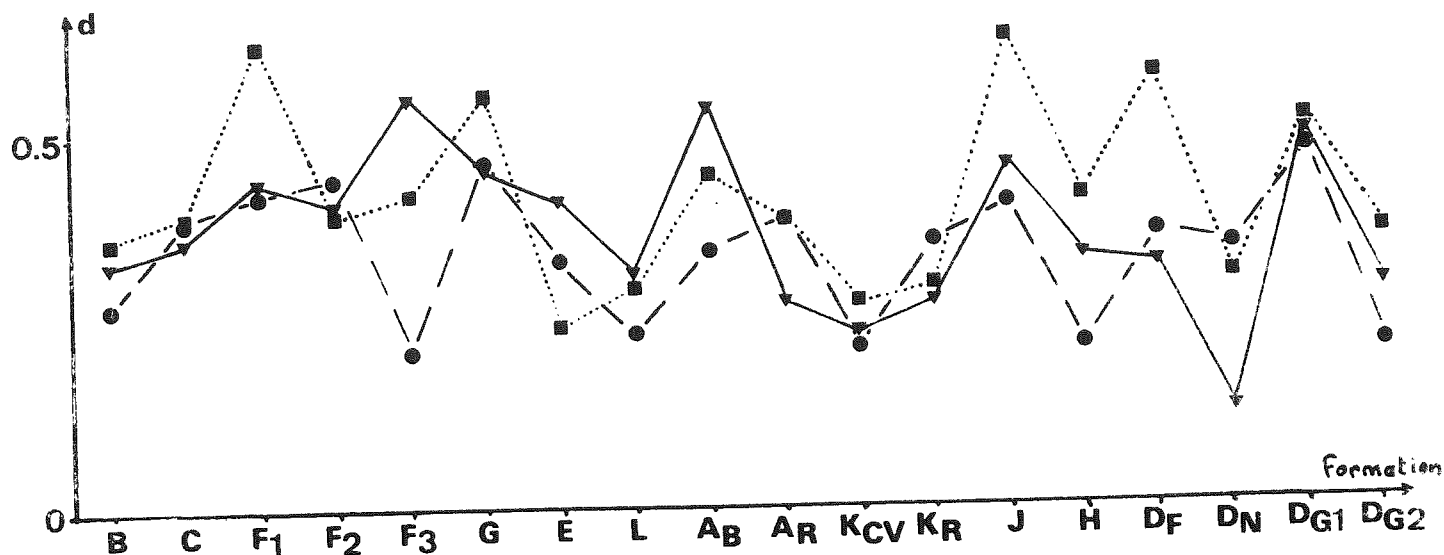


Fig. IV.87. Valeurs du paramètre d pour les axes minimaux (cercles), intermédiaires (carrés) et maximaux (triangles).

Les axes minimaux sont bien groupés dans le Val Nambrone de l'Adamello (F_3) et la granodiorite d'Hollbrück (L) où une seule déformation est bien marquée, ainsi que dans les massifs de Cima di Vila (K_{CV}), du Rensen (H) et du Bergell sans le Val Forno (D_{G2}) qui ont été affectés par deux phases importantes de déformation de même orientation. La plus faible dispersion a été mesurée avec les axes maximaux du granite de Novate (D_N) où la linéation a gardé une orientation très constante au cours de deux déformations.

L'importance de la dispersion rend souvent difficile la mise en évidence de permutations d'axes et on observe souvent des groupes assez flous contenant deux types d'axes mélangés : axes minimaux-intermédiaires (par exemple granite de Novate, granite de Bressanone) ou axes intermédiaires-maximaux (granite de la Bérarde). Des permutations d'axes minimaux-intermédiaires (Biella, Monte Alto), intermédiaires-maximaux (Rensen, Monte Alto, Hollbrück) et même minimaux-maximaux (Rochail, Hollbrück, Monte Alto) ont pu

cependant être mises en évidence.

Cette dispersion est en partie liée à la distance séparant les points de prélèvement. (un bon groupement des directions est observé dans deux intrusions où les sites de prélèvement sont proches : B Traversella, L Hollbrück). Il convient donc d'être prudent dans son interprétation.

IV.2.2.1.3.) Paramètre f (planche hors texte IX.)

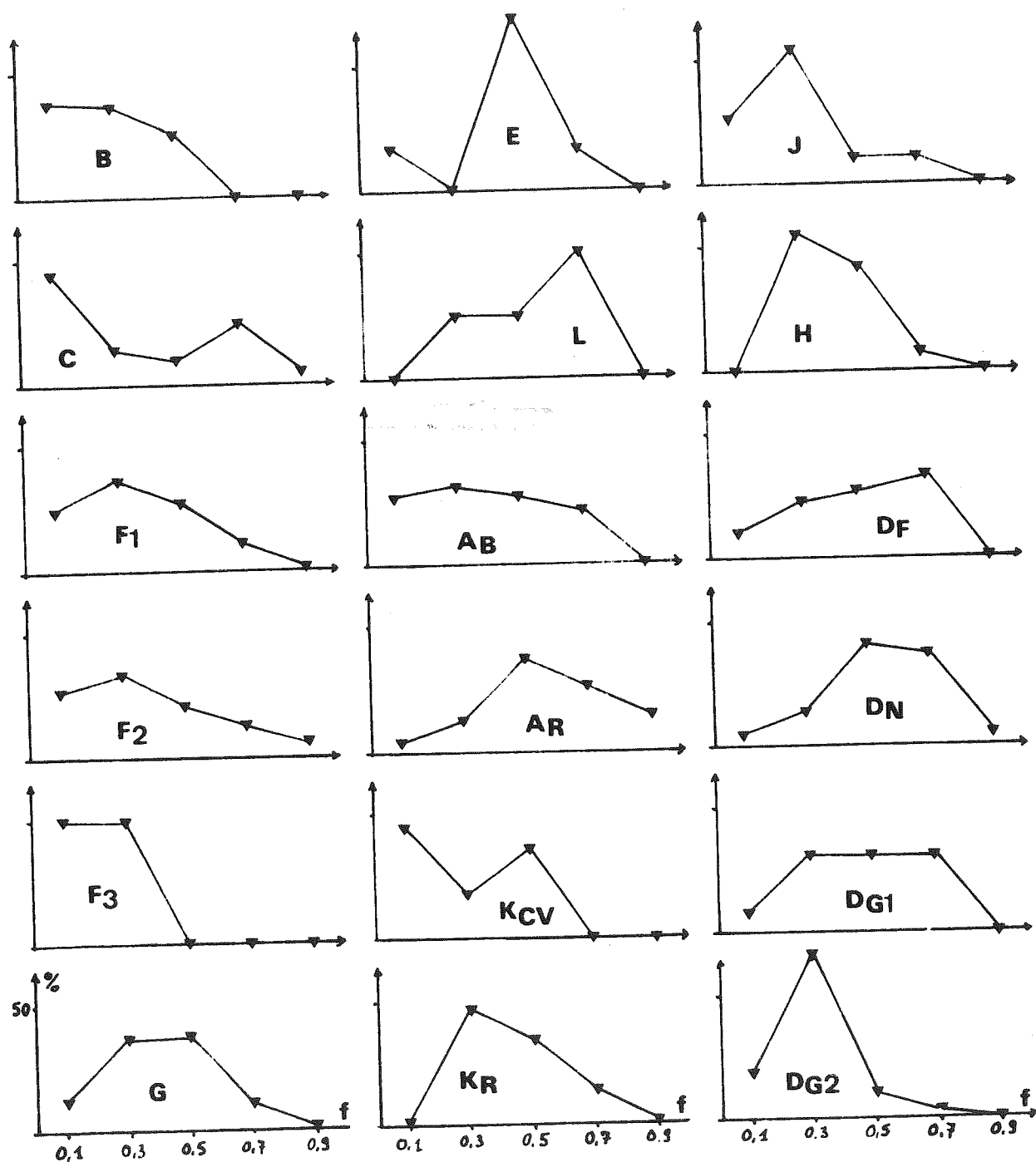


Fig. IV.88. Distribution des valeurs de f dans les différentes intrusions (pour plus de détail, voir planche hors texte IX.)

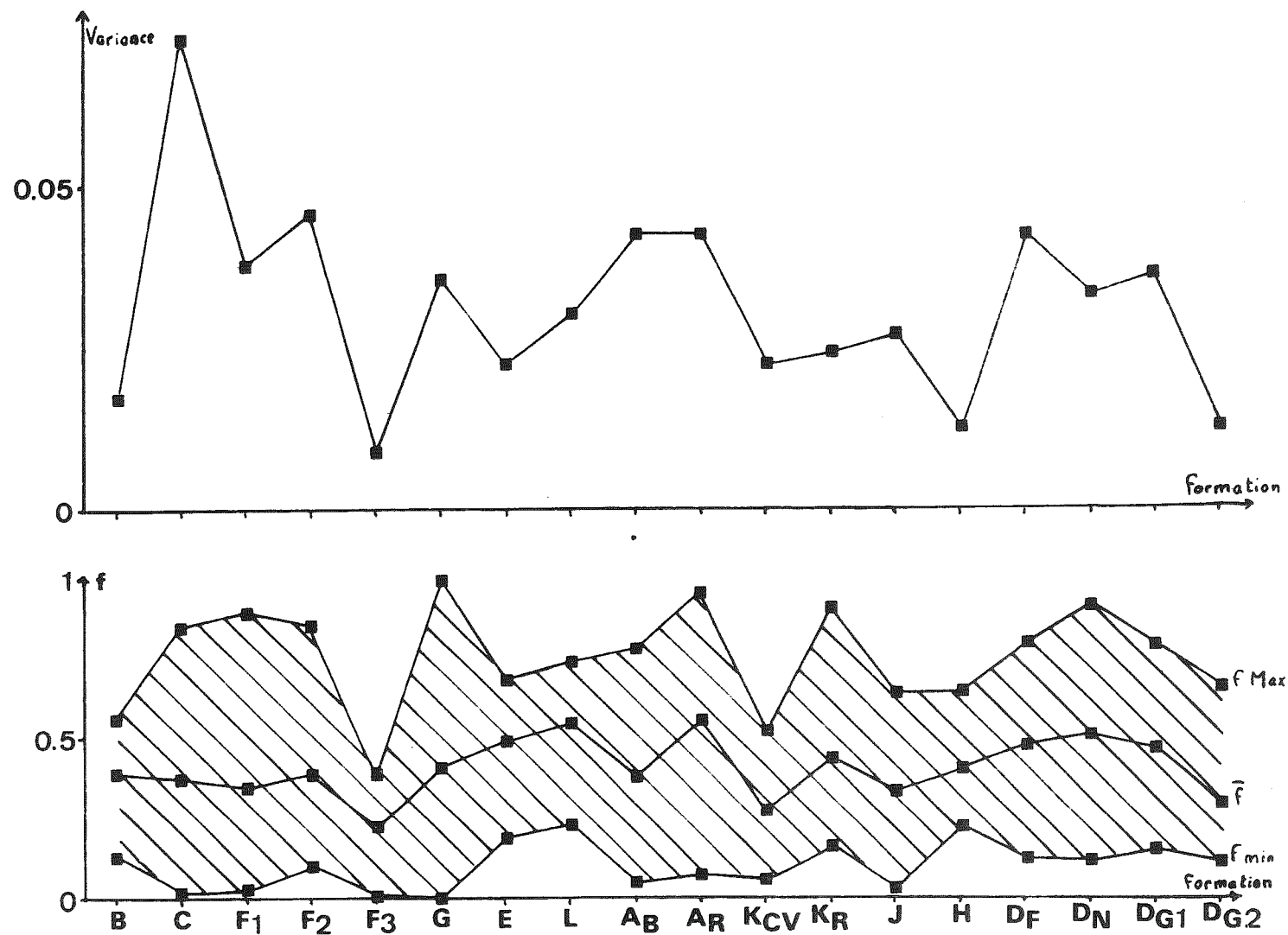


Fig. IV.89. Variations des valeurs de f dans les différentes intrusions.

A l'exception de trois intrusions (granite de Novate D_N et du Rochail A_R et granodiorite de Hollbrück L), la foliation est toujours dominante sur la linéation.

La figure IV.88. montre que la distribution des valeurs de f est unimodale avec une décroissance régulière autour de ce mode (sauf dans les intrusions E Triangia et K_{CV} Cima di Vila qui ne comprennent que peu d'échantillons et l'intrusion C Biella).

L'intrusion C Biella présente la variance maximale (Fig. IV.89.). Les variances minimales correspondent aux intrusions B Traversella (échantillons provenant d'un secteur très limité), F_3 Adamello Val Nambrone (une déformation nette), H Rensen et D_{G2} Bergell sauf Val Forno (deux déformations de même orientation) qui sont des cas où la structure a une orientation très régulière.

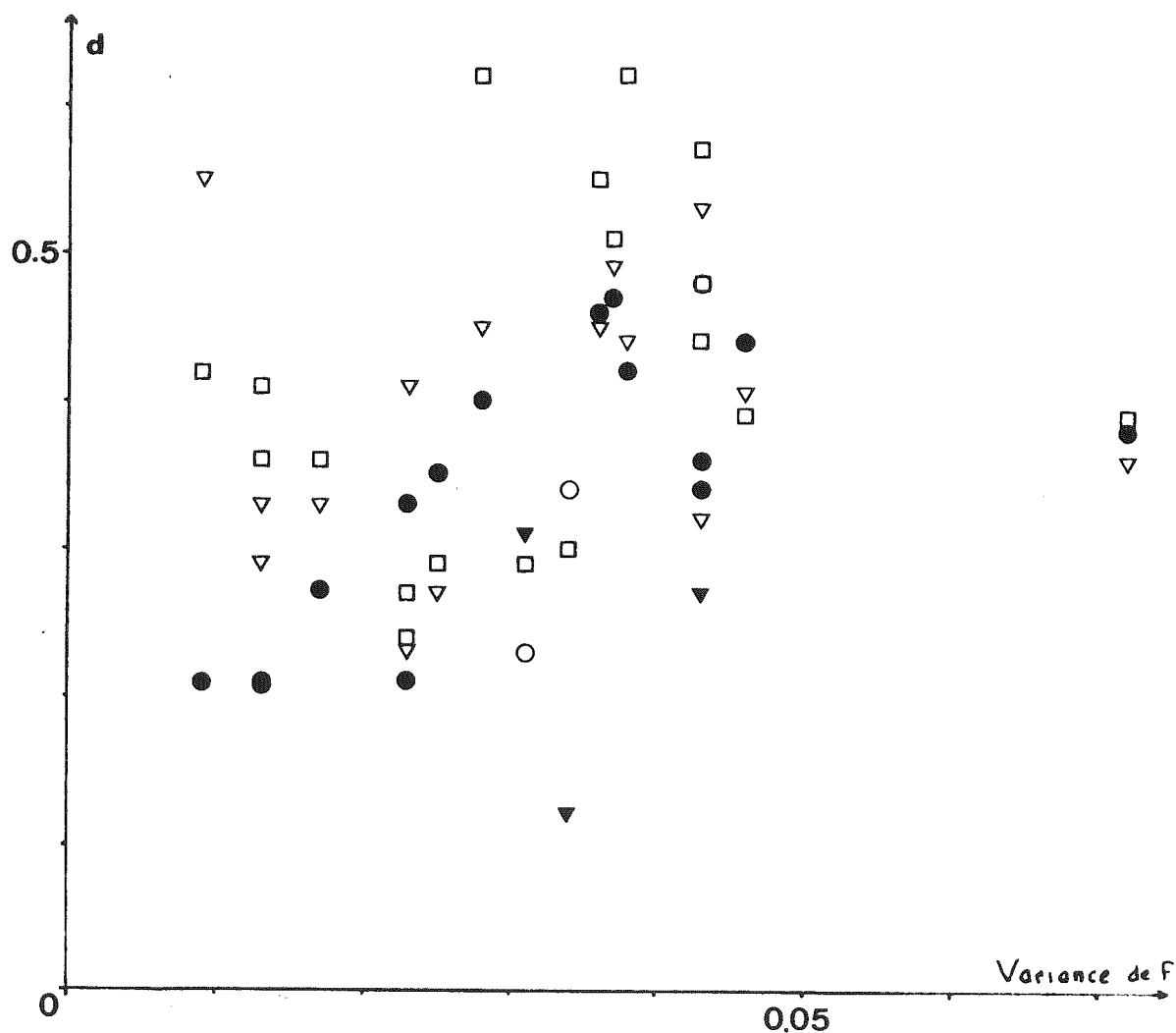


Fig. IV.90. Variance de f en fonction du paramètre d pour les axes minimaux (cercles), intermédiaires (carrés et maximaux (triangles).

Paramètre f inférieur à 0,5 (cercles pleins) et supérieur à 0,5 (triangles pleins).

La corrélation (Fig. IV.90.) entre variance de f et paramètre d est faible ; la dispersion des axes est donc liée à des facteurs (par exemple composition d'anisotropies d'orientation différente) autres que les simples variations de forme de l'ellipsoïde.

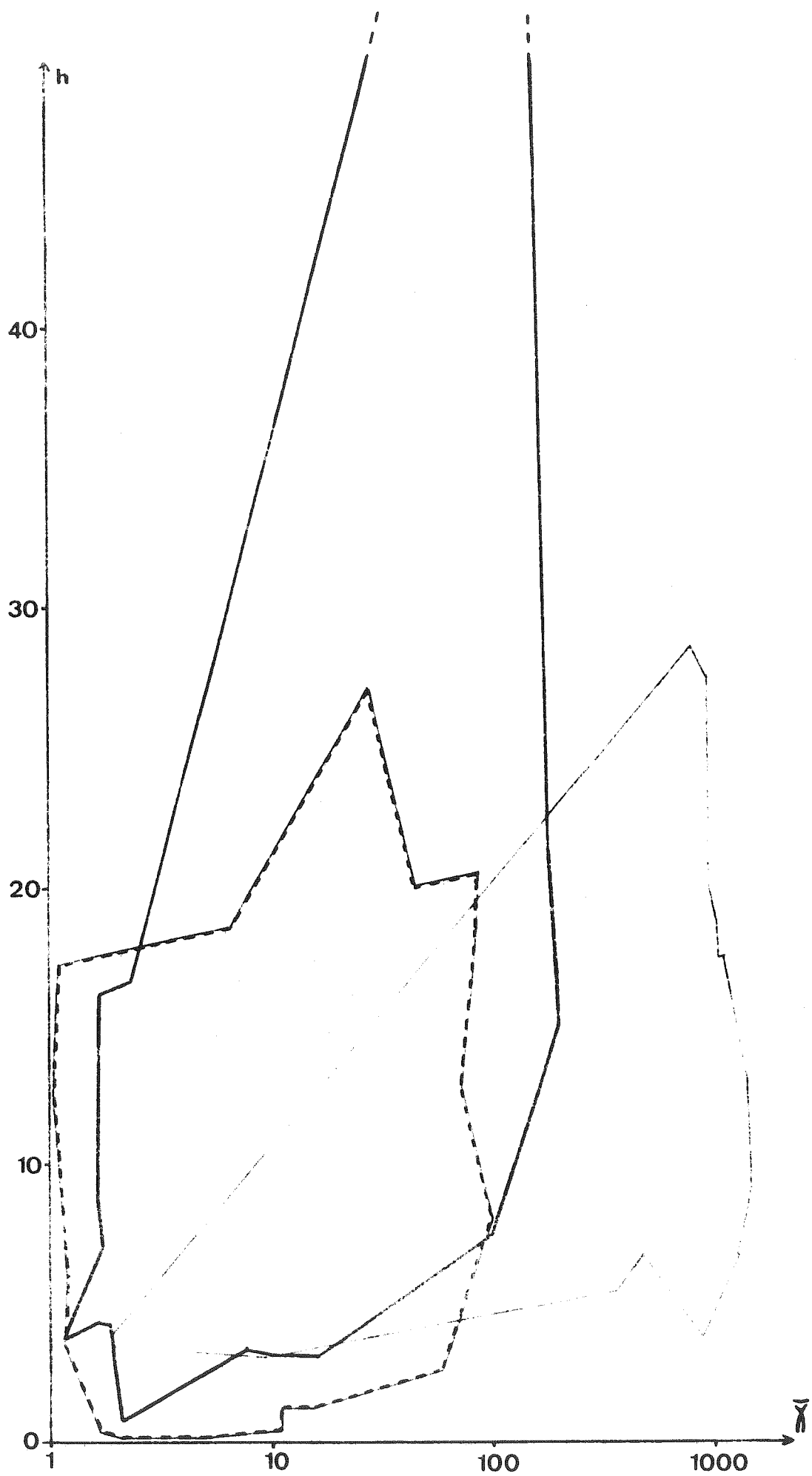
IV.2.2.1.4.) Paramètre h

Les valeurs de h de chaque échantillon sont présentées en fonction de celles de la susceptibilité moyenne (planches hors texte X.). Pour les très faibles valeurs de la susceptibilité moyenne (inférieure à 10^{-6} uem cgs/g 0e), des pourcentages d'anisotropie parfois considérables (186,7) ont été obtenus ; ils correspondent à des échantillons où le diamagnétisme joue un rôle important et ne peuvent être comparés aux autres. Seules les susceptibilités moyennes supérieures à 10^{-6} uem cgs/0e.g. ont donc été conservées (Fig. IV.91.).

Les faibles valeurs du paramètre h correspondant à des susceptibilités moyennes modérées existent dans le cas d'une anisotropie liée à l'écoulement comme dans celui d'une anisotropie liée à la déformation. Quand le paramètre h ou la susceptibilité moyenne sont peu importants, il est possible de séparer les anisotropies ayant ces origines.

Page suivante :

Fig. IV.91. Valeur du pourcentage d'anisotropie h en fonction de la susceptibilité moyenne $\bar{\chi}$ (en 10^{-6} uem cgs/0e.g), échelle logarithmique : anisotropie liée à l'écoulement (traits fins), à une déformation modérée (pointillés épais) et à une forte déformation (traits épais).



IV.2.2.2.) Relations avec les structures

IV.2.2.2.1.) Conditions de mise en place

Les trois intrusions présentant des structures liées à l'écoulement du magma se sont formées à relativement faible profondeur (ici maximum 4 km). La foliation magnétique est dans ce cas parallèle aux bordures du massif. La linéation magnétique résulte, au moins dans l'Adamello, de la composition d'une linéation d'écoulement et de linéations de plis d'écoulement (d'orientation variable par rapport à celui ci).

A l'échelle du massif, les axes principaux de susceptibilité et les valeurs du paramètre f ont une dispersion importante. Les valeurs du pourcentage d'anisotropie sont parfois importantes quand la susceptibilité moyenne est forte.

IV.2.2.2.2.) Structures liées aux contraintes

Les intrusions étudiées ici, mises en place à plus grande profondeur, ont leur anisotropie liée aux contraintes développées pendant le refroidissement. Les structures sont donc concordantes avec les déformations contemporaines de l'encaissant. La dispersion des axes principaux de susceptibilité et celle des valeurs du paramètre f sont en moyenne un peu plus faible que dans le cas précédent. Les valeurs du paramètre h , pour une même susceptibilité moyenne, sont plus élevées que pour les roches à anisotropie d'écoulement.

Une déformation peut provoquer après le refroidissement du magma, une légère modification de l'orientation des axes si elle est faible ; elle aboutit, si elle est plus importante, à la formation d'une nouvelle anisotropie qui se compose avec l'anisotropie plus ancienne.

IV.2.2.2.3.) Effets des altérations

Les quelques échantillons plus altérés (provenant des séries A La Bérarde Rochail, B Traversella, D Bergell, G Bressanone et L Hollbrück) présentent une orientation des axes principaux de susceptibilité et une valeur du paramètre f semblable à celles des autres échantillons. Ils leur est souvent associée une susceptibilité moyenne et une valeur de h plus faible que dans les roches non altérées

IV.2.3.) Aimantation rémanente

Il est bien connu que l'aimantation rémanente des roches granitiques est souvent très faible. Cela tient à la pauvreté de leur minéralogie magnétique. Les massifs échantillonnés n'échappent pas à cette règle et l'aimantation s'est révélée souvent faible et portée par des ensembles de grains à faibles températures de blocage. Dans 3 massifs (Bergell, Adamello, Riesenferner) une aimantation qui représente probablement la direction du champ lors du refroidissement a pu être isolée (Fig. IV.92.).

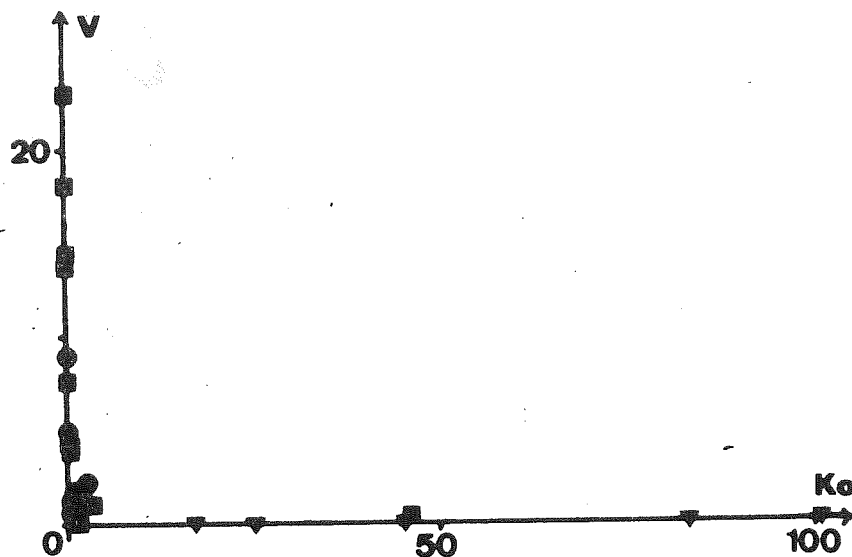


Fig. IV.92. Valeurs de la viscosité V en fonction du coefficient de Koenigsberger dans le Bergell (cercles), l'Adamello (carrés) et les Riesenferner (triangles).

Dans l'interprétation de tous les résultats paléomagnétiques des roches intrusives le long de la ligne péri-adriatique, nous nous sommes heurtés à la même difficulté qui résulte des basculements des massifs. Etant donné l'impossibilité de connaître le plan horizontal lors de l'acquisition de l'aimantation, l'évolution du massif (basculements et rotations) ne peut être déterminée avec certitude. Faute de données plus précises, la recherche des mouvements subis par le massif a été faite en recherchant à la fois le déplacement le plus simple et les axes de rotation qui correspondent à des structures géologiques connues. Dans la zone Sesia, un seul mouvement satisfait à ces deux conditions ; mais dans le Bergell et les Riesenferner, il faut envisager au moins deux mouvements successifs. Dans le Bergell, une structure visible (pli tardi-alpin) semble avoir subi une rotation équivalente à celle envisagée pour l'interprétation des données paléomagnétiques.

+++++
 + BILAN DE L'UTILISATION CONJOINTE +
 + DES METHODES MAGNETIQUES ET STRUCTURALES +
 +++++

<u>Plan du chapitre :</u>	pages
V.A.) Elaboration d'une méthode générale d'analyse magnétique structurale.	336
V.A.1.) Données de l'observation : structures visibles	336
V.A.2.) Données de l'anisotropie de susceptibilité : structures "magnétiques"	336
V.A.3.) Données de l'aimantation rémanente : paléomagnétisme	339
V.A.4.) L'analyse magnétique structurale	340
V.B.) Application à l'étude de l'ophite de Nentilla	340

V.A.) Elaboration d'une méthode générale d'analyse magnétique structurale

Il est bien connu que l'anisotropie de susceptibilité magnétique est une voie d'analyse structurale. Mais jusqu'à présent, aucune étude exhaustive groupant divers types de roches, à des stades différents d'évolution structurale (mise en place, déformation) ne permettait de faire des comparaisons entre les informations apportées par les différents paramètres. Par ailleurs, les données obtenues par une analyse de l'aimantation rémanente n'ont jamais été associées avec l'anisotropie pour une analyse structurale. Ce chapitre a pour objet de dresser un bilan de l'utilisation conjointe des méthodes magnétiques et structurales et d'élaborer à partir de ces résultats une méthode d'analyse.

V.A.1.) Données de l'observation : structures visibles

La première partie de cette analyse est une étude détaillée des structures visibles sur le terrain. Concernant l'interprétation de celles ci, ce travail a apporté des informations nouvelles sur les réfractions de schistosité. Dans une série faiblement schistosée, avec des bancs de compétence différente, les diaclases dans les bancs compétents sont en général interprétées comme une réfraction de la schistosité existant dans les autres bancs. J'ai montré dans l'anticlinal du Col d'Hurtières que ces diaclases correspondent parfois à un stade précoce de la déformation et que la véritable schistosité a alors une orientation très proche dans tous les bancs (dans ce cas précis, la schistosité n'est pas visible même à l'observation en lame mince et a été mise en évidence par une analyse d'anisotropie de susceptibilité).

V.A.2.) Données de l'anisotropie de susceptibilité : structures magnétiques

L'anisotropie magnétique permet de définir un ellipsoïde qui reflète la structure de la roche ; il est alors possible de parler des structures (foliation et linéation) magnétiques et d'étudier leur importance relative.

V.A.2.1.) Comparaison des résultats acquis dans les roches volcaniques et plutoniques

Dispersion des axes principaux (Fig. III.66. et IV.87.). L'axe de susceptibilité intermédiaire qui n'est pas lié directement à une structure géologique est fréquemment celui qui présente la plus

grande dispersion. Cette dernière pour les 3 types d'axes est importante quand l'anisotropie est liée à la mise en place ou à une déformation complexe ; elle est au contraire modérée dans le cas d'une déformation simple ou de déformations superposées de même orientation.

Valeurs du paramètre f (Fig. III.67., III.68., IV.88. et IV.89).

La distribution des valeurs de f est le plus souvent unimodale, avec une décroissance régulière autour de ce mode ; la variance du paramètre f varie de façon similaire à la dispersion des axes (forte pour une anisotropie liée à la mise en place ou à une déformation complexe, modérée pour une - ou des - déformation simple).

Valeurs du paramètre h (Fig. III.72. et IV.91.). Pour une même valeur de la susceptibilité moyenne et une même évolution structurale, le paramètre h est ici beaucoup plus important dans les roches plutoniques que dans les roches volcaniques. Ceci est peut être en relation avec la taille des grains magnétiques, mais il est plus probable que la minéralogie magnétique joue ici un rôle prépondérant : les roches volcaniques étudiées sont en effet toutes des roches à hématite (anisotropie cristalline) alors que les roches plutoniques analysées contiennent pour la plupart de la magnétite (anisotropie de forme). L'étude des valeurs du paramètre h en fonction de celles de la susceptibilité moyenne permet dans ces deux types de roche de séparer les anisotropies dues à l'écoulement du magma de celles liées à la déformation, sauf quand le paramètre h et la susceptibilité moyenne sont tous deux faibles.

V.A.2.2.) Origine de l'anisotropie

Le tableau V.1. montre le bilan des éléments permettant de déterminer cette origine.

Chaque caractéristique citée dans le tableau ne permet pas le plus souvent de trouver à elle seule l'origine de l'anisotropie mais la comparaison des différentes caractéristiques offre la possibilité de faire des recoupements et par suite de déterminer à quelle type de structure est liée l'anisotropie.

V.A.2.3.) Interprétation des structures "magnétiques"

Anisotropie liée à l'écoulement. En moyenne, la foliation magnétique correspond au plan d'écoulement dans les roches plutoniques et fréquemment dans les roches volcaniques. La linéation magnétique

ANISOTROPIE LIEE A	ECOU- LEMENT	ECOUL. et DEFORM.	DEFORM. FAIBLE	DEFORM. INTENSE	DEFORM. SUPER- POSEES
FOLIATION MAGNETIQUE PARALLELE A :					
- un contact intrusif ou une structure d'écoulement qui soient planaires	+	+	+	+	+
- un contact intrusif ou une structure d'écoulement qui soient de forme irrégulière	+	+	+	+	+
- une foliation visible dans l'encaissant	+	+	+	+	+
- une foliation visible dans la roche elle même	+	+	+	+	+
FOLIATION MAGNETIQUE OBLIQUE PAR RAPPORT A					
- une foliation visible dans la roche elle même	+	+	+	+	+
LINEATION MAGNETIQUE OBLIQUE PAR RAPPORT A					
- une linéation d'étirement	+	+	+	+	+
PARAMETRE F (si toutes les valeurs sont :)					
- faibles	+	+	+	+	+
- moyennes	+	+	+	+	+
- fortes	+	+	+	+	+
PARAMETRE h (si toutes les valeurs sont semblables)					
- si $\bar{\chi} < 10^{-6}$ uem cgs/0e.g : quelque soit la valeur de h	+	+	+	+	+
- si $10^{-6} < \bar{\chi} < 100.10^{-6}$ (en uem cgs/0e.g) : h < 20	+	+	+	+	+
- h > 20	+	+	+	+	+
- si $\bar{\chi} > 100.10^{-6}$ uem cgs/0e.g : h < 10	+	+	+	+	+
DISPERSION					
- faible des axes et des valeurs de f dans une zone de prélèvement très étendue	+	+	+	+	+
- faible des axes maximaux et forte des autres axes	+	+	+	+	+
TEST DU PLI : augmentation de la dispersion des axes (sauf éventuellement au cours de la correction de pendage)	+	+	+	+	+
TEST DE L'ENCAISSANT : si celui ci est déformé avec la roche étudiée : anisotropie uniforme dans ces deux types de roche	+	+	+	+	+
TEST DU FILON : anisotropie semblable dans un filon et la roche encaissante (si foliation magnétique non parallèle ou perpendiculaire aux bords du filon)	+	+	+	+	+

TABLEAU V.1. Détermination de l'origine de l'anisotropie d'après l'étude d'une série d'échantillon
+ anisotropie pouvant être liée à + + anisotropie probablement liée à

résulte au moins dans les roches plutoniques, de la composition de plusieurs structures ; il est par conséquent très difficile d'en tirer des conclusions sur la direction d'écoulement. Cette dernière peut être par contre déterminée dans les roches volcaniques en recherchant le meilleur plan vertical de symétrie des axes après correction de pendage. Dans les roches plutoniques, l'étude de la valeur de l'angle entre linéation magnétique d'intersection et linéation magnétique en fonction de celle du paramètre f donne dans quelques cas une approximation de la direction d'écoulement.

Anisotropie liée à une déformation unique. La foliation magnétique correspond à la schistosité. La linéation magnétique peut être liée à une linéation d'intersection, d'étirement ou d'axe de pli, et il est nécessaire de faire une étude conjointe et détaillée des structures visibles et magnétiques pour pouvoir l'interpréter.

Anisotropie liée à des structures différentes. La non coïncidence entre la structure visible et la structure magnétique montre que l'anisotropie est liée, soit à une structure non visible, soit qu'elle résulte de la composition de plusieurs structures. Quand l'ellipsoïde d'anisotropie est la résultante de deux ellipsoïdes liés à deux structures différentes (dont une est visible), l'orientation de la structure non visible peut être reconstituée si une direction principale (axe minimal ou maximal) a la même orientation dans les deux ellipsoïdes composants.

V.A.3.) Données de l'aimantation rémanente : paléomagnétisme

Des données paléomagnétiques pour des périodes correspondant au refroidissement de ces roches magmatiques ont été obtenues pour échantillons pas ou très peu déformés après ce refroidissement. Dès que la déformation devient sensible (schistosité de fracture visible très localement, foliation magnétique en relation avec la déformation), des perturbations (déviation de l'aimantation vers le plan de schistosité) apparaissent dans l'aimantation rémanente de quelques échantillons (1/3 des échantillons pour Hurtières et Oris NW) ; quand la déviation vers le plan de schistosité est modérée, il est difficile de distinguer une aimantation perturbée par les déformations et il faut revenir dans ce but aux tests classiques décrits au début de ce travail (tests d'inclinaison, du pli, des inversions...). La prudence oblige à rejeter les échantillons présentant des déformations visibles et ceux dont l'anisotropie de susceptibilité est

en relation avec une structure tectonique. Quand la déformation est plus importante, le vecteur est très voisin du plan de schistosité, comme l'avait déjà montré L. Daly (1970).

Dans une zone plissée, la correction de pendage se révèle souvent être la principale cause d'imprécision des résultats paléomagnétiques. Dans les roches intrusives, elle rend ces résultats souvent inutilisables pour la recherche de la direction du champ lors du refroidissement. Des analyses structurales très détaillées permettent dans les roches volcaniques, de limiter l'imprécision et de déterminer l'importance de celle-ci.

Cependant, le paléomagnétisme reste une méthode d'analyse structurale privilégiée dans les zones plissées sans déformation intime de la roche. Lui seul peut en effet apporter des informations sur l'orientation relative dans le passé de différents ensembles, à l'échelle locale comme à l'échelle régionale ou mondiale, à condition toutefois qu'une étude structurale très détaillée ait montré tant au niveau de la roche (observation en lame mince, analyse de l'anisotropie de susceptibilité) qu'à celui du secteur de prélèvement, l'absence de déformations trop importantes ou trop complexes.

V.A.4.) L'analyse magnétique structurale

L'utilisation conjointe des méthodes structurales classiques avec les méthodes magnétiques (analyse de l'anisotropie de susceptibilité et de l'aimantation rémanente) donne des informations inaccessibles à chacune de ces méthodes utilisées seules ; les données recueillies concernent les structures à l'échelle de la roche comme à celle de la formation étudiée ou de la région. Cette analyse structurale est donc une voie originale d'accès à des informations qui échappent le plus souvent à une analyse classique de terrain.

V.B.) Application à l'étude de l'ophite de Nentilla (Fig. V.2.)

Un exemple d'application est donné sur un pointement ophitique extérieur à la zone étudiée. Il a été choisi car illustrant parfaitement les possibilités de cette analyse, son étude ayant de plus un grand intérêt pour ses implications structurales.

Le problème étudié était ici la datation d'une intrusion par rapport à une déformation. Seul sera exposé en détail la recherche de l'origine de l'anisotropie, l'interprétation de ces résultats

dans le cadre structural régional ayant fait l'objet d'une étude en collaboration avec M. Meurisse (1977).

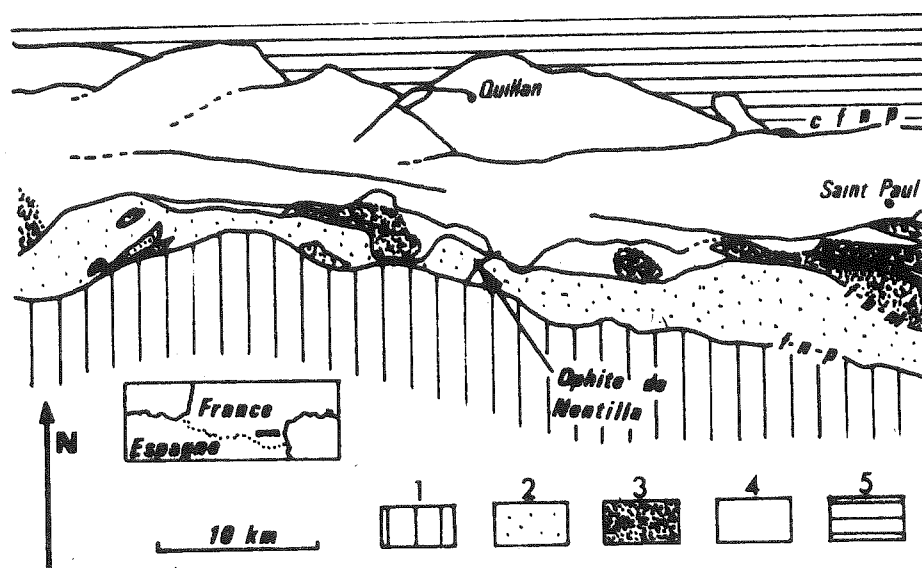


Fig. V.2. Carte structurale simplifiée :

- 1° Zone axiale
- 2°, 3°, 4° Zone nord pyrénéenne
 - 2° Zone métamorphique
 - 3° Massifs nord-pyrénéens (terrains hercyniens)
 - 4° Zone nord pyrénéenne externe
- 5° Zone sous pyrénéenne
- F.n.p. Faille nord pyrénéenne
- F.b.m. Faille bordière méridionale
- cFn p chevauchement frontal nord pyrénéen.

V.B.1.) Site et échantillonnage

Le pointement étudié est situé dans des terrains liasiques métamorphiques sur un accident transverse de la zone métamorphique au Sud de Quillan (Aude), à proximité de l'ancien hameau de Nentilla. 34 échantillons ont été récoltés sur 31 sites différents (les conditions d'affleurement le plus souvent très mauvaises, n'ont pas permis une répartition plus homogène des points de prélèvement). Une étude préalable ayant montré que l'orientation des structures (foliation et linéation magnétiques) est parfois variable à l'intérieur d'un même échantillon, les blocs les plus volumineux (12 échantillons) ont été divisés en plusieurs spécimens cubiques afin

d'étudier les variations d'orientation des structures magnétiques. Au total, 108 spécimens cubiques (dont 56 taillés dans un seul et même bloc) ont été étudiés.

V.B.2.) Anisotropie de susceptibilité magnétique

V.B.2.1.) Présentation des résultats

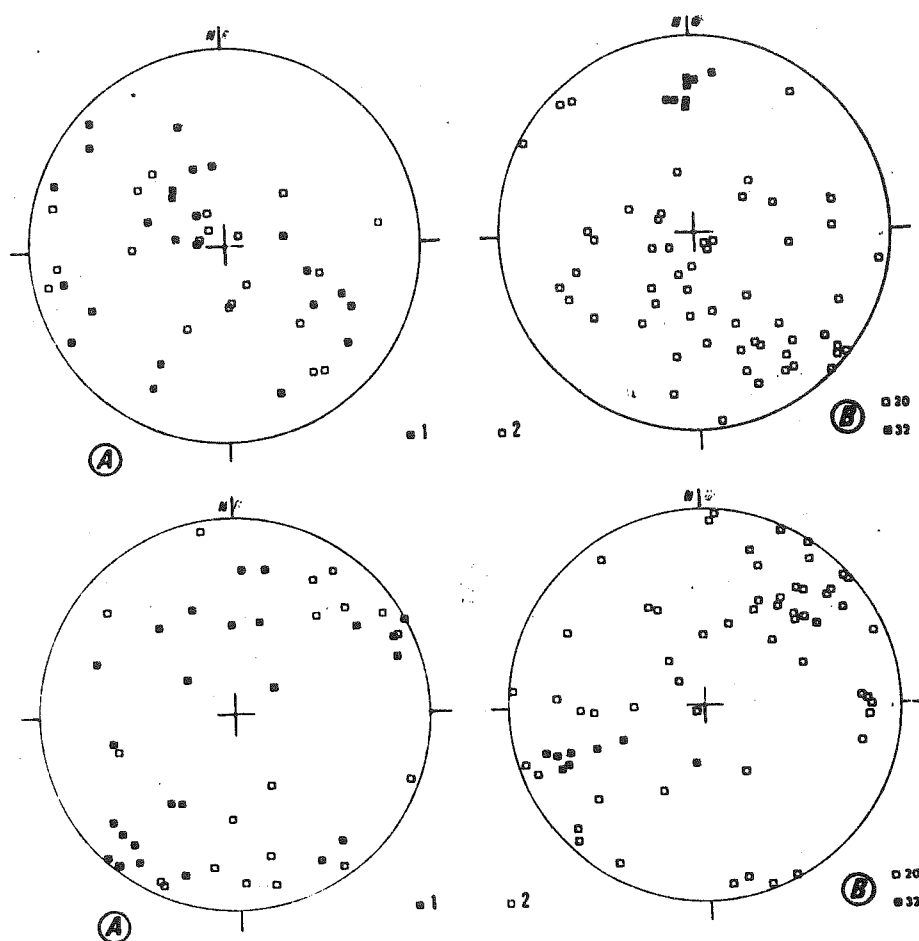


Fig. V.3. Axes de susceptibilité minimale (en haut) et maximale (en bas). B : échantillons 20 et 32 ; A : autres échantillons ;
1 : échantillon prélevé en bordure du pointement ophitique ;
2 : échantillon prélevé au coeur du pointement ophitique.

La dispersion des axes principaux de susceptibilité (Fig. V.3.) est très importante. A l'intérieur d'un bloc, elle est beaucoup plus faible sur les bordures (échantillon 32 : paramètre d 0,08 pour les axes minimaux et 0,20 pour les axes maximaux) du pointement qu'au coeur de celui-ci (échantillon 20 : paramètre d 0,50 pour les axes minimaux et 0,49 pour les axes maximaux).

Les valeurs du paramètre f (valeur moyenne par bloc) varient de 0,14 à 0,80 (Fig. V.4.) ; elles montrent en moyenne (0,46) une très légère prédominance de la foliation sur la linéation ; les valeurs les plus faibles ont été mesurées dans les blocs prélevés aux bordures de l'intrusion.

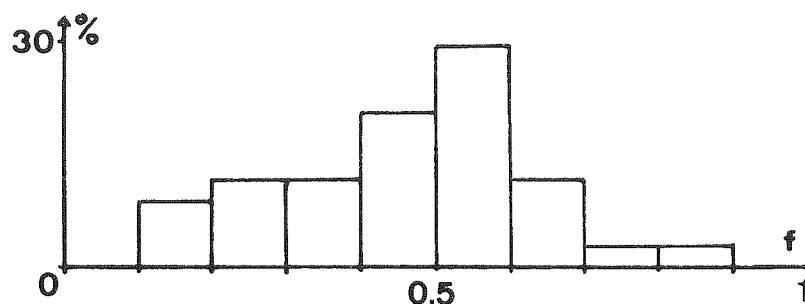
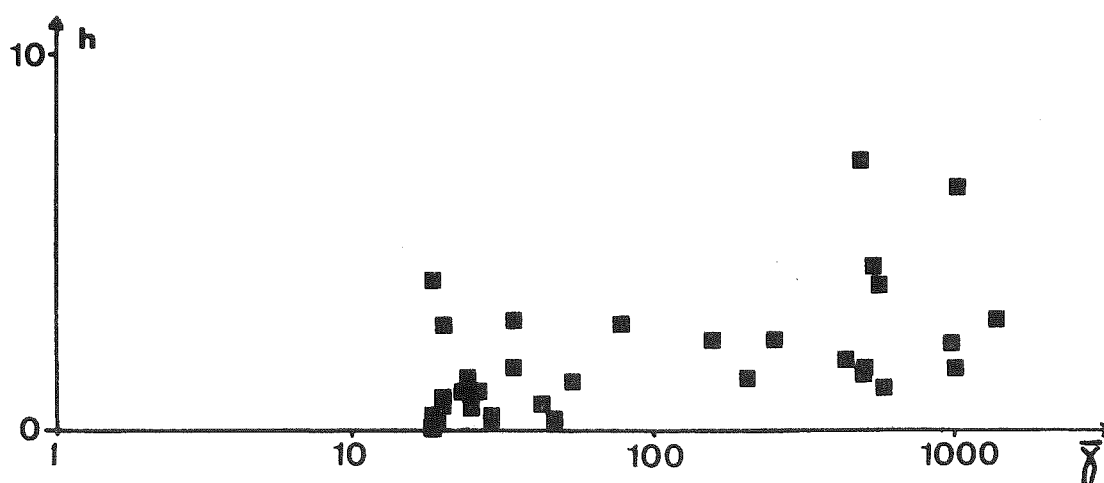


Fig. V.4. Distribution des valeurs de f

La dispersion des valeurs (variance 0,0274) n'est pas très importante. Dans l'échantillon 32 provenant des bordures du pointement, le paramètre f présente une foliation plus marquée (valeurs de 0,18 à 0,50, avec une moyenne de 0,33) et une dispersion plus faible (variance 0,0145). Dans l'échantillon 20 prélevé au coeur de l'intrusion, foliation et linéation sont équivalentes (f variant de 0,10 à 0,94 avec une moyenne de 0,50) et la dispersion des valeurs de f plus importante (variance 0,0381).



Les valeurs du paramètre h (Fig. V.5.) sont en moyenne faibles (1,9) alors que la susceptibilité moyenne est importante ; elles varient de 0,01 à 7,2.

V.B.2.2.) Interprétation

Ces valeurs faibles du paramètre h alors que la susceptibilité moyenne est importante montrent que l'anisotropie de ces roches magmatiques est liée à leur écoulement. L'existence sur les bords de l'intrusion de la foliation bien marquée (orientation assez constante dans un bloc, paramètre f faible) et en moyenne parallèle à ces bordures confirme cette conclusion.

Pour tenter de mieux comprendre les conditions d'écoulement, les linéations magnétiques d'intersection dans l'échantillon 20 ont été déterminées. Bien que l'orientation de cette linéation magnétique d'intersection soit en moyenne semblable à celle de la linéation magnétique (Fig. V.3. et V.6.), l'angle W les séparant dans chaque cube est fréquemment très important.

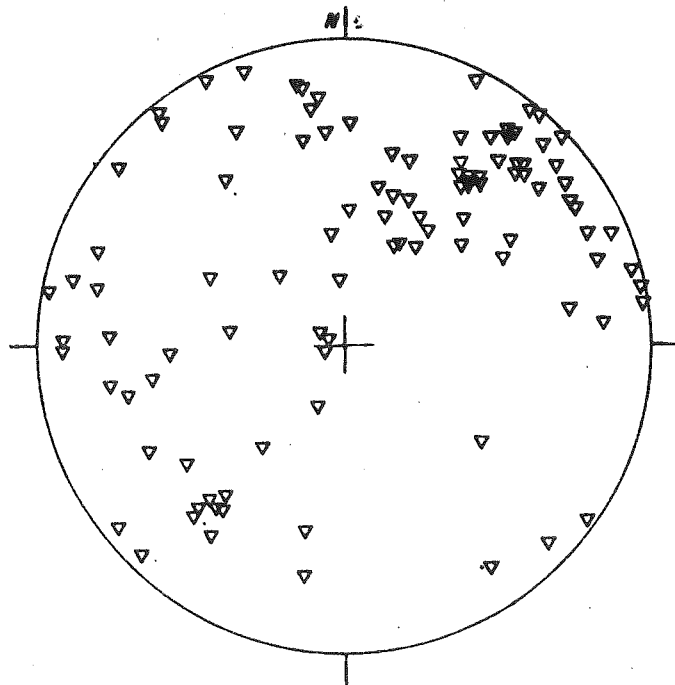


Fig. V.6. Linéations magnétiques d'intersection dans l'échantillon 20.

Une étude des valeurs de W en fonction de celles du paramètre f ne donne pas de résultat significatif (Fig. V.7.). Les conditions d'écoulement de ce magma semblent par conséquent beaucoup plus complexes que celles de l'Adamello.

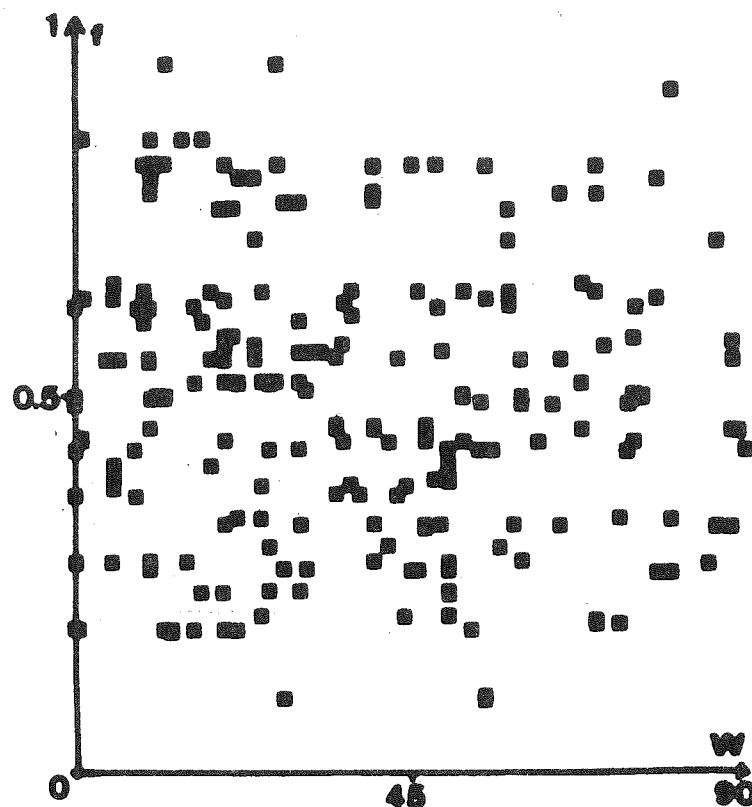


Fig. V.7. Angle W et paramètre f dans l'échantillon 20.

L'anisotropie de ces laves est liée à un écoulement complexe du magma ; la mise en place de cette ophite est donc postérieure à la phase de déformation majeure crétacée dans la zone métamorphique (les ophites pyrénéennes ne sont par conséquent pas toutes d'âge triasique).

V.B.3.) Aimantation rémanente

L'étude de cette ophite non déformée a fourni des résultats paléomagnétiques dont l'interprétation dans le contexte régional sortirait du cadre de cette étude et fera l'objet d'un travail ultérieur, en collaboration avec M. Meurisse. Signalons simplement qu'elle apporte des informations sur les effets de la phase cassante tertiaire dans ce secteur, et complète donc, là aussi, les données recueillies par l'étude d'anisotropie.

++++++
 + CONSEQUENCES STRUCTURALES REGIONALES +
 ++++++

Plan du chapitre :

pages

VI.I.)	Région du Pelvoux	348
VI.I.1.)	Epanchements volcaniques et intrusions	348
VI.I.2.)	Phase 1 (anté-nummulitique)	349
VI.I.3.)	Phase 2 (oligocène)	356
VI.I.4.)	Phase 3 (miocène)	356
VI.II.)	Ligne péri-adriatique	358
VI.II.1.)	Intrusions magmatiques	358
VI.II.2.)	Jeu vertical de la ligne péri-adriatique et plissement tardif	358
VI.II.3.)	Phase tardive de compression	360
VI.II.4.)	Distension récente .	361

VI.I.) Région du Pelvoux

Des données concernant 4 périodes de l'histoire de cette région ont été obtenues. Seront donc envisagés successivement la mise en place des roches magmatiques et les trois principales phases tectoniques.

VI.I.1.) Epanchements volcaniques et intrusions

Au Carbonifère, après le métamorphisme hercynien, se produisent des montées de magma dans le socle des futurs massifs cristallins externes. Le plus souvent le magma reste en profondeur et forme des intrusions de type granite de La Bérarde ou du Rochail ; mais le magma peut aussi parvenir en surface et donner un volcanisme rhyo-trachytique comme au Col de la Croix de Fer.

Au Permien, un volcanisme rhyo-dacitique très important se développe dans la zone briançonnaise.

Au cours du Trias et du Lias, le volcanisme aurait cessé dans la zone briançonnaise. Dans la zone externe, de Belledune au Dôme de Rémollon, des coulées de laves spilitiques se mettent en place. Pour 5 des sites étudiées dans ces laves, les directions d'écoulement ont pu être estimées. Pour pouvoir interpréter ces résultats à l'échelle régionale, il est nécessaire de reconstituer l'orientation et la position relative de ces sites au Trias-Lias. La figure VI.1. est basée sur une reconstitution qui sera étudiée plus loin (paragraphe VI.I.2.) ; alignement de la bordure externe des massifs de Belledune et du Taillefer-Rochail avec celle du Pelvoux à l'Est d'Aspres les Corps. Les flèches indiquent la direction d'écoulement par rapport au Nord au Trias-Lias, les deux flèches simples pleines précisant son sens. A l'exception du Lias de la bordure est du Taillefer (J.C. Barfèty et al. 1979), les séries sédimentaires semblent assez uniformes et montrent ainsi que la topographie était relativement régulière ; en conséquence, le sens de l'écoulement devait être voisin dans les 4 sites proches d'Aspres les Corps (il est indiqué par les flèches pleines dans les 3 sites où seule la direction d'écoulement avait pu être déterminée par l'étude d'anisotropie). Un foyer éruptif important et fonctionnant durant une longue période (les coulées ne sont pas contemporaines - cf. § III.B.2.4.) aurait donc existé entre la région d'Aspres les Corps et le Dôme de la Mure. Un autre foyer éruptif aurait été situé à l'ENE du site 8 (Haute Malsanne).

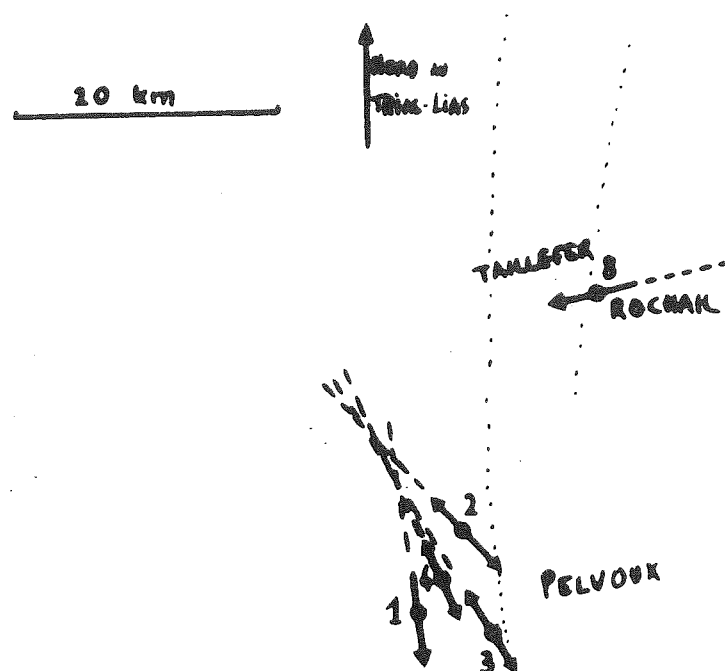


Fig. VI.1. Reconstitution des directions de paléocoulées dans les laves spilitiques dans l'hypothèse d'une continuité entre bordures externes du Taillefer et du Pelvoux.

Cependant, il est difficile d'exclure la possibilité d'une position différente du Pelvoux par rapport à l'ensemble Taillefer-Rochail ; dans ce cas, les laves de l'Esparcelet (3) pourraient provenir d'un autre foyer situé au Nord ou au Sud de ce site.

Quelque soit la reconstitution, des conclusions peuvent être tirées pour la topographie à cette époque : la région située au Sud du Taillefer était au Trias-Lias plus haute que les sites 1, 2 et 4 (3 ?) ; le Dôme de La Mure, qui n'a pas été recouvert par les laves, était probablement un point haut. Il existait donc probablement une pente allant du Dôme de La Mure au secteur d'Aspres les Corps. Le secteur du Lac du Vallon était plus haut que la limite Taillefer-Rochail.

VI.1.2.) Phase 1 (anté-lutétienne)

L'étude paléomagnétique a mis en évidence sur la bordure ouest du Taillefer et du Pelvoux des rotations très importantes qui sont antérieures, au moins pour l'essentiel, au plissement. Ces mouvements correspondent donc probablement, comme les chevauchements de socle du Pelvoux (M. Gidon 1979), à la tectonique Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

Le synclinal actuel de Bourg d'Oisans s'est formé lors de ces rotations. La couverture aurait alors glissé dans cette zone d'effondrement. Parmi les terrains plissés par glissement, le plus récent est de l'Hauterivien ; la formation du synclinal est donc hauterivienne ou postérieure. Les terrains ainsi glissés sont affectés par une schistosité oligocène avec des effets de poinçonnement du socle (J.P. Gratier et al. 1973), ce qui montre qu'ils étaient à cette place avant le serrage majeur oligocène. Là aussi, l'hypothèse d'un âge Crétacé supérieur-Eocène pour la formation du synclinal actuel semble vérifiée.

Pour mieux appréhender cette déformation, nous présentons une reconstitution de l'allure de cette région au Trias-Lias à partir des données paléomagnétiques (Fig. VI.2.) et structurales.

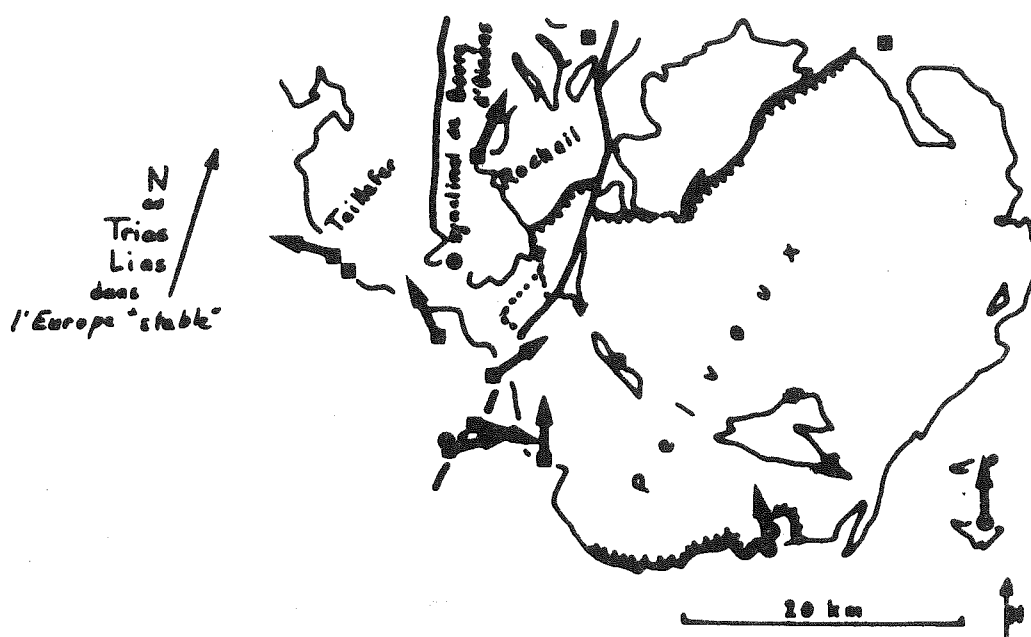


Fig. VI.2. Etudes paléomagnétiques de laves du Trias-Lias de la région du Pelvoux. Les flèches indiquent les directions d'aimantation (toutes ramenées à un sens normal) dans les sites où les résultats sont significatifs de la direction du champ à l'origine.

Cercles : travaux de M. Westphal (1973) ; carrés : travaux présentés ici ; triangles : sites où après étude structurale, aucun échantillon n'a été prélevé car la déformation est trop importante.

Le paléomagnétisme met en évidence des rotations relatives à l'Europe dite "stable" dont les ordres de grandeurs sont les suivants (indiquées positives quand elles se font dans le sens des aiguilles d'une montre).

- Belledone (grès permien d'Allevard ; M. Westphal 1973) : + 20°
- Taillefer : - 90°
- Rochail : 0°
- Bordure des failles d'Aspres les Corps : + 50° à + 90°
- Pelvoux (Esparcelet et résultats de M. Westphal 1973) : - 20°.

Les données structurales montrent qu'une zone d'accidents importants (faille d'Aspres les Corps) sépare le Pelvoux des autres massifs. La rotation des terrains dans le sens des aiguilles d'une montre, au voisinage de ces accidents, est vraisemblablement due à une déformation en "crochon" liée à un jeu dextre des failles.

En replaçant les différents massifs au Nord du Pelvoux dans l'orientation qu'ils devaient avoir au Trias-Lias, on constate qu'ils formaient une bande rectiligne (Fig. VI.3.).

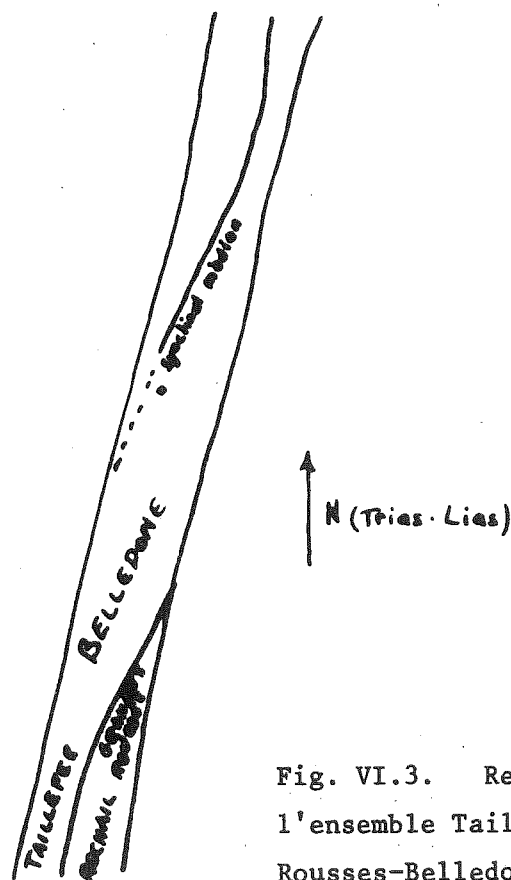


Fig. VI.3. Reconstitution de l'ensemble Taillefer-Rochail-Grandes Rousses-Belledone au Trias-Lias.

La zone de jonction entre Belledone-Taillefer et Rochail-Grandes Rousses est parallèle au synclinal médian de Belledone.

La figure VI.4. montre que cette reconstitution est peu affectée si l'on tient compte de l'imprécision sur les angles de rotation.

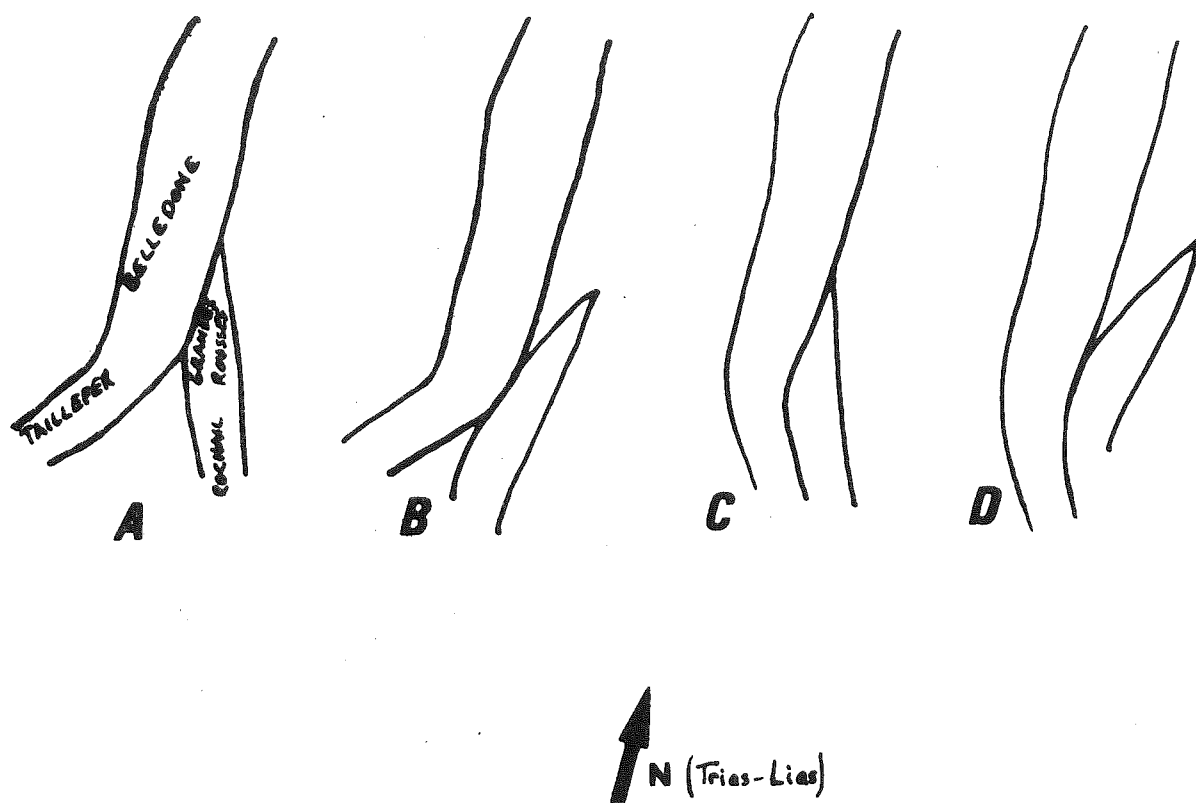


Fig. VI.4. Reconstitutions possibles de l'ensemble Belledone-Taillefer-Rochail-Grandes Rousses compte tenu de la précision des résultats de cette étude.

Le massif de Belledone a été supposé fixe. Les modèles A et B peuvent être rejetés car les massifs du Rochail et du Taillefer sont en contact au Sud.

Le modèle C est parfaitement compatible avec les observations géologiques ; il ne diffère du modèle de la figure VI.2. que par l'existence d'une courbure au niveau du Taillefer et la cinématique qu'il implique est la même.

Le modèle D oblige à une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre qui créerait une compression très importante entre Grandes-Rousses et Belledone. Il semble donc difficilement compatible avec les données géologiques.

La position du Pelvoux par rapport à cet ensemble est beaucoup plus délicate à préciser. Il en est séparé par les failles d'Aspres qui ont eu des jeux dextres et senestres (le jeu dextre lors de la phase 1 pourrait par exemple correspondre à la rotation relative dans le sens inverse des aiguilles d'une montre du Taillefer par rapport au Pelvoux). J.J. Schott (1976) a suggéré que l'ensemble du socle du Pelvoux pouvait avoir été déformé par le jeu de nombreuses failles NE-SW ; il aurait eu dans ce cas, avant déformation, un allongement parallèle à Belledune. Les reconstitutions possibles sont donc plus variées (voir quelques exemples sur la figure VI.5.). Il est même possible que la portion de socle qui était au Sud du Taillefer-Rochail n'affleure plus actuellement.

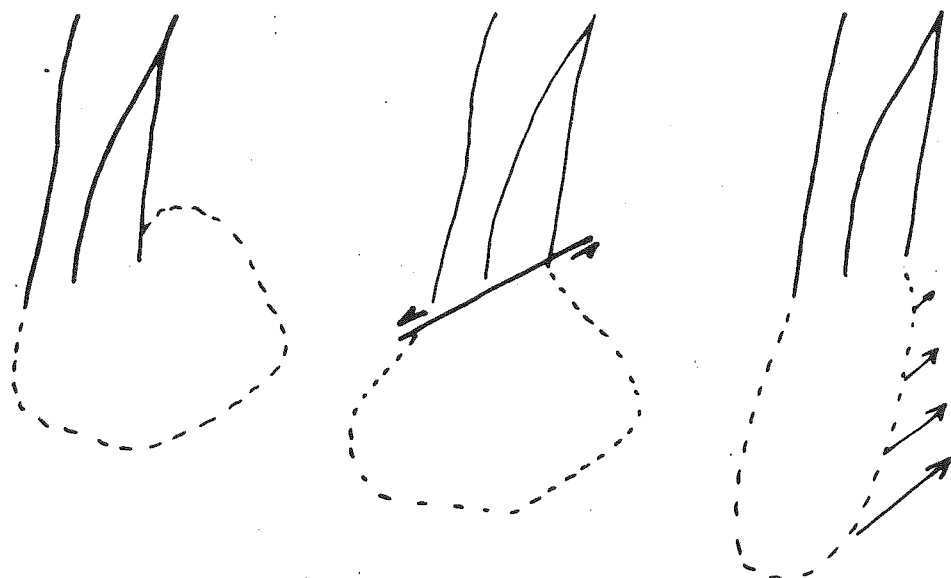


Fig. VI.5. Trois possibilités pour le raccordement du Pelvoux à l'ensemble Taillefer-Rochail.

Dans l'hypothèse de droite (d'après J.J. Schott 1976), le massif du Pelvoux est lui même déformé.

La reconstitution qui paraît la plus probable est un alignement des bordures externes du Taillefer et du Pelvoux (à gauche sur la figure VI.5.) qui entraîne une très bonne cohérence des directions de coulées des laves spilitiques (§ VI.I.1.).

L'évolution de cette déformation anté-lutétienne peut s'envisager de deux façons.

La première (Fig. VI.6.) repose sur l'idée de zone transformante qui avait été émise pour le Pelvoux lui même (J.J. Schott 1976). La région du Taillefer serait la zone transformante essentielle.

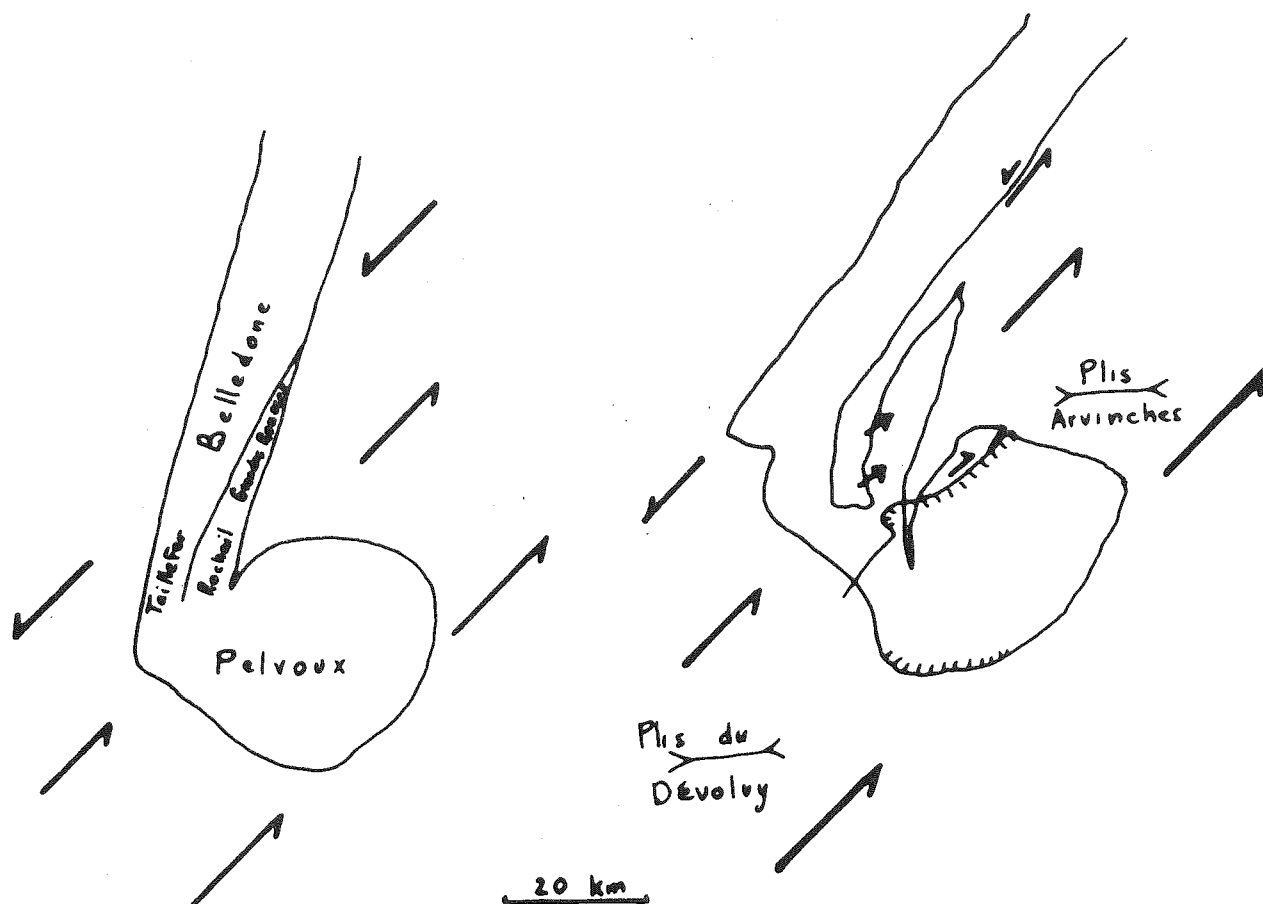


Fig. VI.6. Une hypothèse sur la phase 1 de déformation.

La zone Taillefer-Pelvoux serait une zone transformante, avec déformation maximale au niveau du Taillefer. Le cisaillement général senestre explique la torsion du Taillefer, l'ouverture du synclinal de Bourg d'Oisans et la rotation du Pelvoux. La différence des rotations entre Taillefer et Pelvoux explique le jeu en décrochement dextre des failles d'Aspres les Corps et du chevauchement Meije-Muzelle. Ce chevauchement dextre dans une zone de cisaillement senestre explique probablement l'intensité des déformations au Nord du chevauchement Meije-Muzelle dans le Pelvoux et le Rochail.

Cette hypothèse s'intègre parfaitement dans le schéma proposé par J. Boudon et al. (1976) pour l'évolution de la zone alpine.

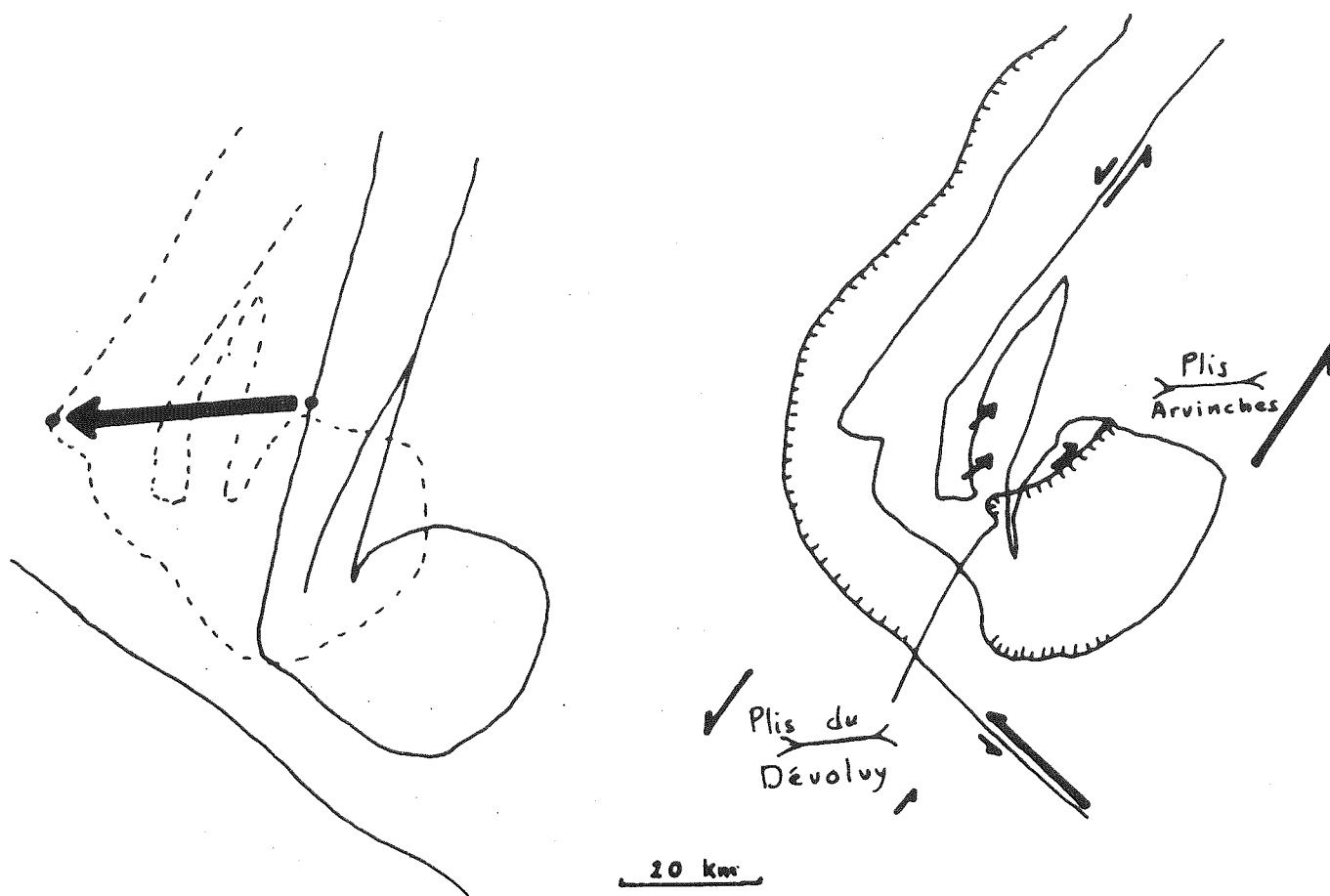


Fig. VI.7. Une hypothèse sur la phase I de déformation alpine.

L'observation de la carte des anomalies détaillées du champ magnétique montre entre Pelvoux et Argentera des gradients qui pourraient s'expliquer par de grands accidents NW-SE. La même observation peut être faite pour la profondeur du socle anté-triasique (G. Ménard 1979) ou pour les analyses gravimétriques (A. Guillaume 1979). Le mouvement majeur est un déplacement vers l'Ouest du bloc situé au Nord de cette structure. La grande complexité de ce secteur vient de l'ouverture en distension du synclinal de Bourg d'Oisans dans un climat général de compression ; en effet, cette ouverture amène un jeu dextre du chevauchement Meije-Muzelle et peut être des compressions NE-SW dans les zones bordant la distension (granite du Rochail ?). Toute la zone au Nord du Pelvoux est alors affectée par un cisaillement senestre qui peut avoir donné naissance à la chaîne Arvinche. Un cisaillement analogue au Sud-Ouest du Taillefer pourrait être l'origine des plis anté-sénoniens du Dévoluy.

Cette hypothèse s'intègre bien dans l'évolution générale des Alpes ; en effet les Alpes les plus internes subissent à cette période une subduction liée à un déplacement relatif (par rapport à la plaque européenne) vers le NW de la plaque sud-alpine ; ce déplacement provoquerait un décrochement hectokilométrique dans la zone subbriançonnaise (L.E. Ricou 1980).

La seconde (Fig. VI.7.) est basée sur la présence possible d'un chevauchement des massifs cristallins sur les zones plus externes (G. Ménard 1979) et sur le rôle que pourraient jouer des accidents du type de celui de la Stura (A. Guillaume 1967, 1979).

Elles impliquent toutes deux un jeu en décrochement senestre de la faille bordière interne de Belledone (qui est une zone d'anomalies magnétiques et gravimétriques - intrusions pendant ce jeu ?), ainsi qu'un cisaillement régional senestre qui serait à l'origine des plissements du Dévoluy et du pays Arvinche et des chevauchements de socle du Pelvoux.

La phase 1 anté-lutétienne est donc une phase très importante de déformation aussi bien dans le socle que dans la couverture (tableau VI.8.).

VI.I.3.) Phase 2 (oligocène).

La plupart des auteurs estiment que le socle du Pelvoux-Rochail n'a pas subi au cours de la période alpine de déformation continue, et que le métamorphisme s'est limité à quelques recristallisations. F. Bartoli et al. (1974) ont cependant montré que des zones mylonitisées à la période alpine existent dans le socle au Nord du chevauchement Meije-Muzelle et qu'une schistosité alpine peut localement y être distinguée.

Notre étude a montré que l'ensemble du granite de La Bérarde, au Sud de cet accident, était aussi affecté par une schistosité alpine liée à cette phase 2. Il ne faut donc pas négliger les déformations internes du socle lui même dans les effets de la phase 2.

Les effets de cette phase 2 sur la couverture étaient beaucoup mieux connus (J.P. Gratier et al. 1973). Le tableau VI.8. résume les principaux événements tectoniques mis en évidence dans les différents sites de roche volcanique étudiés. La déformation interne des laves est sensible au NW des failles d'Aspres ; cette observation qui est à rapprocher des variations de l'indice de cristallinité de l'illite (J. Aprahamian 1974), souligne l'importance des failles d'Aspres qui correspondent peut être à la limite Sud du chevauchement des massifs cristallins externes.

VI.I.4.) Phase 3 (Miocène)

Les effets de la phase Miocène dans la couverture de la zone externe sont très nets ; ils sont par contre beaucoup plus difficiles à distinguer de ceux des autres déformations dans les zones

	SITE	1	2	3	4	5	6	7	8	11	12	13	9	10	14	
		P	P		P	φ			P		d ?	d ?	P	φ	S	
		:NNW-SSE:	:NW-SE:		:NW-SE:	:NW-SE:			:NW-SE:					:WSW-ENE:		A
														?		
		↓									↓	↓	↓	↓		
													φ			
													(E-W ?)			
		φ ?	P	P	P		P	P-S	P-S	P-S			↓	P - φ	P-S	B
			:WSW-ENE:	:WSW-ENE:	:WSW-ENE:		:WSW-ENE:	:SW-NE:	:WSW-ENE:	:WNW-ESE:			S	:WSW-ENE:		
							↓			↓			S	↓		
							S			S	S	S	S	S		
							:WSW-ENE:			:WSW-ENE:	:WSW-ENE:	:WSW-ENE:	:WSW-ENE:	:WSW-ENE:		
							↓			↓	↓	↓	↓	↓	↓	
		φ ?	P lié à		φ		φ			d	d	S	S		P-S	C
			φ ?		:WNW-ESE:		: (WNW- ESE) ?					NW-SE	:NNW-SSE:		↓ P	
														(S)		D
														:WSW-ENE:		

A l'Ouest du Pelvoux - Rochail

:Zone dauphinoise au
:Nord du Pelvoux

:Zone briançonnaise

TABLEAU VI.8. Tentative de corrélation entre les déformations (P : plissement, S : schistosité, φ : jeu de faille, d : formation de diaclases nombreuses) indiquées avec l'azimuth probable des compressions les ayant provoqué. Les flèches indiquent une chronologie qui a pu être établie sur le terrain. La première série d'évènement A est très probablement liée à la phase 1. La série B correspond à la phase 2. La série C peut être des événements tardifs de la phase 2 ou correspondre à la phase 3. La série D est probablement attribuable à la phase 3.

plus internes et les massifs cristallins externes. Cette étude a cependant montré que le granite du Pelvoux et les dacites du Guil portent la trace d'une déformation interne miocène.

VI.II.) Ligne péri-adriatique

Le tableau VI.9. présente les principaux événements observés dans les différentes zones étudiées. Dans l'histoire de ces régions, existe une succession semblable comprenant 4 périodes différentes.

VI.II.1.) Les intrusions magmatiques

Entre 33 et 28 MA, des intrusions plutoniques se mettent en place à proximité de la ligne péri-adriatique. Au Nord des lignes Tonale et de la Pusteria elles se font dans un climat important de compressions d'azimut moyen N-S alors qu'au Sud de la ligne Tonale et à l'Ouest de la ligne du Canavese elles se produisent apparemment sans champ régional de contraintes. Cette différence correspond à une profondeur de mise en place plus faible dans le second cas.

Bergell : 10 à 25 km (H.R. Wenk et al. 1974)

Rensen, Monte Alto et Riesenferner : 8 à 13 km (G. Bellieni 1977 ; S. Borsi et al. 1978a)

Adamello : 1,5 à 4 km (E. Callegari et Gb. Dal Piaz 1973)

Biella et Traversella : au moins 2 km (H. Ahrendt 1972).

La période de mise en place des intrusions correspond donc à une période de tectonique profonde de socle, avec serrage N-S au niveau des Alpes centrales et orientales. Nous avons donc ici des phénomènes typiques liés à une zone de subduction active jusqu'à cette période : tectonique profonde et fusion dans un plan de Benioff.

VI.II.2.) Jeu vertical de la ligne péri-adriatique et plissement tardif

Après cette période de serrage profond, la ligne périadriatique joue verticalement par soulèvement du compartiment externe. Ce jeu est particulièrement important et rapide le long de la ligne Tonale comme en témoignent les galets de granite du Bergell dans les sédiments oligocènes du lac de Côme ; il provoque de plus une ouverture importante de filons dans le Bergell.

Ce soulèvement du compartiment externe de la ligne péri-adriatique paraît lié au réajustement isostatique qui suit les périodes de subduction. Il confirme la position de la zone de subduction oligocène au niveau de la bordure externe de la ligne péri-adriatique.

Ligne du Canavese	Compartiment Sud de la ligne Tonale	Compartiment Nord de la ligne Tonale	Compartiment Nord de la ligne de la Pusteria
31 - 28 MA Intrusions de Traversella et Biella.	45 MA Intrusions sud de l'Adamello. 33 - 30 MA Intrusions nord de l'Adamello.	30 MA Intrusion sous con- trainte du Bergell. Phase de déformation des nappes et soulèvement de la région ouest du Bergell	30 MA Intrusion sous con- trainte. Phase de déformation (plis- sment affectant le pennique des Tauern et les nappes austro-alpines).
Jeu vertical de la ligne du Canavese et déformation générale de la zone Sesia en distension.	Jeu vertical de la ligne Tonale, probablement en distension.	Jeu vertical de la ligne Tonale avec fracturation (distension). 25 MA Formation du granite de Novate et des filons du Bergell. Relâchement de la distension.	
	Formation d'une flexure au niveau du Sud de l'Adamello.	Plissement tardif au niveau Sud du Bergell.	Possibilité d'un basculement vers le Nord (?).
Compression NW-SE (phase cassante).	7 - 3 MA Compression WNW- ESE près de la ligne de la Giudicaria	Serrage WNW-ESE (Novate) à NNW-SSE (Bergell). Possibi- lité d'un basculement (sou- lèvement de la région à l'Ouest).	Serrage E-W, avec soulèvement de la région ouest (Rensen) par rapport au secteur est.
Extension NW-SE (phase cassante).			

TABLEAU VI.9. Tentative de corrélation des événements observés en divers secteurs de la ligne péri-adriatique.

L'amplitude beaucoup plus grande du soulèvement le long de la ligne Tonale pourrait être due à l'existence d'une subduction plus ou moins importante selon les secteurs (surtout le long de la ligne du Canavese) ; cette différence serait peut être liée à la rotation de la plaque sud-alpine (Fig. VI.10.)

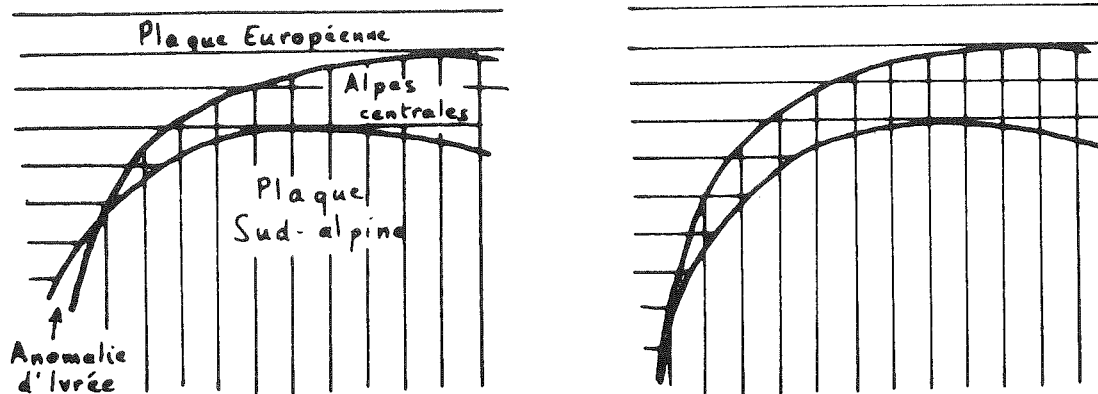


Fig. VI.10. Subduction et rotation de la plaque sud alpine (la région de la ligne du Canavese peut correspondre à une faible subduction ou même à une distension).

La zone Sesia comme probablement la partie sud de l'Adamello et les Riesenferner, subi un basculement important. Au Nord de la ligne Tonale celui ci est postérieur à la formation des filons du Bergell ; il pourrait être dû à une reprise du jeu vertical de la ligne péri-adriatique ou à un serrage N-S.

VI.II.5.) Phase tardive de compression

La figure VI.11. présente l'orientation des compressions récentes connues dans les différentes zones étudiées. La similitude des orientations semble indiquer qu'il s'agit d'une seule et même phase de serrage d'orientation moyenne WNW-ESE. Cette phase correspond vraisemblablement à la translation possible vers l'Ouest de la plaque sud-alpine (H. Laubscher 1971) et peut être d'une partie des Alpes occidentales (A. Guillaume 1979).

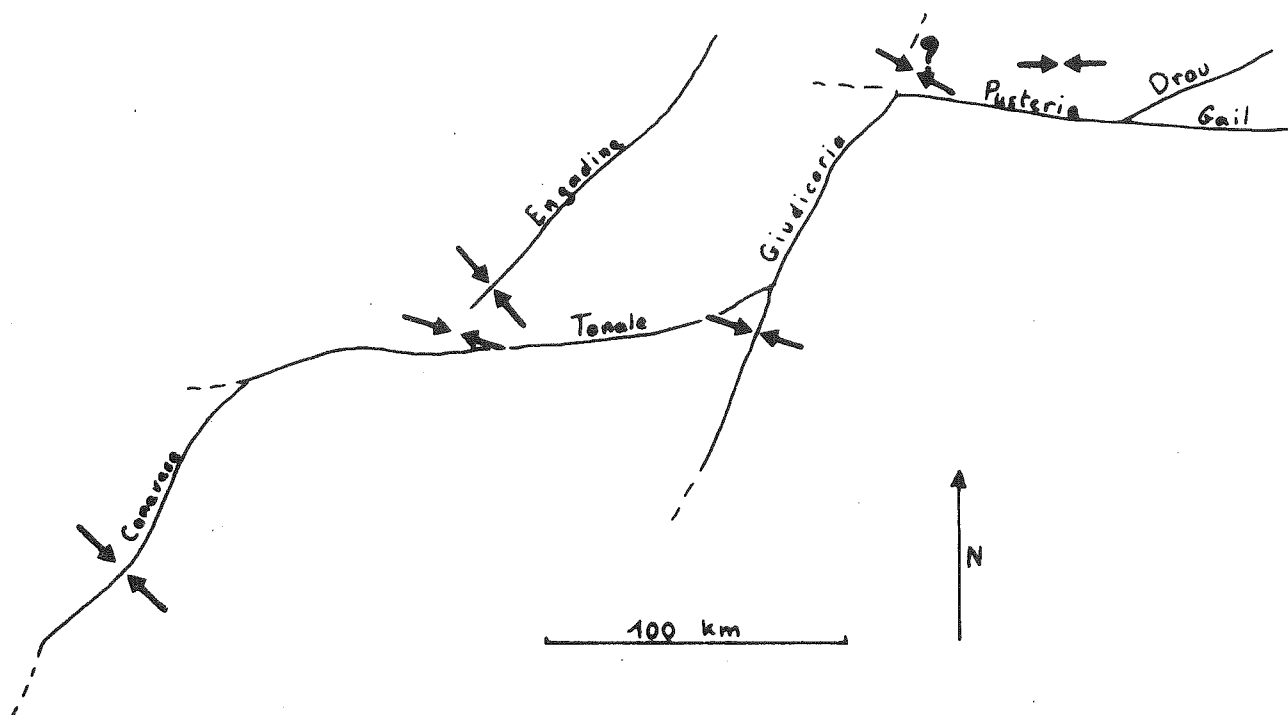


Fig. VI.11. Compressions récentes (phase Nèogène) le long de la ligne péri-adriatique.

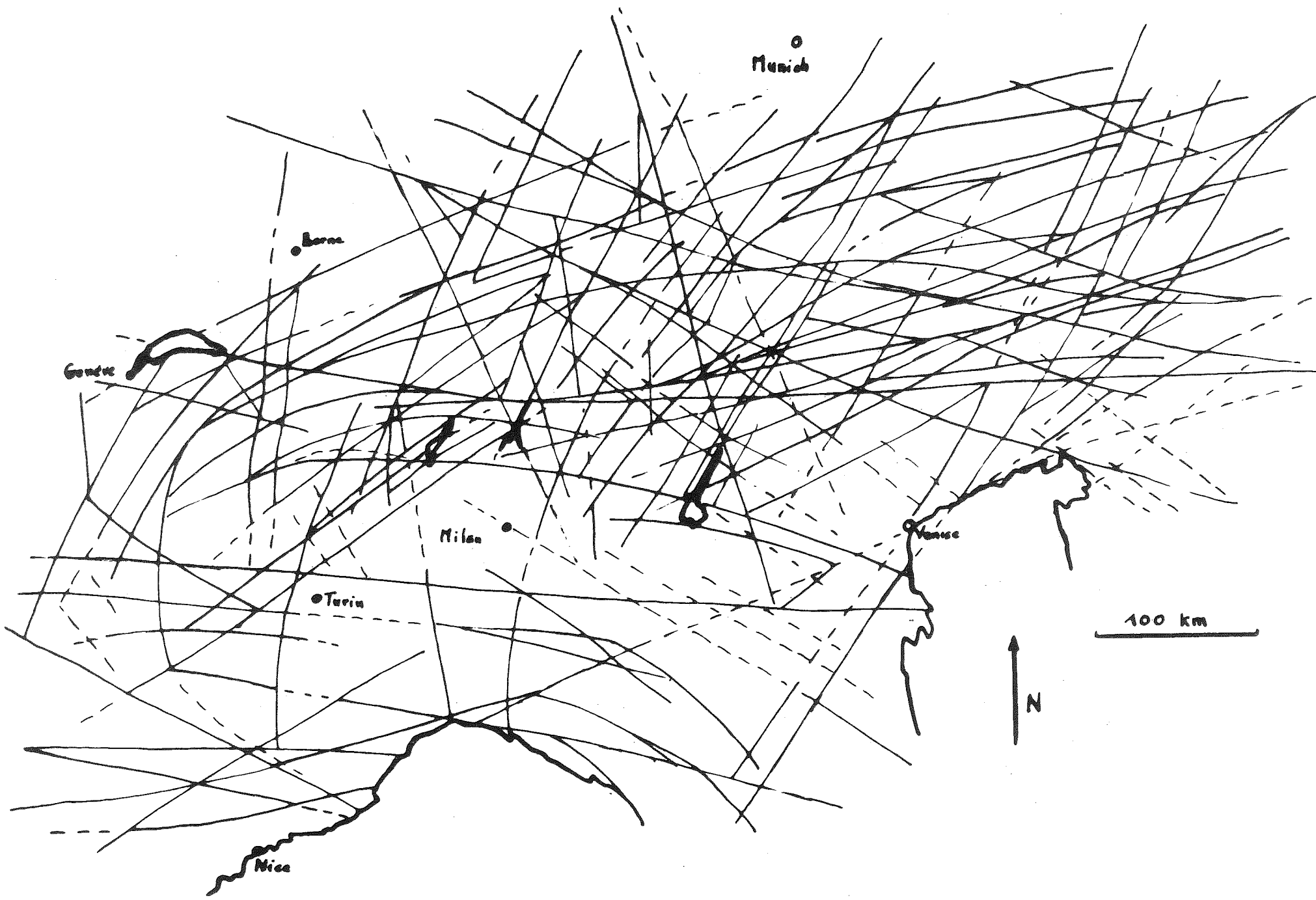
VI.II.4.) Distension récente

Celle ci est particulièrement nette vers le sud de la ligne du Canavese et correspond essentiellement à une autre cassure plus interne vers le Nord (ligne de Cremosina). Elle est liée à la poursuite du réajustement isostatique.

L'étude des photographies de satellite (R. Gupta 1977, A. Guillaume 1978, Gruppo di Geologia spaziale per il settore alpino 1978) montre, par l'orientation des vallées actuelles, qu'un certain nombre de cassure se prolongent dans le Plioquaternaire de la plaine du Pô (Fig. VI.12.). Cette région est donc toujours le siège de phénomènes tectoniques.

Page suivante :

Fig. VI.12. Carte interprétée des linéaments dans la zone alpine.



++++++
+ CONCLUSION GENERALE +
++++++

L'étude conjointe des structures observables sur le terrain et de celles révélées par le magnétisme des roches s'est avérée particulièrement efficace dans beaucoup de cas et j'ai tenté d'en dégager une méthode générale "d'analyse magnétique structurale".

Son application dans les secteurs du Pelvoux et de la ligne péri-adriatique a montré son efficacité, en particulier pour l'étude des faibles déformations. Des données structurales nouvelles ont pu ainsi être recueillies dans ces deux parties de la zone alpine. La forme actuelle de l'Arc alpin occidental au niveau du Taillefer serait due essentiellement à la tectonique anté-nummulitique, les effets des phases ultérieures se superposants à ceux des grands mouvements de socle de cette période. Les massifs intrusifs oligocènes de la ligne péri-adriatique sont liés à une zone de subduction ; ils portent par ailleurs la trace de déformations liées à un serrage néogène de direction moyenne ESE-WNW.

BIBLIOGRAPHIE

- AGTERBERG F.P. 1961 Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy. Geol. Ultraiectina, 8, 1 - 232.
- ALBERTI A. et NICOLETTI M. 1971 Età di una roccia granitica del Massiccio di Bressanone (Alto Adige). Per. Mineral., 40, 281-287.
- ALVAREZ W. 1976 A former continuation of the Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 891-896.
- AMSTUTZ A. 1951 Sur l'évolution des structures alpines. Archives Sci., 4, 323-329.
- AMSTUTZ A. 1955 Structures alpines ; subductions successives dans l'Ossola. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 241, 967-969.
- APRAHAMIAN J. 1968 Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère) secteur sud-ouest du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- APRAHAMIAN J. 1974 La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. Geol. Alpine, 50, 5-15.
- ARGENTON H., BOBIER C. et POLVECHE J. 1975 La mesure de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les flyschs : application à la recherche des directions de paléocourants. Sédiment. Geol., 14, 149-167.
- ARTHAUD F. 1969 Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Geol. Fr., XI, 729-737.
- AUMAITRE R. et BUFFET G. 1973 Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises occidentales). Thèse de 3ème cycle - Grenoble.
- AZIZ-UR-RAHMAN, GOUGH D.I. et EVANS M.E. 1975 Anisotropy of magnetic susceptibility of the Martin Formation, Saskatchewan, and its sedimentological implications. Canad. J. Earth. Sci., 12, 1465-1473.
- BAGGIO P. 1973 Appunti su di un recente lavoro di H. Ahrendt riguardante la zona del Canavese, con note di chiarimento sulla linea insubrica. Boll. Soc. Geol. Ital., 92, 767-778.
- BALSEY J.R. et BUDDINGTON A.F. 1960 Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. Amer. J. Sci., 258 A, 6-20.
- BARBIERI A. 1970 Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 127 pp.
- BARFETY J.C., GIDON M. et KERCKHOVE C. 1968 Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. C.R. Acad. Sci. Paris, D 267, 394-397.
- BARFETY J.C. GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. 1979 Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. C.R. Acad. Sci. Paris, D 289, 1207-1210.
- BARLIER J. 1974 Recherches paléothermométriques dans le domaine des terres noires sud-alpines méridionales. Thèse de 3ème cycle - Orsay.
- BARTOLI F. 1973 Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (massif du Pelvoux). Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 135 pp.
- BARTOLI F., PECHER A. et VIALON P. 1974 Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut-Dauphiné cristallin). Geol. Alpine, 50, 17-26.

- BELLIENI G. 1977 Caratteri geobarometrici delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries (Riesenferner) (Alto Adige orientale) alla luce dei sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H₂O. Rend. Soc. Ital. Mineral Petrol., 33, 631-645.
- BELLIENI G., COMIN CHIAROMONTI P. et VISONA D. 1976 Contributo alla conoscenza dell plutone delle Vedrette di Ries (Alpi orientali). Boll. Soc. Geol. Ital., 95, 351-370.
- BERNARD D. 1978 Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syn-cinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 132 pp.
- BIANCHI A. 1934 Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 10, 243 pp.
- BIANCHI A. et DAL PIAZ Gb. 1948 Differenziazioni petrografice e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello. Rend. Soc. Mineral Ital., 5, 79-102.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. et JOBSTRAIBIZER P.G. 1970 I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello (tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e loro varietà leucocrate). Mem. Ist. Geol. Mineral Univ. Padova, 28, 1-148.
- BIQUAND D. et PREVOT M. 1971 A.F. demagnetization of viscous remanent magnetization in rocks. J. Geophys., 47, 471-485.
- BIRCH F.S. 1979 Magnetic fabric of the Exeter pluton, New Hampshire. J. Geophys. Res., 84, 1129-1137.
- BOBIER C. et GUILLAUME A. 1966 Resultats d'études préliminaires sur le magnétisme des roches eruptives des abords du Monte Besimavda (Piemont) C.R. Acad. Sci. Paris, D, 263, 1367-1370.
- BONHOMME M., BUFFIERE J.M., MICHEL R., PHILIBERT J., ROQUES M. et VIALETTE Y. 1963 Age absolu du granite du massif du Rochail (secteur nord-ouest du massif du Pelvoux, Isère). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 256, 2649-2651.
- BORNUAT M. 1962 Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 38, 145-203.
- BORSI S., FERRARA G. et TONGIORGI E. 1966 Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion. Earth Planet. Sci. Letters, 1, 55-57.
- BORSI S., DEL MORO A. et FERRARA G. 1972 Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige) Boll. Soc. Geol. Ital., 91, 382-406.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. et ZIRPOLI G. 1978a On the age of the periadriatic Rensen massif (Eastern Alps). Neu. Jb. Geol. Paläontol. Mh., 5, 267-272.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. et ZIRPOLI G. 1978b On the age of the Vedrette di Ries (Riesenferner) massif and its geodynamic significance. Geol. Rundschau, 68.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. et ZIRPOLI G. 1978c New geopetrologic and radiometric data on the alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern window (Eastern Alps). Mem. Sci. Geol. Padova, 32, 1-20.
- BOSSERT A. 1973 Etude paléomagnétique des formations crétacées de l'atlas de Beni Mellal (Maroc). Dipl. Ing. Geophys. Strasbourg.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M. et VIALON P. 1976 L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclogae geol. Helv., 69, 509-519.

- BROWN H.C., KHAN M.A. et STACEY F.D. 1964 A search for flow structure in columnar basalt using magnetic anisotropy measurements. Paleophysics, 57, n° 1.
- BUCHER-NURMINEN K. 1977 Die Beziehung zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus im Gebiet der Bergeller Alpen. Schweiz Mineral. Petro. Mitt., 57, 413-434.
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. 1978 Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam., 20, 307-322.
- CALLEGARI E. et DAL PIAZ Bb. 1973 Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy). Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 29, 1-39.
- CHANNELL J.E.T., LOWRIE W., MEDIZZA F. et ALVAREZ W. 1978 Paleomagnetism and tectonics in Umbria, Italy. Earth Planet. Sci. Letters, 39, 199-210.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. 1964 Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 44, 43-60.
- CHLUPACOVA M., HROUDA F., JANAK F. et REJL L. 1975 The fabric, genesis and relative age relations of the granitic rocks of the Cista-Jesenice massif (Czechoslovakia) as studied by magnetic anisotropy. Gerlands Beitr. Geophys., 84, 487-500.
- COMES J. 1975 Tectonique alpine de la zone Sesia en Val d'Aoste (Italie). Thèse de 3ème cycle, Montpellier, 111pp.
- CONDLIFFE E. et MOTTANA A. 1975 Studio sperimentale del "Serizzo" a moderate pressioni (Nota preliminare). Rend. Soc. Ital. Mineral Petrol., 30, 919-930.
- CONDLIFFE E. et MOTTANA A. 1976 Esperimenti nel ghiandone del Massiccio Val Masino-Val Bregaglia tra 1 e 3 kBP (H₂O). Rend. Soc. Ital. Mineral Petrol., 32, 71-81.
- CORON S., DESVIGNES G. et GUILLAUME A. 1977 Ondulations du géoïde dans l'orogène alpin entre l'Europe et l'Inde. Mem. BRGM, 91, 27-34.
- COX A. et DOELL R.R. 1960 Review of paleomagnetism. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 645-768.
- CRESPI R. et SCHIAVINATO G. 1966 Osservazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Masino-Val Bregaglia. Rend. Soc. Mineral Ital., 22, 27-57.
- DAL PIAZ Gb. 1934 Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 10, 242pp.
- DAL PIAZ GV., GOSSO G. et MARTINOTTI G. 1971 La II Zona diorito-kinzigitica tra la Val Sesia e la Valle d'Ayas. Mem. Soc. Geol. Ital., 10, 257-276.
- DAL PIAZ GV., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. 1972 La zone Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica dell'Alpi nord-occidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 433-466.
- DALY L. 1959 Sur l'anisotropie magnétique dans les roches déformées et la nature de leur aimantation rémanente. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 248, 2614-2616.
- DALY L. 1970 Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Nature de leur aimantation naturelle. Détermination de leur anisotropie magnétique et application à l'analyse structurale. Thèse, Paris, 340pp.
- DALY L. 1978 Des aimantations partielles aux aimantations superposées ; espoirs et difficultés. Coll. E. Thellier, Paris, 15 juin 1978.

- DALY L. et FORMONT R. 1969 Détermination des faibles anisotropies magnétiques des roches et autres matériaux par la méthode du pendule de torsion. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 268, 473-476.
- DALY L. et POZZI J.P. 1977 Détermination d'un nouveau pôle paléomagnétique africain sur des formations cambriennes du Maroc. Earth Planet. Sci. Letters, 34, 264-272.
- DALY L. et ZINSSER H. 1973 Etude comparative des anisotropies de susceptibilité et d'aimantation rémanente isotherme. Conséquences pour l'analyse structurale et le paléomagnétisme. Ann. Geophys., 29, 189-200.
- DEBELMAS J. 1958 Contribution à l'étude de la zone briançonnaise au Sud de Briançon (Hautes Alpes) : les montagnes entre Guil et Cristillan. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 257, 173-186.
- DEBELMAS J. 1975 Les Alpes et la théorie des plaques. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam., 17, 195-208.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J. 1973 Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3180.
- DRESCHER-KADEN F.K. et STORZ M. 1926 Ergebnisse petrographisch-tektonischen Untersuchungen im Bergeller Granit. Neu Jb. Miner., 54 A, 284-291.
- DRESCHER-KADEN F.K. 1940 Beiträge zur Kenntnis der Migmatit und Assimilationbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen : Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie Erde, 12, 304-417.
- DUNLOP D.J. 1969 Preisach diagrams and remanent properties of interacting monodomains grains. Philosophical Magaz., 19, n° 58, 369.
- ELLWOOD B.B. 1978 Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. Earth Planet. Sci. Letters, 41, 254-264.
- ERNST W.G. 1971 Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contrib. Miner. Petrol. 34, 43-59.
- FABRE J. 1958 Contribution à l'étude de la zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mem. BRGM, 315pp.
- FERRARA G. 1962 Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta di rocce intrusive del massiccio dell'Adamello. Atti. Soc. Toscana Sci. Nat., S.A., II, 1-11.
- FIORENTINI-POTENZA M. 1959 Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone "sienitico" di Biella (Valle del Cervo). Rend. Soc. Mineral Ital., 15, 89-131.
- FISHER R. 1953 Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. Astron., 217 A, 295-305.
- FÖRSTER H., SOFFEL H. et ZINSSER H. 1975 Palaeomagnetism of rocks from the eastern Alps from North and South of the Insubrian Line. Neu Jb. Geol. Paläontol. Abh., 149, 112-127.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. et NIGGLI E. 1974 Alpine metamorphism of the Alps : a review. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt., 54, 247-291.
- FRISCH W. 1979 Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60, 121-139.
- FRITZ C. 1975 La linea di Val Racines e i suoi rapporti con la linea della Pusteria (Alto Adige). Bull. Soc. Geol. Ital., 94, 1071-1078.
- FUCUGAUCHI J.U. 1979 Variation of magnetic susceptibility anisotropy versus temperature. Thermal cleaning for magnetic anisotropy studies ? EOS., 60, n° 32, 570.

- FULLER M.D. 1963 Magnetic anisotropy and paleomagnetism. J. Geophys. Res. 68, 293-309.
- GAIBAR-PUERTAS C. 1953 Varacion secular del campo geomagnetico. Observ. Del Elso, Mem. 11.
- GIDON M. 1962 La zone briançonnaise en Haute Ubaye et son prolongement au Sud-Est. Mem. Carte Geol. Fr.
- GIDON M. 1979 Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 288, 803-806.
- GIDON M., PAIRIS J.L. et APRAHAMIAN J. 1976 Le lineament d'Aspres les Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 282, 271-274.
- GIGNOUX M. et MORET L. 1937 Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 21, 1-296.
- GLANGEAUD L. 1949 Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. Ann. Soc. Geol. Belg., 73, 57-94.
- GLANGEAUD L. 1951 Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Geol. Fr., 6, 735-762.
- GOGUEL J. 1963 L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. Geol. Fr., S.7, 20-33.
- GRAHAM J.W. 1954 Magnetic susceptibility anisotropy : an unexploited element of petrofabric. Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1257-1258.
- GRAHAM R.H. 1958 Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. Proc. Geol. Ass., 89, 125-142.
- GRANAR L. 1958 Magnetic measurements on swedish varved sediments. Ark. Geofys. Sverige, 3, n°1, 1-40.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. 1973 Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledune, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle, Grenoble.
- GRUPPO DI GEOLOGIA SPAZIALE PER IL SETTORE ALPINO 1978 Studio dei lineamenti nelle immagini da satellite in un settore campione dell'arco alpino. Boll. Geodesia. Sci. Affini, 1, p. 13-43.
- GUILLAUME A. 1967 Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. Thèse, Paris.
- GUILLAUME A. 1974 Nouvelles mesures de pesanteur dans les Alpes centro-orientales. Conséquences géologiques. CR. Acad. Sci. Paris, 278, D, 2593-2595.
- GUILLAUME A. 1978 La ligne du Tonale (Alpes centrales et orientales) : sens de décrochement et prolongements. Tectonophysics, 48, T7 à T14.
- GUILLAUME A. 1979 Tectonophysics of the western Alps. Trav. Lab. tectonophysique, Paris, CRE 79/12.
- GULSON B.L. 1973 Age relations in the Bergell region of the south east swiss Alps with some geochemical comparisons. Eclogae geol. Helv., 66, 293-313.
- GULSON B.L. et KROGH T.E. 1973 Old lead components in the young Bergell massif, south east Swiss Alps. Contrib. Mineral Petrol. 40, 239-252.
- GUPTA R.P. 1977 Delineation of active faulting and some tectonic interpretations in the Munich-Milan section of the Eastern Alps - use of Landsat 1 and 2 imagery. Tectonophysics, 38, 297-315.

- GYR T. 1967 Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. Diss. ETH Zürich, 125 pp.
- HALVORSEN E. 1974 The magnetic fabric of some dolerite intrusions, northeast Spitsbergen : implications for their mode of emplacement. Earth Planet Sci. Letters, 21, 127-133.
- HANNY R., GRAUERT B. et SOPTRAJANOVA G. 1975 Paleozoic migmatites affected by high grade tertiary metamorphism in the central Alps (Valle Bodengo, Italy). A geochronological study. Contrib. Mineral. Petrol, 51, 173-196.
- HARGRAVES R.B. 1959 Magnetic anisotropy and remanent magnetism in Hematite from ore deposits at Allard Lake, Quebec. J. Geophys. Res., 64, 1565-1578.
- HAMILTON N. 1963 Susceptibility anisotropy measurements on Silurian siltstones. Nature, 197, 170-171.
- HAMILTON N. 1964 Laboratory redeposition studies an appraisal of apparatus and technique. Methods in palaeomagnetism, Elsevier Publis., Amsterdam, 596-603.
- HAMILTON N. et REES A.I. 1970 The use of magnetic fabric in palaeocurrent estimation. Palaeogeophysics, Acad. Press, 445-464.
- HAMILTON N. et REES A.I. 1971 The anisotropy of magnetic susceptibility of the Franciscan rocks of the Diablo Range, Central California. Geol. Rundschau, 60, 1103-1124.
- HEINIGER C. 1979 Palaeomagnetic and rockmagnetic properties of the Permian volcanics in the western southern Alps. J. Geophys., 46, 397-411.
- HEINIGER C. et HELLER F. 1973 Some new paleomagnetic data from the southern Alps. European Geophys. Soc. Meeting, Zürich.
- HELLER F. 1971 Remanent magnetization of the Bergell granite. J. Geophys. 37, 557-571.
- HELLER F. 1972 Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebietes (Nördlicher Bergeller Massiv). Beitr. Geol. Schweiz. Geophys., 14, 66 pp.
- HELLER F. 1973 Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzerland). Earth. Planet. Sci. Letters, 20, 180-188.
- HELLER F. 1977a Palaeomagnetism of upper Jurassic limestones from southern Germany. J. Geophys., 42, 475-488.
- HELLER F. 1977b Palaeomagnetic data from the Western Lepontine area (Central Alps). Schweiz Mineral. Petrog. Mitt., 57, 135-143.
- HELLER F. et CHANNELL J.E.T. 1979 Palaeomagnetism of upper Cretaceous limestones from the Münster basin, Germany. J. Geophys., 46, 413-427.
- HELLER F. et SCHMID R. 1974 Paläomagnetische Untersuchungen in der Zone Ivrea-Verbanò (Prov. Novara, Norditalien) : Vorläufige Ergebnisse. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 54, 229-242.
- HENRY B. 1971 Contribution à l'étude structurale du Dôme de Barrot : Micro-tectonique, Anisotropie de susceptibilité magnétique et Paléomagnétisme. Thèse de 3ème cycle, Paris.
- HENRY B. 1973 Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dôme de Barrot (France) : Paleotectonic and paleosedimentological implications. Tectonophysics, 17, 61-72.

- HENRY B. 1974a Sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique du granite récent de Novate (Italie du Nord). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 278, 1171-1174.
- HENRY B. 1974b Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique des filons aplitiques et pegmatitiques récents du massif du Bergell (frontière italo-suisse). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 279, 385-388.
- HENRY B. 1975 Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique du massif tonalitique des Riesenferner-Vedrette di Ries (frontière italo-autrichienne). Tectonophysics, 27, 155-165.
- HENRY B. 1976a Relations entre contraintes tectoniques et propriétés magnétiques des roches volcaniques permienes de la vallée du Guil (Briançonnais, Alpes françaises). Pure appl. Geophys., 114, 685-700.
- HENRY B. 1976b Sur les propriétés magnétiques de laves spilitiques peu déformées de la bordure ouest du Pelvoux. C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 11, 105-110.
- HENRY B. 1977a Relations entre déformations et propriétés magnétiques dans des roches volcaniques des Alpes françaises. Mem. BRGM., 91, 79-86.
- HENRY B. 1978b Magnetic susceptibility anisotropy and NRM studies in intrusive massifs along the periadriatic line : Adamello and Biella. 5th European Geophys. Soc. Meeting, Strasbourg.
- HENRY B. 1978d Sur l'anisotropie de susceptibilité magnétique des roches intrusives de l'Adamello (Italie du Nord). Trav. Lab. Tectonophysique, Paris, CRE 78/7
- HENRY B. et MEURISSE M. 1977 Mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique sur une ophite pyrénéenne : détermination du mode de mise en place. Mem. BRGM, 91, p. 457-463.
- HROUDA F. 1978 The magnetic fabric in some folds. Phys. Earth. Planet. Int. 17, 89-97.
- HROUDA F. et JANAK F. 1971 A study of the hematite fabric of some red sediments on the basis of their magnetic susceptibility anisotropy. Sediment. Geol., 6, 187-199.
- HROUDA F. et JANAK F. 1976 The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. Tectonophysics, 34, 135-148.
- HSÜ K.J. et SCHLANGER S.O. 1971 Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate tectonic. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 1207-1218.
- HUNZIKER J.C. et BEARTH P. 1969 Rb/Sr Alterbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterwerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. Eclogae geol. Helv., 62, 205-222.
- IRVING E. 1964 Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. Wiley, New York, 399 pp.
- ISING G. 1942 On magnetic properties of varved clay. Ark. Mat. Astron. Fysik, 29A, n° 5, 1-37.
- JÄGER E. 1973 Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Alterbestimmung. Eclogae geol. Helv., 66, 11-21.
- JÄGER E., NIGGLI E. et WENK E. 1967 Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralen Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 134, 67 pp.
- KARL F. 1959 Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusiv massive. Jb. Geol. Bund., 102, 1-192.
- KING R.F. 1966 The magnetic fabric of some Irish granites. Geol. J., 5, 43-66.

- KLIGFIELD R., LOWRIE W. et DALZIEL I.W.D. 1977 Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the sudbury basin, Ontario. Tectonophysics, 40, 287-308.
- KLIGFIELD R., PFIFFNER A. et LOWRIE W. 1979 Strain and magnetic susceptibility anisotropy of Fe-rich oolitic limestones in folds from the central swiss Alps. EOS, 60, n° 32, 571.
- KNEEN S.J. 1976 The relationship between the magnetic and strain fabrics of some haematite-bearing welsh slates. Earth. Planet. Sci. Letters, 31, 413-416.
- KODAMA K.P. et COX A. 1978 The effects of a constant volume deformation on the magnetization of an artificial sediment. Earth Planet. Sci. Letters 38, 436-442.
- KROPACEK V. 1976 Changes of the magnetic susceptibility and its anisotropy of basalts by oxidation of titanomagnetite. Studia geophys. Geod., 20, 178-185.
- KRS M. 1977 Palaeomagnetism and palaeoplate tectonics of the Eurasian continent. XXIIème Int. Geophys. Symp., Prague.
- KRUMMENACHER D., BORDET P. et LE FORT P. 1965 Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques géochronométriques. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 45, 855-874.
- KRUMMENACHER J.D. et EVERDINGEN J.F. 1960 Détermination d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 40, 267-277.
- LAMEYRE J. 1958 La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 34, 83-152.
- LANZA R. 1977 Paleomagnetic data from the andesitic and lamprophyric dikes of the Sesia-Lanzo Zone (western Alps). Schweiz Mineral. Petrog. Mitt. 57, 281-290.
- LANZA R. 1979 Palaeomagnetic data of the andesitic cover of the Sesia-Lanzo zone (western Alps). Geol. Rundschau, 68, 83-92.
- LAUBSCHER H. 1971 The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinoplastic implications. Amer. J. Sci. 271, 193-226.
- LE FORT P. 1973 Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Sci. Terre, Nancy, 25, 373 pp.
- LE FORT P., BARBIERI A., GILOT C., LACOMBE J.C., PECHER A. et VIALON P. 1969 De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 268, 2392-2395.
- LONCHAMPT D. 1961 Sur la présence de Houiller dans l'unité inférieure des nappes du Guil (Hautes Alpes). C.R. Acad. Sci. Paris, D, 253, 154.
- MARRE J. 1973 Le complexe éruptif de Quérigut : pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse Univ. Toulouse, 536 pages.
- MARTINI J. 1972 Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 52, 257-275.
- MATTAUER M. 1973 Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman, Paris.
- MAURITSCH H.J. et FRISCH W. 1978 Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. J. Geophys., 44, 623-637.
- MELLONI 1853 Aimantation des laves du Vesuve. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 37, 229 et 966.

- MENARD G. 1979 Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 178pp.
- MICHEL R. et LONCHAMPT D. 1963 Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes Alpes). C.R. 88ème Congrès Nation. Soc. Sav. Clermont, 131-141.
- MILNES A.G. 1974 Structure of the Pennine Zone (Central Alps) : a new working hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1727-1732.
- MOREL A L'HUISSIER P. 1976 Etude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique des granites hercyniens de la vallée du Golo (Corse). Dipl. Etude Approf. Montpellier, 47 pp.
- MORGANTE S. 1974 Il massiccio granitico di Bressanone (Alto Adige). Mem. Museo Triden. Sci. Nat., 20, 67-151.
- MOTICKSKA P. 1970 Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 50, 355-443.
- MÜLLER F.C. 1912 Die Erzlagerstätten von Traversella in Piemont. Z. Prakt. Geol., 20, 209-240.
- NAPOLEONE G., CHELI P., COREZZI S., HELLER F. et PREMOLI SILVA I. 1979 Lower tertiary magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. EOS., 60, 569.
- NEEL L. 1949 Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec application aux terres cuites. Ann. Geophys., 5, 99-136.
- NEEL L. 1955 Some theoretical aspects of rock magnetism. Advan. Phys. 4, 191-242.
- NICKEL E., KOCK H. et NUNGASSER W. 1967 Modelversuche zur Fließregelung in Graniten. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt., 47, 395-497.
- NOLLAU G. 1974 Petrographische und tektonische Untersuchungen am periadriatischen Rensengranit in Südtirol. Erlange geol. Abh., 98, 92 pp.
- NOVARESE V. 1943 Il sistema eruttivo Traversella-Biella. Mem. Descript. Carta Geol. Ital., 27, 1-90.
- NYE J.F. 1961 Propriétés physiques des cristaux. Ed. Dunod, Paris.
- OSIPOV Y.B. et SOKOLOV B.A. 1972 Quantitative characteristics of clays fabrics using the method of magnetic anisotropy. Bull. Ass. Internat. Geol. Ingenieur, 5, 23-38.
- OWENS W.H. 1974 Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. Tectonophysics, 24, 115-131.
- OXBURGH E.R. 1972 Flake tectonics and continental collision. Nature, 239, 202-204.
- OZIMA M. 1980 Effets of a plastic deformation on the remanent magnetization of a Cu-Co alloy. Earth. Planet. Sci. Letters, 47, 121-123.
- PARK J.K. 1975 Acid leaching of red beds, and its application to the relative stability of the red and black magnetic components. Canad. J. Earth. Sci., 7, 1086-1092.
- PECHER A. et VIALON P. 1974 Métamorphisme, clivage schisteux, spilites et dérivés dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut Dauphiné et de leur couverture. Bull. Soc. Geol. Fr., 16, 266-268.
- PIANTONE P. et VATIN-PERIGNON N. 1979 Les roches intrusives du Houiller de la zone briançonnaise entre Guisane et Clarée. Première approche. 7ème Réunion Annuelle Sci. Terre, Lyon, 366.
- POTY B. 1969 La croissance des cristaux de quartz dans les filons de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc. Sci. Terre, Nancy, 17, 162 pp.

- POTY B., STALDER H.A. et WEISBROD A. 1974 Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 54, 717-752.
- POUPINET G. 1976 Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques. Bull. Soc. Géol. Fr., 18, 1073-1076.
- POZZI J.P. 1973 Effets de pression en magnétisme des roches. Thèse Paris 190pp.
- PUCHER R. et MORTEANI G. 1978 Review of the paleomagnetic data of the Alps. Alpes, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 29-32.
- PUCHER R., MORTEANI G. et FROMM K. 1976 Palaeomagnetic investigation of variscite and alpidic samples of the Adamello, Southern Alps. 3rd European Geophys. Soc. Meeting, Amsterdam.
- PUCHER R., MORTEANI G. et FROMM K. 1978 Paleomagnetic study of the Adamello region (Southern Alps). Alpes, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 118-120.
- RAMSAY J.G. 1967 Folding and fracturing of rocks. Mac. Graw-Hill, New York.
- RATHORE J.S. 1979 Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate belt of north Wales and correlation with strain. Tectonophysics, 53, 83-97.
- RATHORE J.S. et HEINZ H. 1979 Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der "Periadriatischen Naht" (Insubrische Linie, Pusterer Linie) in der Umgebung von Maultal (Südtirol). Geol. Rundschau, 68, 707-720.
- REES A.I. 1961 The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. G.B., 5, 235-251.
- REES A.I. et FREDERICK D. 1974 The magnetic fabric of samples from the deep sea drilling project, Legs I-VI. J. Sediment. Petrol., 44, 655-662.
- RICHARDSON D., CONDLIFFE E. et MOTTANA A. 1976 Caratteri petrochimici del Massiccio Val Masino-Val Bregaglia (Alpi centrali). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 32, 83-96.
- RICOUR J. 1960 Contribution à une révision du Trias français. Mem. Serv. Carte Geol. Fr., 471 pp.
- RIMBERT F. 1958 Contribution à l'étude de l'action des champs magnétiques alternatifs sur les aimantations naturelles des roches. Thèse Paris.
- ROCHE A. et WESTPHAL M. 1969 Sur la direction d'aimantation des roches volcaniques permienes de la vallée du Guil. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 7, 239-241.
- ROD E. 1977 Northward subduction and the emplacement of the ophiolite belts of the central Alps : a working hypothesis. Eclogae geol. Helv., 70, 237-242.
- ROTHER K. et WIEGANG F. 1975 Zur Interpretation paläomagnetischer Daten von Europa. Gerlands Beitr. Geophys., 84, 179-214.
- ROY J.L. et PARK J.K. 1974 The magnetization process of certain red beds : Vector analysis of chemical and thermal results. Canad. J. Earth. Sci., 11, 437-471.
- SALOT P. 1973 Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Repartition et signification. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 276, 3081-3084.
- SALOT P. 1978 Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse, Orsay, 183p.
- SALOMON W. 1908 Die Adamellogruppe. Abh. Geol. Reichsanst. XXI, 1-603.

- SASSI F.P. et ZANFERRARI A. 1971 Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbrück (Tirolo Orientale, Austria). Studi Trentini Sci. Nat., 48, 271-281.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. et ZIRPOLI G. 1974 Some considerations on the south alpine basement of the eastern Alps. Neu. Jb. Geol. Paläontol. Mh., 10, 609-624.
- SASSI F.P., BORSI S., DEL MORO A., ZANFERRARI A. et ZIRPOLI G. 1978 Contribution to the geodynamic interpretations in the Eastern Alps. Alpes, Apennines, Hellenides. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 154-160.
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. et ZINGG A. 1974 Paleobotanical and geochronological evidence of the Alpine age of the metamorphism in the Sesia zone. Geol. Rundschau, 63, 305-326.
- SCHIAVINATO G. 1972 Plutonismo e vulcanismo sul versante italiano delle Alpi centrali ed orientali. Lincei. Rend. Sci. fis. mat. Nat., 52, 523-538.
- SCHOTT J.J. 1976 Etude paléomagnétique des sédiments permians de l'Argentera Mercantour. Thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 176 pp.
- SCRIBA H. et HELLER F. 1978 Measurements of anisotropy of magnetic susceptibility using inductive magnetometer. J. Geophys., 44, 341-352.
- SEMENZA E. 1974 La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica. Mem. Soc. Geol. Ital., 13, 187-226.
- SICHLER B. et AUFFRET G.A. 1979 L'anisotropie de susceptibilité magnétique des sédiments : un outil pour l'étude des paléocourants. 7ème Réunion Annuelle Sci. Terre, Lyon.
- SOFFEL H. 1975 The palaeomagnetism of the permian effusives near St Anton, Vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. Neu Jb. Geol. Paläontol. Mh., 6, 375-384.
- SOFFEL H. 1978a Review of palaeomagnetic data from Italy and adjacent areas. Alpes, Apennines, Hellenides, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 23-29.
- SOFFEL H. 1978b Reinterpretation of paleomagnetism of the Colli Euganei and Monti Lessini (Italy). J. Geophys., 45, 35-39.
- SOFFEL H. 1979 Palaeomagnetism of early triassic red sandstones from the Northern Calcareous Alps. EOS, 60, 573.
- STACEY F.D., JOPLIN G. et LINDSAY J. 1960 Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from South-East Australia. Geophys. Pura. Applic., 47, 30-40.
- STAUB R. 1958 Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 103, 184 pp.
- SYMONS D.T.A. 1967 The magnetic and petrologic properties of a basalt column. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 12, 473-490.
- THELLIER E. 1938 Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Ann. Inst. Phys. Globe, Paris, 16, 157-302.
- THELLIER E. et RIMBERT F. 1954 Sur l'analyse d'aimantation fossiles par action des champs magnétiques alternatifs. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 239, 1399-1401.
- TISSOT B. 1956 Etude géologique des massifs su Grand Galibier et des Cerces. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 22, 11-193.
- TOBI A.C. 1959 Petrographical and geological investigation in the Merdaret Lac Crop region (Belledone massif, France). Leidse geol. Meded., 24, 181-281.

- TROMMSDORFF V. et EVANS B.W. 1972 Progressive metamorphism of Antigorite Schists in the Bergell Tonalite aureole. Am. J. Sci. 272, 423-437.
- TRUMPY R. 1973 The timing of orogenic events in the central Alps. Gravity and Tectonics, Wiley ed., 229-251.
- TRUMPY R. 1977 The Engadine line : a sinistral wrench fault in the central Alps. Mem. Geol. Soc. China, 2, 1-12.
- VANDENGERG J. et WONDERS A.A.H. 1976 Paleomagnetic evidence of large fault displacement around the Po-basin. Tectonophys., 33, 301-320.
- VAN DEN ENDE C. 1977 Palaeomagnetism of permian red beds of the Dôme de Barrot (S. France). Thèse, Utrecht, 171 pp.
- VAN DER VOO R. et KLOOTWIJK C.T. 1972 Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite, with special reference to the anisotropy of its susceptibility. Geol. Mijnbouw, 51, 609-617.
- VAN DER VOO R. et ZIJDERVELD J.D.A. 1969 Paleomagnetism in the western mediterranean area. Verh. kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., 26, 121-138.
- VIALON P. 1974 Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 54, 663-690.
- VIALON P. et RUHLAND M. et GROLIER J. 1976 Elements de tectonique analytique. Masson. Paris.
- VIOLAT C. 1972 Contribution à l'étude de l'anisotropie magnétique des roches volcaniques. Thèse 3ème Cycle, Paris, 87 pp.
- VIOLAT C. et DALY L. 1971 Anisotropie provoquée sur des roches volcaniques par action d'un champ alternatif. C.R. Acad. Sci. Paris, D 273, 158-161.
- VISONA D. 1977 Contributo alla conoscenza dell massiccio di Bressanone (Alpi orientali). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 33, 647-665.
- WAGNER G.A., MILLER D.S. et JÄGER E. 1979 Fission track-ages on apatite of Bergell rocks from Central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. Earth. Planet. Sci Letters, 45, 355-360.
- WEISS P. 1896 Recherche sur l'aimantation de la magnétite cristallinée. J. de Phys., 3ème série, 5, 435-453.
- WENK H.R. 1970 Geologische Beobachtungen im Bergell : 1 Gedanken zur Geologie des Bergeller Granits, Rückblick und Ausblick. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 50, 321-349.
- WENK H.R. 1973 The structure of the Bergell Alps. Eclogae Geol. Helv., 66, 255-291.
- WENK H.R., WENK E. et WALLACE J.H. 1974 Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 54, 507-554.
- WENK H.R., HSIAO J., FLOWERS G., WEIBEL M., AYRANCI B. et FEJER Z. 1977 A geochemical survey of granitic rocks in the Bergell Alps. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 57, 233-265.
- WESTPHAL M. 1973 Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France). Tectonophysics, 17, 323-335.
- WESTPHAL M. 1976 Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thèse Strasbourg.
- WHITE D.A., ROEDER D.H., NELSON T.H. et CROWELL J.C. 1970 Subduction. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3431-3432.

- WOZNIAK J. 1979 Quelques observations sur les relations structurales entre le massif de Lanzo et le massif de Sesia. C.R. Acad. Sci. Paris, D, 289, 457-460.
- ZIJDERVELD J.D.A. 1975 Paleomagnetism of the Esterel rocks. Thèse Utrecht, 199 pp.
- ZIJDERVELD J.D.A. et VAN DER VOO R. 1973 Paleomagnetism in the mediterranean area. Implications of continental drift to the earth sciences, New York, Acad. Press, 1, 133-161.
- ZIRPOLI G. 1969 La massa intrusiva di Monte Alto (Alto Adige). Atti e Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. ed. Arti, 82, 5-31.