



HAL
open science

Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central

Jean-Yves Talbot

► **To cite this version:**

Jean-Yves Talbot. Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2003. Français. NNT : . tel-00005395

HAL Id: tel-00005395

<https://theses.hal.science/tel-00005395>

Submitted on 19 Mar 2004

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

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



THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Ecole doctorale : Sciences et Technologies
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Géologie structurale et Géophysique

par

TALBOT Jean-Yves

**Apport des études ASM et gravimétriques
des plutons cévenols à la caractérisation structurale
de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central**

Soutenue le 27 Novembre 2003 devant le jury composé de :

M. Philippe ROSSI	Ingénieur BRGM, Orléans	Président
M. Jean-Luc BOUCHEZ	Professeur, Université de Toulouse III	Rapporteur
M. Michel DIAMENT	Physicien, IPG Paris	Rapporteur
M. Michel FAURE	Professeur, Université d'Orléans	Directeur de thèse
M. Yan CHEN	Maître de Conférences, Université d'Orléans	Examineur
M. Pierre ROCHETTE	Professeur, Université d'Aix-Marseille III	Examineur

REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse a été réalisé au sein de l'UMR 6113 "Institut des Sciences de la Terre d'Orléans" placé sous la direction de Madame Elisabeth Vergès que je remercie de m'avoir accueillie dans son laboratoire.

En premier lieu, je tiens à exprimer ma gratitude à Messieurs Michel Faure et Yan Chen pour m'avoir fait confiance depuis la Maîtrise. Tout au long de ces années de labeur, ils ont toujours été très disponibles et leurs conseils m'ont été très précieux.

Mes remerciements vont également à Messieurs Jean-Luc Bouchez et Michel Diament qui ont accepté de rapporter ce travail. Par ailleurs, les mesures gravimétriques ont été réalisées grâce aux gravimètres que Michel Diament a bien voulu nous prêter. Qu'il en soit remercié chaleureusement.

Je suis très reconnaissant envers les autres membres du jury, Messieurs Pierre Rochette et Philippe Rossi, qui ont bien voulu examiner ce travail. Monsieur Philippe Rossi a également soutenu financièrement mes travaux par l'intermédiaire d'un levé partiel d'une carte géologique à 1/50000 sur le granite de la Margeride pour le BRGM. En outre, certaines parties de thèse entre dans le cadre de feu le programme "GéoFrance 3D". Là aussi, je remercie dans son ensemble le BRGM pour son soutien financier.

Une thèse étant finalement un travail collectif, de nombreux intervenants m'ont aidé scientifiquement pendant toutes ces années.

Une nouvelle fois le BRGM tient une place de choix. Toute, la partie gravimétrie de cette thèse a pu voir le jour grâce à Guillaume Martelet. Que cela soit sur le terrain au début de la campagne gravi ou dans son bureau pour le traitement des données, son aide, son expérience et sa bonne humeur ont été précieuses. Merci aussi à Gabriel Courrioux de s'être replongé dans ces modélisations 3D du Mont-Lozère et recalculer un nouveau modèle prenant en compte les résultats ASM. Les mesures de densité sur échantillon de roche pour les modèles gravi de la Margeride ont également été effectuées au BRGM. Je remercie Messieurs Hubert Haas et Gérard Hugues d'avoir mis à ma disposition le matériel nécessaire à ces mesures. Gérard Hugues intervenant aussi au labo de Magnétisme des Roches, ses coups de main techniques ont été appréciés.

Je tiens à remercier Bernard Henry et Maxime Le Goff qui m'ont permis d'utiliser les équipements de leur Laboratoire de Paléomagnétisme de Saint-Maur pour les mesures d'hystérésis.

Les lames-minces ont été réalisées par nos litholamelleurs de choc Gabriel Badin et Sylvain Janiec.

Les observations au MEB se sont faites grâce à Madame Annick Genty à l'ESEM. Bien que je l'aie peu côtoyé, ses grandes compétences sur cet appareil m'ont tout de suite frappé et les résultats ont été promptement acquis grâce à son aide.

Parmi tous les intervenants directs dans mon travail, un tient une place à part. Je veux bien sûr parler de Sébastien Nomade. Non seulement il a accepté de réaliser les datations

Ar/Ar de cette thèse dans son nouvel antre à Berkeley. Mais, il fut aussi le premier thésard avec qui j'ai eu des contacts au début de toutes ces années de recherche. Seb, pour toutes les heures passer ensemble au labo de magnétisme des roches, nos discussions, les gratons, ..., et en plus les datations, je te suis extrêmement reconnaissant.

Plusieurs enseignants-chercheurs, chercheurs, techniciens et personnels administratifs ont apporté diverses « choses » à cette thèse que cela soit le fait de discussions scientifiques, pour la paperasse ou pour l'ambiance générale au labo. Un merci donc à Laurent Arbaret, Nicole Le Breton, Olivier Monod, Yannick Branquet, Luc Barbanson, Dominique I (Cluzel) et II (Panis pour les diffractions de rayons X), Alain Chauvet, Jean-Louis Bourdier, Gilles Drouet, Chantal Le Coq, Catherine Leroy...

Je salue tous mes compagnons thésards et ex-thésards, avec en premier lieu, notre Dudu national qui au fond est l'âme des thésards de l'étage, mais aussi Seb et sa pipe, Carine, Stan (s'il n'existait pas, faudrait l'inventer), Ahmad, Julien (Oh là, là!! Zut alors), Eric, Stéphane (black clothes) Poupou, Eugène, Gaëtan, Jean-Claude, Johann (ça serait mieux s'il parlait un peu moins), Nathalie, Jérôme, Xavier, et notre orléanaise épisodique, mais également muse de Dudu et moi-même, Aude. J'espère n'avoir oublier personne.

Enfin, une pensée à ma famille, et tout particulièrement à ma mère sans qui ce travail aurait été tout autre. Je remercie aussi mes grands-parents, mon frerot d'informaticien et le nouveau membre de la famille, Marion.

A papa.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	13
I. PLACE DU MASSIF CENTRAL DANS L'OROGENE VARISQUE	19
I.1. Organisation de l'orogène varisque en Europe	21
I.1.1. La zone médiane et les sutures	21
I.1.2. La branche nord de l'orogène varisque	24
I.1.3. La branche sud de l'orogène varisque	26
I.2. Description et évolution de la chaîne varisque dans le Massif Central	26
I.2.1. Les unités lithotectoniques	27
I.2.1.1. <i>Les unités épizonales supérieures</i>	27
I.2.1.2. <i>L'Unité Supérieure des Gneiss</i>	27
I.2.1.3. <i>L'Unité Inférieure des Gneiss</i>	29
I.2.1.4. <i>L'Unité Para-autochtone</i>	29
I.2.1.5. <i>Les Unités Paléozoïques Méridionales</i>	29
I.2.2. Evolution géodynamique de la chaîne varisque dans le Massif Central	29
I.2.2.1. <i>Distension crustale et ouverture des domaines océaniques</i>	30
I.2.2.2. <i>La fermeture de l'Océan Galice-Massif Central et l'exhumation des roches de haute pression</i>	30
I.2.2.3. <i>Le système d'arc-arrière arc magmatique au Dévonien moyen</i>	31
I.2.2.4. <i>La collision continentale tournaisienne et l'évolution intra-continentale</i>	31
I.2.2.5. <i>L'extension tardi-orogénique syn- à post-collisionnelle</i>	33
(1) <i>L'extension NW-SE syn-collisionnelle au Viséen supérieur-Namurien</i>	33
(2) <i>L'extension NE-SW post-collisionnelle au Stéphano-Autunienne</i>	33
I.3. Le magmatisme granitique orogénique du Massif Central	35
II. LES METHODES MISES EN ŒUVRE	37
II.1. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)	39
II.1.1. Principes et fondements de l'ASM	39
II.1.2. Technique de prélèvement des échantillons	43
II.1.3. Mesures des échantillons	43
II.1.4. L'ASM dans les granites	44
II.1.4.1. <i>Les granites paramagnétiques</i>	44
II.1.4.2. <i>Les granites ferromagnétiques</i>	44
II.1.4.3. <i>Les granites à minéralogie magnétique mixte</i>	45
II.1.4.4. <i>Les caractéristiques des fabriques magnétiques des granites</i>	45
II.2. L'étude des microstructures	46
II.3. La gravimétrie	48
II.3.1. Théorie et méthodologie	48
II.3.1.1. <i>Rappels théoriques</i>	48
II.3.1.2. <i>Potentiel de pesanteur, géoïde et ellipsoïde de référence</i>	49
II.3.1.3. <i>Les anomalies gravimétriques</i>	51
II.3.2. La gravimétrie appliquée aux granites	52
II.4. Les études intégrées sur les granites	53
III. LE MASSIF GRANITIQUE DE LA MARGERIDE	55
III.1. Contexte géologique et présentation du pluton de la Margeride	57

III.1.1. Situation géographique et place du pluton dans son cadre géologique régional	57
III.1.2. Pétrographie du massif	60
III.1.2.1. <i>Le granite de la Margeride</i>	60
III.1.2.2. <i>Le granite de Chambon-le-Château</i>	63
III.1.2.3. <i>Le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier</i>	63
III.1.2.4. <i>Les leucogranites</i>	64
III.1.2.5. <i>Les autres formations magmatiques du pluton</i>	64
III.1.3. Structure et histoire de mise en place selon les données bibliographiques	65
III.2. Données géochronologiques antérieures et nouvelles	68
III.2.1. Données antérieures	68
III.2.2. Localisation et description des échantillons	70
III.2.3. Résultats	71
III.2.4. Discussion des résultats	73
III.3. Etude microstructurale du pluton	74
III.3.1. Microstructures du granite porphyroïde	74
III.3.1.1. <i>Typologie</i>	75
(1) Microstructure magmatique	75
(2) Microstructure de déformation modérée à l'état solide	75
(3) Microstructure de déformation intense à l'état solide	75
III.3.1.2. <i>Répartition géographique des différents types de microstructure</i>	77
III.3.2. Microstructures des granites à deux micas : Saint-Christophe-d'Allier et leucogranites	77
III.3.2.1. <i>Le granite de Saint-Christophe-d'Allier</i>	77
III.3.2.2. <i>Les leucogranites</i>	79
III.4. Etude ASM du massif granitique de la Margeride	80
III.4.1. Echantillonnage	80
III.4.2. Minéralogie magnétique	81
III.4.2.1. <i>Observations au microscope pétrographique</i>	81
III.4.2.2. <i>Diffraction des rayons X</i>	82
III.4.2.3. <i>Mesure de la susceptibilité magnétique moyenne et de l'aimantation rémanente naturelle</i>	83
III.4.2.4. <i>Thermomagnétisme</i>	83
III.4.2.5. <i>Observations au MEB</i>	85
III.4.2.6. <i>Courbe de mesure d'hystérésis magnétique</i>	88
III.4.2.7. <i>Conclusion de l'étude minéralogique</i>	88
III.4.3. Les paramètres scalaires de l'ASM	90
III.4.3.1. <i>Répartition géographique de la susceptibilité magnétique</i>	90
III.4.3.2. <i>Relations entre les différents paramètres scalaires</i>	92
(1) Le diagramme P'-T ou diagramme de Jelinek (1981)	92
(2) Les diagrammes P'-Km et T-Km	94
III.4.3.3. <i>Répartition géographique du degré d'anisotropie et du paramètre de forme</i>	94
III.4.4. Les fabriques magnétiques	96
III.5. Etude gravimétrique du massif de la Margeride	104
III.5.1. Données géophysiques existantes	104
III.5.2. Le levé sur la bordure orientale du massif de la Margeride	107
III.5.2.1. <i>Description du gravimètre utilisé</i>	107
III.5.2.2. <i>Le positionnement altimétrique et géographique</i>	107
III.5.2.3. <i>Rattachement de notre levé au réseau gravimétrique national</i>	108

III.5.2.4. <i>Caractéristique du levé</i>	108
III.5.3. Obtention de l'anomalie de Bouguer complète	109
III.5.3.1. <i>Les différentes corrections</i>	109
(1) Les corrections préalables et calcul de la pesanteur absolue	109
(2) La correction à l'air libre	109
(3) Les corrections de Bouguer	110
III.5.3.2. <i>L'anomalie de Bouguer complète</i>	111
III.5.4. Obtention de l'anomalie de Bouguer résiduelle	111
III.5.4.1. <i>L'anomalie régionale</i>	111
III.5.4.2. <i>L'anomalie de Bouguer résiduelle</i>	115
III.5.5. Modélisation 2D	118
III.5.5.1. <i>Détermination des densités des corps géologiques modélisés</i>	118
(1) Densités des différents terrains selon les études antérieures	118
(2) Méthodologie	120
(3) Résultats	120
III.5.5.2. <i>Caractéristiques des modélisations 2D</i>	123
(1) Choix et localisation des modélisations	123
(2) Contraintes a priori sur les modélisations	123
(3) Choix des densités des différentes formations modélisées	123
III.5.5.3. <i>Les modélisations 2D</i>	124
(1) Le modèle P1 de direction ESE-WNW	125
(2) Le modèle P2 de direction NE-SW	125
(3) Le modèle P3 de direction NE-SW	125
(4) Le modèle P4 de direction NE-SW	127
(5) Le modèle P5 de direction E-W	127
(6) Le modèle P6 de direction NW-SE	127
III.5.6. Synthèse et discussion des résultats de l'étude gravimétrique	130
III.6. Discussion d'un modèle de mise en place du massif de la Margeride	131
III.6.1. Synthèse des résultats	131
III.6.2. Proposition d'un modèle de mise en place	134
IV. ARCHITECTURE ET CONTEXTE DE MISE EN PLACE DES PLUTONS DES CEVENNES	139
IV.1. Contexte géologique des Cévennes	141
IV.1.1. Lithologie des séries	143
IV.1.2. Structuration des Cévennes	143
IV.1.3. Evolution tectono-métamorphique	145
IV.1.3.1. <i>La tectonique précoce de chevauchement</i>	145
IV.1.3.2. <i>La période de migmatitisation</i>	145
IV.1.3.3. <i>La tectonique extensive</i>	147
IV.2. Le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne	148
IV.2.1. Présentation du complexe granitique	148
IV.2.1.1. <i>Les différents faciès granitiques</i>	149
(1) Le faciès leucocrate à deux micas ou granite des Signaux	149
(2) Le faciès porphyroïde	149
IV.2.1.2. <i>Données géochronologiques et ordre de mise en place</i>	150
IV.2.1.3. <i>Structure et forme du pluton selon les études antérieures</i>	152
IV.2.2. Structure et forme tri-dimensionnelle du pluton	154
IV.2.2.1. <i>Etude minéralogique du complexe Mont-Lozère – Borne</i>	154

(1) Observation microscopique et diffraction des rayons X	154
(2) Susceptibilité magnétique et aimantation rémanente naturelle	154
(3) Thermomagnétisme	156
(4) Aimantation rémanente isothermique	156
(5) Courbes d'hystérèse magnétique	158
<i>IV.2.2.2. Un modèle de mise en place du complexe du Mont-Lozère – Borne</i>	159
Publication n°1 – J.-Y. Talbot, G. Martelet, G. Courrioux, Y. Chen, M. Faure.	
Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère-Borne granitic	
complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and	
gravity studies. Journal of Structural Geology, 26, 1, 11-28 (2004)	160
IV.3. Le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron	178
IV.3.1. Présentation du pluton	178
IV.3.1.1. Contexte géologique	178
IV.3.1.2. Pétrographie	178
IV.3.1.3. Relations avec l'encaissant	180
IV.3.2. Revue bibliographique des données sur la fabrique interne du pluton	181
IV.3.3. Etudes géochronologiques	184
IV.3.3.1. Résultats antérieurs	184
IV.3.3.2. Localisation et description des échantillons	184
IV.3.3.3. Résultats	186
IV.3.3.4. Discussion des résultats géochronologiques	186
IV.3.4. Etude ASM du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron et modèle	
de mise en place	187
Publication n°2 – J.-Y. Talbot, Y. Chen, M. Faure. Contrasted AMS fabrics	
in a granitic pluton and its microgranitic dyke swarm record regional	
extensional tectonics and magma flow.(en préparation)	188
V. SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS	219
V.1. La mise en place des plutons	221
V.2. Synthèse régionale	222
V.3. Perspectives	224
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	227
ANNEXES	245
Annexe I. Données ASM	247
Annexe II. Mesures gravimétriques sur le massif de la Margeride	261
Annexe III. Mesures radiochronologiques ⁴⁰Ar/³⁹Ar	275
Annexe IV. Publication sur l'ASM du pluton du Pont-de-Montvert – Borne	283
Publication n°3 – J.-Y. Talbot, Y. Chen, M. Faure, W. Lin. AMS study	
of the Pont-de-Montvert – Borne porphyritic granite pluton (French Massif	
Central) and its tectonic implications. Geophysical Journal International,	
140, 677-686 (2000)	285

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Fig. 0-1. Carte géologique du Sud-Est du Massif Central	17
---	----

CHAPITRE I

Fig. I-1. Disposition des continents et des chaînes paléozoïques péri-atlantiques au Permien inférieur (Matte, 1986)	22
Fig. I-2. Les massifs varisques dans leur cadre européen (Robardet et al., 1994)	22
Fig. I-3. Modèle d'évolution de la chaîne varisque d'Europe sur la transversale Ardennes-Massif Central (Matte, 1986)	23
Fig. I-4. Carte structurale schématique de la chaîne varisque d'Europe occidentale (Matte, 1991)	25
Fig. I-5. Carte schématique de la chaîne varisque d'Europe. Simplifié d'après Matte (1986), Franke (1989), Costa (1990)	25
Fig. I-6. Carte structurale du Massif Central (d'après Ledru et al., 1989)	28
Fig. I-7. Carte schématique des différents accidents décrochants et extensifs du Massif Central (Ledru et al., 1994)	32
Fig. I-8. Carte générale des structures extensives d'âge Carbonifère dans le Massif Central (Faure, 1995)	32
Fig. I-9. Evolution des directions d'extension dans la chaîne varisque d'Europe occidentale entre 330 et 260 Ma (Burg et al., 1994)	34

CHAPITRE II

Fig. II-1. Aimantation d'un corps par un champ magnétique externe et relation entre cette aimantation et ce champ faisant apparaître la susceptibilité magnétique	40
Fig. II-2. Relation entre l'aimantation et le champ magnétique pour les différents comportements magnétiques des solides (Bouchez, 2000)	40
Fig. II-3. Ellipsoïde de susceptibilité magnétique	40
Fig. II-4. Echantillonnage, préparation et principe de mesure des échantillons d'ASM (Bouchez, 1997)	40
Fig. II-5. Interaction magnétique entre des grains de magnétite à proximité l'un de l'autre (Bouchez, 2000)	40
Fig. II-6. Exemples de microstructure	47
Fig. II-7. Exemple de répartition de masses en profondeur et de leur influence sur la pesanteur (Dubois et Diament, 2001)	50
Fig. II-8. Relation entre ellipsoïde de référence et géoïde en mer et sur les continents (Dubois et Diament, 2001)	50
Fig. II-9. Exemple d'anomalie de Bouguer complète autour du massif de la Margeride	50

CHAPITRE III

Fig. III-1. Carte géologique du pluton granitique de la Margeride	58
Fig. III-2. Affleurements du massif de la Margeride	61
Fig. III-3. Les différents faciès du massif de la Margeride (d'après Couturié, 1979)	62
Fig. III-4. Variation de la composition minéralogique modale du granite de la Margeride en fonction de la teneur en biotite (Couturié, 1977)	62
Fig. III-5. Composition minéralogique modale dans le diagramme de Streckeisen du granite de la Margeride (Couturié, 1977)	62
Fig. III-6. Coupe schématique transversale du massif de la Margeride montrant les relations entre le granite et son encaissant (Faure et al., 2004 d'après de Goër de Hervé et al., 1994)	66
Fig. III-7. Modèle d'évolution du massif de la Margeride suivant Laboue (1982)	67
Fig. III-8. Carte des structures dans la partie orientale du massif de la Margeride (Feybesse et al., 1995)	67
Fig. III-9. Microphotographies de deux des échantillons datés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	71
Fig. III-10. Nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur le massif de la Margeride	72
Fig. III-11. Microstructures du granite porphyroïde	76
Fig. III-12. Répartition des différents types de microstructures du granite porphyroïde du massif de la Margeride	78
Fig. III-13. Microstructures des granites à deux micas	79
Fig. III-14. Spectres de diffraction de rayons X sur des échantillons de granite porphyroïde	82
Fig. III-15. Histogramme de susceptibilité magnétique des sites ASM	84
Fig. III-16. Histogramme d'aimantation rémanente naturelle sur certains spécimens d'ASM	84
Fig. III-17. Courbe de variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la température	86
Fig. III-18. Microphotographies au MEB d'échantillons de granite porphyroïde	87
Fig. III-19. Courbe d'hystérésis magnétique des différents types de granite du massif de la Margeride	89
Fig. III-20. Carte de susceptibilité moyenne, Km ($\times 10^{-6}$ SI), du granite porphyroïde	91
Fig. III-21. Diagrammes reliant les différents paramètres scalaires de l'ASM	93
Fig. III-22. Carte du paramètre d'anisotropie, P', du granite porphyroïde	95
Fig. III-23. Carte du paramètre de forme, T, du granite porphyroïde	97
Fig. III-24a. Carte des linéations magnétiques du massif granitique de la Margeride	99
Fig. III-24b. Carte des linéations magnétiques de la région orientale	100
Fig. III-25a. Carte des foliations magnétiques du massif granitique de la Margeride	101
Fig. III-25b. Carte des foliations magnétiques de la région orientale	102
Fig. III-26. Stéréogrammes des fabriques magnétiques	103
Fig. III-27. Carte des isocontours de l'anomalie de Bouguer complète du granite de la Margeride (Bayer et al., 1982 d'après Pétrequin, 1979)	105
Fig. III-28. Localisation et tracé des modèles gravimétriques à deux dimensions précédemment réalisés sur la Margeride. (a) Modèles de Pétrequin (1979), (b) modèles d'Aghshahi (1979) (Bayer et al., 1982)	105
Fig. III-29. Axes gravimétriques négatifs NE-SW du massif de la Margeride (Pétrequin, 1979)	106
Fig. III-30. Exemple d'une base gravimétrique du réseau CGF 65 utilisée lors de notre levé	106

Fig. III-31. Anomalie de Bouguer complète de la bordure orientale	112
Fig. III-32. Anomalie de Bouguer complète du massif de la Margeride	113
Fig. III-33. Anomalie de Bouguer régionale correspondant à un filtre passe-bas de type gaussien	114
Fig. III-34. Anomalie de Bouguer résiduelle de la bordure orientale	116
Fig. III-35. Anomalie de Bouguer résiduelle du massif de la Margeride	117
Fig. III-36. Mesure de densité sur 11 échantillons de granite porphyroïde en fonction de leur teneur en biotite (Aghshahi, 1979)	119
Fig. III-37. Histogrammes des densités pour les trois faciès du granite porphyroïde de la Margeride établies à partir des compositions modales de 138 échantillons (Aghshahi, 1979)	119
Fig. III-38. Densités d'échantillons d'encaissant du granite de la Margeride (Aghshahi, 1979)	119
Fig. III-39. Histogramme des densités pour (a) les granites et (b) l'encaissant métamorphique	122
Fig. III-40. Modèle gravimétrique direct le long du profil ESE-WNW à travers la Margeride	126
Fig. III-41. Modèles gravimétriques directs le long des profils sur la bordure orientale (P2 à P6)	128 à 130
Fig. III-42. Modèle de mise en place du massif granitique de la Margeride	135
Fig. III-43. Modèle de mise en place des plutons de Marcolès et du Veinazès (Olivier et Améglio, 2002)	137

CHAPITRE IV

Fig. IV-1. Carte structurale des Cévennes (Faure et al., 2001)	142
Fig. IV-2. Coupe schématique à travers les Cévennes (Faure et al., 2001)	144
Fig. IV-3. Carte microtectonique des Cévennes (Faure et al., 2001)	146
Fig. IV-4. Le complexe granitique du Mont-Lozère - Borne et ses différents faciès granitiques	148
Fig. IV-5. Différents âges obtenus sur le complexe granitique du Mont-Lozère - Borne (Faure et al., 2001)	151
Fig. IV-6. Données de l'analyse des sous-fabriques des mégacristaux de feldspaths potassiques dans le granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Fernandez, 1977)	153
Fig. IV-7. Carte structurale du granite du Pont-de-Montvert et bloc diagramme schématique montrant son extravasement vers l'Est (Faure et al., 1992)	153
Fig. IV-8. Spectres de diffraction des rayons X sur poudre de deux échantillons de granite porphyroïde provenant du massif de la Borne	155
Fig. IV-9. (a) et (b) Histogrammes de susceptibilité magnétique moyenne de chaque site ASM pour les faciès porphyroïde et des Signaux. (c) Histogramme d'aimantation rémanente naturelle pour quelques échantillons du granite du Pont-de-Montvert – Borne	155
Fig. IV-10. Courbes thermomagnétique représentative lors d'une chauffe à l'air libre	157
Fig. IV-11. Courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isothermique (ARI)	157
Fig. IV-12. Courbes d'hystérésis du moment magnétique en fonction du champ magnétique	158
Fig. IV-13. Carte géologique du pluton de l'Aigoual - Saint-Guiral - Liron et de son encaissant	179

Fig. IV-14. (a) Trajectoires des foliations, (b) bloc-diagramme du massif suivant l'hypothèse en synformes et antiformes (Oberlinkels, 1985)	182
Fig. IV-15. (a) Trajectoires des foliations, (b) bloc-diagramme et (c) coupe du massif suivant l'hypothèse des bulles de magma emboîtées (Oberlinkels, 1985)	182
Fig. IV-16. Structures du pluton selon Lucas (1993)	183
Fig. IV-17. Nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du pluton de l'Aigoual -Saint-Guiral – Liron	187

CHAPITRE V

Fig. V-1. Synthèse des linéations ASM sur l'ensemble des trois massifs granitiques Etudiés	223
--	-----

ANNEXES

Fig. A-1a. Carte des sites d'échantillonnage ASM du massif granitique de la Margeride	249
Fig. A-1b. Carte des sites d'échantillonnage ASM de la région orientale du massif granitique de la Margeride	250
Fig. A-2. Carte des sites d'échantillonnage ASM du complexe granitique du Mont-Lozère – Borne	251
Fig. A-3. Carte des sites d'échantillonnage ASM du pluton de l'Aigoual - Saint-Guiral – Liron	252

INTRODUCTION

La connaissance de la structure interne des plutons granitiques a fait d'important progrès ces vingt dernières années. Il a été démontré à plusieurs reprises et notamment dans les Pyrénées que cette structure interne pouvait apporter de précieuses indications cinématiques et chronologiques pour la compréhension des déformations d'échelle régionale (Gleizes et al., 1997). En effet, de nombreuses études ont montré que les fabriques internes des granites sont remarquablement homogènes (par exemple Bouchez, 2000). Par ailleurs, la concordance fréquente entre les fabriques internes des granites et les structures de leurs encaissants montrent que de nombreux plutons sont de nature syntectonique et peuvent être utilisés comme "marqueurs" de la déformation régionale (Gleizes et al., 1997 ; Benn et al., 2001). Or, les plutons granitiques sont des objets géologiques plus "faciles" à dater par radiochronologie que leur encaissant, surtout si celui-ci est de nature métamorphique. On voit donc que les fabriques des granites peuvent être d'un apport déterminant pour comprendre l'évolution tectonique d'une région.

Afin de déterminer la structure des granites, plusieurs méthodes peuvent être mises en œuvre, comme par exemple la mesure de la sous-fabrique des mégacristaux de feldspath potassique des granites porphyroïdes ou la morphologie des enclaves. Cependant, ces outils sont souvent fastidieux à appliquer et coûteux en temps. Par ailleurs, ces méthodes utilisent parfois des marqueurs de la déformation pouvant être assez rares à l'échelle d'un pluton comme par exemple les enclaves. Il est donc difficile avec ces divers outils d'avoir une image complète de la déformation interne d'un granite. Au contraire, la mesure de l'ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) s'est révélée être une méthode de caractérisation des fabriques très puissante. L'ASM est, en effet, rapide à mettre en œuvre, très précise et pouvant s'appliquer sur chaque affleurement. Par ailleurs, les travaux menés grâce à cette technique ont montré que des plutons dans lesquels aucune déformation ou orientation minérale préférentielle n'était visible à l'œil nu pouvaient posséder une anisotropie planaire ou linéaire et donc avoir enregistré des incréments de la déformation régionale. En outre, des mesures ASM sur différents types de faciès granitiques permettent de préciser les mécanismes d'acquisition des fabriques en relation avec la rhéologie du magma.

Les structures des granites apportent également certaines indications concernant la mise en place des plutons. Cependant, la connaissance de la forme tri-dimensionnelle des granites est un préalable presque nécessaire pour contraindre au mieux les mécanismes ayant conduit à la construction de la chambre magmatique et une étude gravimétrique est le meilleur moyen de préciser cette forme tri-dimensionnelle. Appliquée aux plutons, la gravimétrie permet principalement de déterminer la géométrie du plancher du massif granitique et de localiser les zones d'alimentation du réservoir magmatique. Le couplage des données ASM avec les résultats de mesures gravimétriques a déjà montré toute sa pertinence pour caractériser le mode de mise en place des granites (Améglio, 1998 ; Améglio et al., 1997).

La structure du Massif Central varisque commence à être assez bien appréhendée grâce aux différentes études structurales, pétrologiques et géochronologiques effectuées au cours des dernières décennies. Cependant, ces études ont principalement porté sur les terrains métamorphiques et beaucoup plus rarement sur les granites qui pourtant représentent près de la moitié de la superficie du Massif Central. Seuls les travaux de Jover (1986) sur les massifs du Guéret et du Millevaches, de Roig (1997) dans le Limousin et la synthèse sur le Velay (Ledru et al., 2001) plus quelques travaux plus locaux, ont tenté d'utiliser la structure des granites en vue de comprendre l'évolution géodynamique du Massif Central.

Les trois grands plutons granitiques tardi-varisques du Sud-Est du Massif Central, le granite de la Margeride, le complexe du Mont-Lozère – Borne et le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, sont des cibles de premier intérêt pour une étude structurale des granites par l'ASM couplée avec des données microstructurales et gravimétriques (Fig. 0-1). En effet, à l'échelle de l'affleurement, ces plutons montrent peu de déformation. De plus, ils ont déjà fait l'objet de travaux préliminaires dont les conclusions concernant leur forme tri-dimensionnelle et leur contexte tectonique de mise en place : post-tectonique, compressif, extensif, sont contradictoires. La détermination du contexte tectonique contemporain de leur mise en place tardi-orogénique pourrait aider à comprendre l'évolution géodynamique de ce segment de la chaîne varisque et en particulier à préciser la période et les modalités du passage d'une tectonique globalement compressive à la phase d'extension finale.

Enfin, d'un point de vue plus général, l'étude par ASM de plusieurs faciès granitiques : porphyroïde ou équigranulaire, à teneur en biotite variable et à texture grenue ou microgrenue comme le granite orienté de Saint-Christophe d'Allier ou les microgranites au Nord de l'Aigoual, permet d'apporter des contraintes sur les modalités d'acquisition des fabriques dans les magmas granitiques.

Le but de ce travail recouvre donc trois aspects :

- pour chacun des trois plutons étudiés, grâce à la combinaison des études ASM, microstructurales, gravimétriques et géochronologiques, il s'agit de déterminer la structure de ces plutons, si possible leur contexte tectonique de mise en place, leur forme tri-dimensionnelle et enfin de proposer un modèle de mise en place.
- à l'échelle régionale, le regroupement des données nouvellement acquises sur les trois plutons peut aider à comprendre l'évolution géodynamique tardi-varisque de cette région.
- enfin, en comparant les fabriques ASM dans différents faciès granitiques (porphyroïde ou leucogranitique, à texture grenue ou microgrenue), il s'agit d'apporter des précisions concernant le mode de développement des fabriques granitiques.

Dans un premier chapitre, nous présenterons rapidement la chaîne varisque et une synthèse bibliographique permettra de retracer la structure et l'évolution du Massif Central varisque. Le second chapitre sera consacré à une description des différentes méthodes mises en œuvre comme l'ASM ou la gravimétrie et à leur application aux domaines granitiques. Le troisième chapitre concerne l'étude de la structure, du contexte et du mode de mise en place du massif granitique de la Margeride révélés essentiellement par les outils ASM et gravimétrie. Dans le quatrième chapitre, les données acquises sur les plutons des Cévennes, c'est-à-dire les complexes granitiques du Mont-Lozère – Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, seront présentées, principalement à l'aide de deux articles accepté ou soumis. Enfin, le cinquième chapitre, conclusif, permettra de comparer les modes de mise en place des différents plutons étudiés, de synthétiser l'ensemble des résultats acquis, et de les replacer dans le contexte géologique régional afin d'appréhender et de discuter l'évolution structurale tardi-hercynienne du Massif Central.

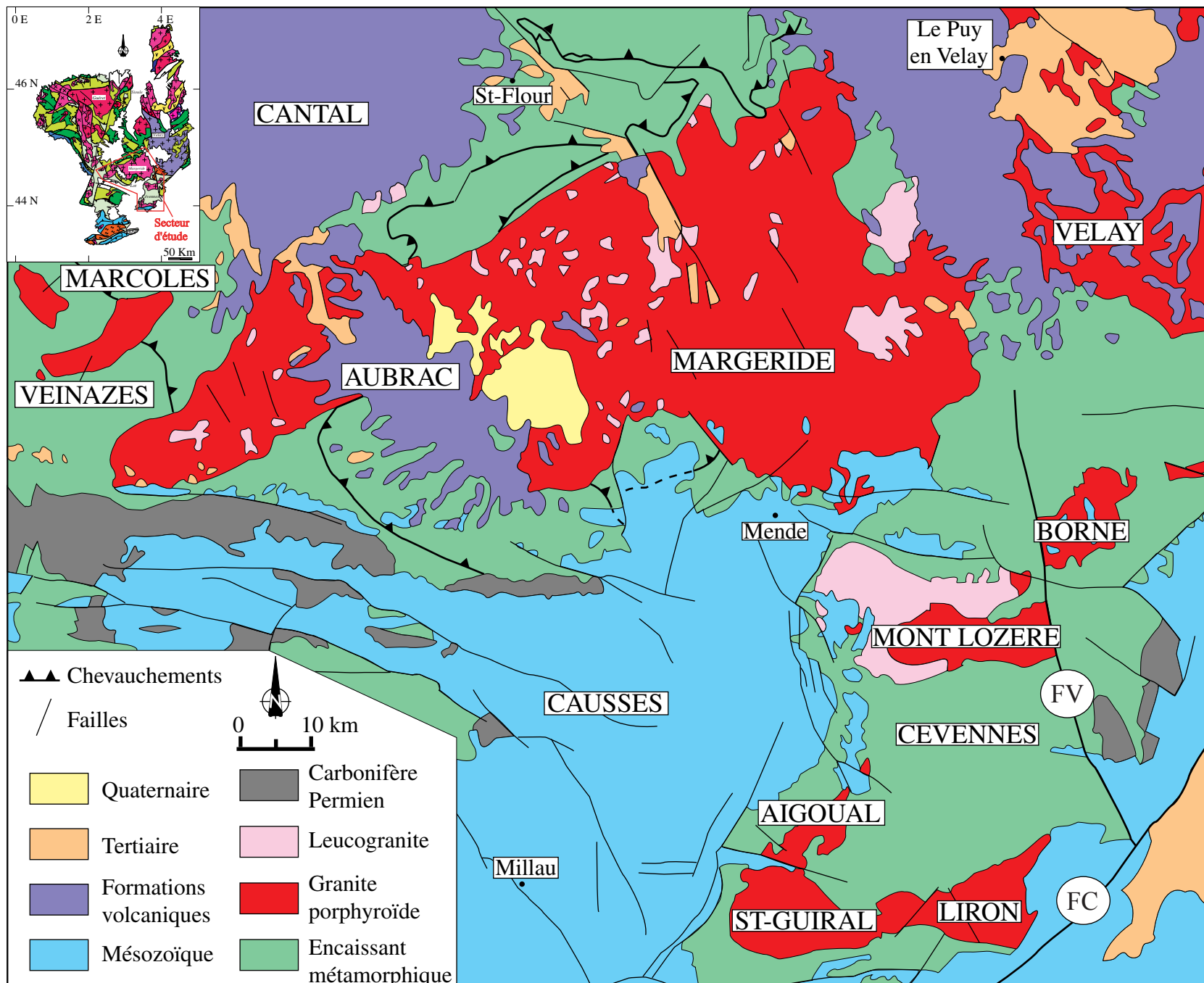


Fig. 0-1. Carte géologique du Sud-Est du Massif Central
 FV: faille de Villefort, FC: faille des Cévennes

CHAPITRE I

PLACE DU MASSIF CENTRAL DANS L'OROGENE

VARISQUE

I.1. Organisation de l'orogène varisque en Europe

L'orogène varisque est partie intégrante d'un vaste ensemble de chaînes paléozoïques péri-atlantiques s'étendant depuis les Monts Ouachitas, au Texas à l'ouest jusqu'au massif de Bohême à l'est en passant par les Appalaches et les Mauritanides d'Afrique de l'Ouest (Fig. I-1). En Europe, le segment varisque s'étire sur plus de 3000 km de long sur 1000 km de large depuis la Meseta espagnole jusqu'à la Pologne et est caractérisé à l'ouest par la virgation ibéro-armoricaine (Fig. I-2) (Matte, 1986 ; Matte, 1991). Cette chaîne varisque constitue le socle anté-permien de toute l'Europe occidentale et centrale. Elle est formée de terrains d'âge protérozoïque à carbonifère moyen déformés et métamorphisés avant le Carbonifère terminal. Ces terrains affleurent au sein de nombreux massifs cristallins (Fig. I-2), tel le Massif Ibérique, la Cornouaille, le Massif Armoricain, le Massif Central, les Vosges, les Ardennes, le bloc corso-sarde, les Maures, le Massif de Saxe-Thuringe et le Massif de Bohême. Les formations déformées au cours de l'épisode varisque sont également reprises dans des orogènes ultérieurs, tel que les Alpes, les Pyrénées et les Cordillères bétiques. Enfin, ces terrains se prolongent sous les grands bassins sédimentaires méso-cénozoïques de Paris, d'Aquitaine et de l'Ebre.

La chaîne varisque résulte de la convergence et de la collision entre les blocs continentaux Laurussia (Europe du Nord ou Baltica et Amérique du Nord ou Laurentia) au nord et Gondwana (Europe centrale et méridionale et Afrique) au sud. La présence de plusieurs micro-continentaux entre ces deux blocs principaux, tel Armorica ou le bloc barrandien, est également envisagée à partir de données paléomagnétiques et structurales. La convergence s'est accompagnée par la fermeture de deux domaines océaniques : l'Océan Rhéique au nord et l'Océan Galice-Massif Central au sud (Fig. I-3). Des sens de subduction opposés pour la fermeture de ces deux océans sont déduits des données structurales (Fig. I-3). L'Océan Rhéique se ferme par une subduction vers le sud tandis que l'Océan Galice-Massif Central subducte vers le nord. Les deux zones de sutures correspondantes ont préservé des fragments de croûte et de manteau océanique dont certains ont subi un métamorphisme de haute pression (faciès schiste bleu, éclogite et granulite de haute pression) témoignant du contexte de subduction. A partir de la répartition des deux zones de suture, trois grands ensembles sont définis. Une zone médiane sépare des branches nord et sud qui en Ibérie occupent des positions inversées à cause de la virgation ibéro-armoricaine. Le système de double subduction en sens opposé se retrouve dans l'allure générale des structures de la chaîne. Celle-ci se présente comme un large éventail avec autour de la zone médiane des structures à vergence nord pour la branche nord et dans la branche sud un déversement général des structures vers le sud. Au sein de chaque branche, une migration de la déformation dans le temps et dans l'espace est observée depuis les zones internes vers les zones plus externes.

I.1.1. La zone médiane et les sutures

Cette zone est représentée par les domaines armoricain à l'ouest et barrandien à l'est et correspondrait à des micro-continentaux coincés entre les deux grands blocs laurussien et gondwanien (Fig. I-4). Ces deux domaines sont constitués d'un socle précambrien structuré avant le Paléozoïque inférieur et recouvert par une plate-forme paléozoïque peu déformée par les épisodes varisques. De part et d'autre de cette zone médiane, les deux zones de suture se suivent avec plus ou moins de facilité le long de la chaîne varisque. La zone de suture sud, ou

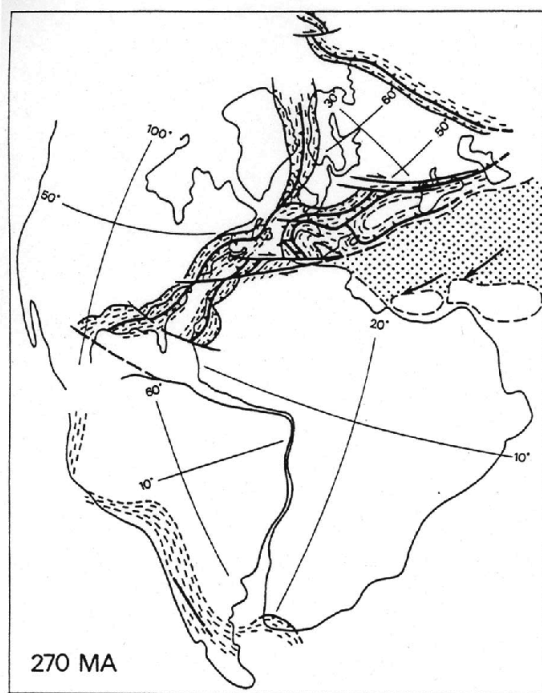
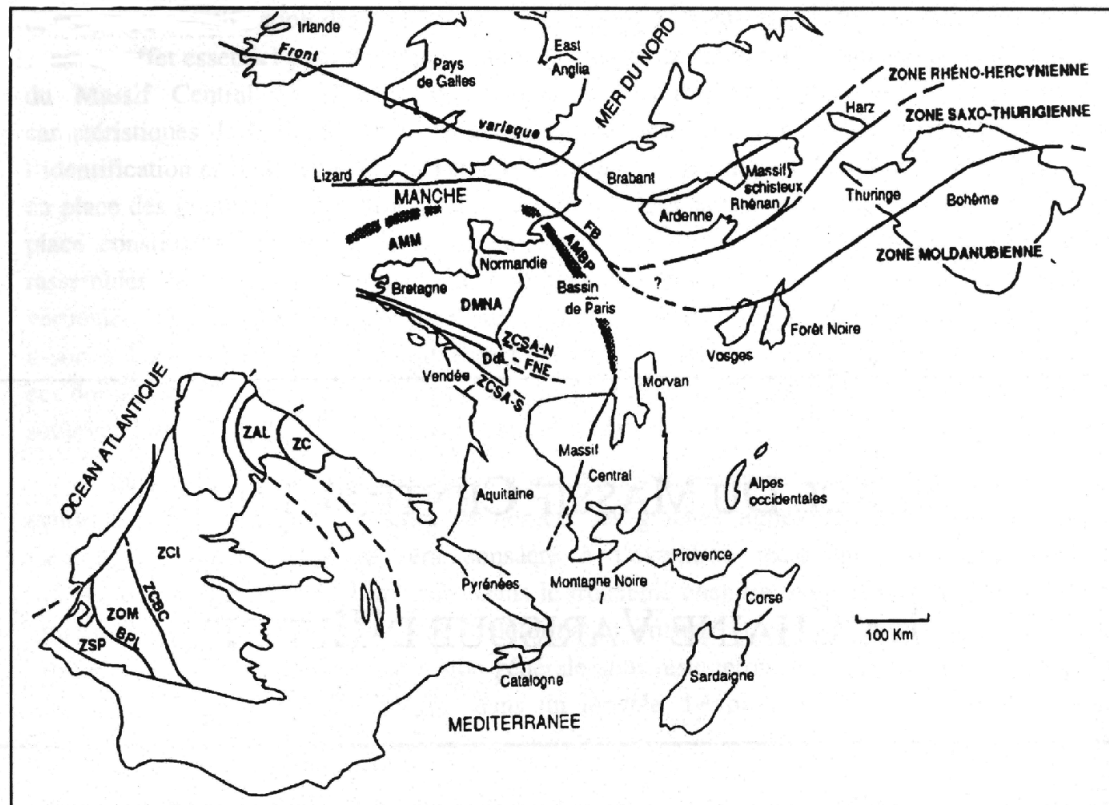


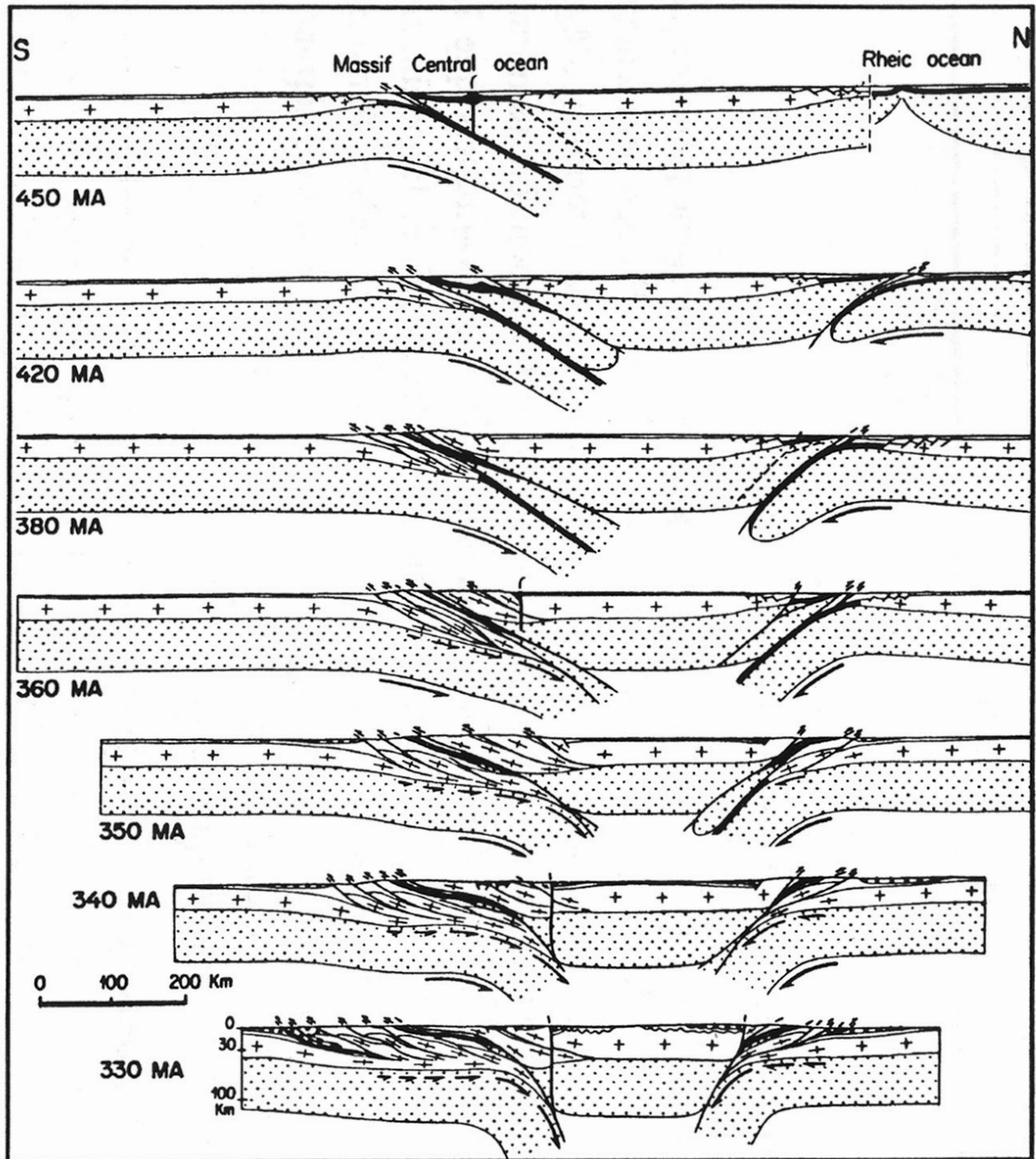
Fig. I-1. Disposition des continents et des chaînes paléozoïques péri-atlantiques au Permien inférieur (Matte, 1986).



AMBP : Anomalie magnétique du Bassin de Paris
 AMM : Anomalie magnétique de la Manche
 BPL : Unités océaniques de Béja et de Pulo de Lobo
 DMNA : Domaine Médio-Nord Armoricaïn
 Ddl : Domaine de la Loire
 FB : Faille de Bray
 FNE : Faille de Nort-sur-Erdre

ZAL : Zone Asturo-Léonaise
 ZC : Zone Cantabrique
 ZCBC : Zone de Cisaillement de Badajoz-Cordoba
 ZCI : Zone Centre Ibérique
 ZCSA : Zone de Cisaillement Sud Armoricaine
 ZOM : Zone d'Ossa Morena
 ZSP : Zone Sud Portugaise

Fig. I-2. Les Massifs varisques dans leur cadre européen (Robardet et al., 1994).



Pointillé : Manteau

Croix : Croûte continentale

Noir : Croûte océanique ou d'arc

Blanc : Sédiments paléozoïques

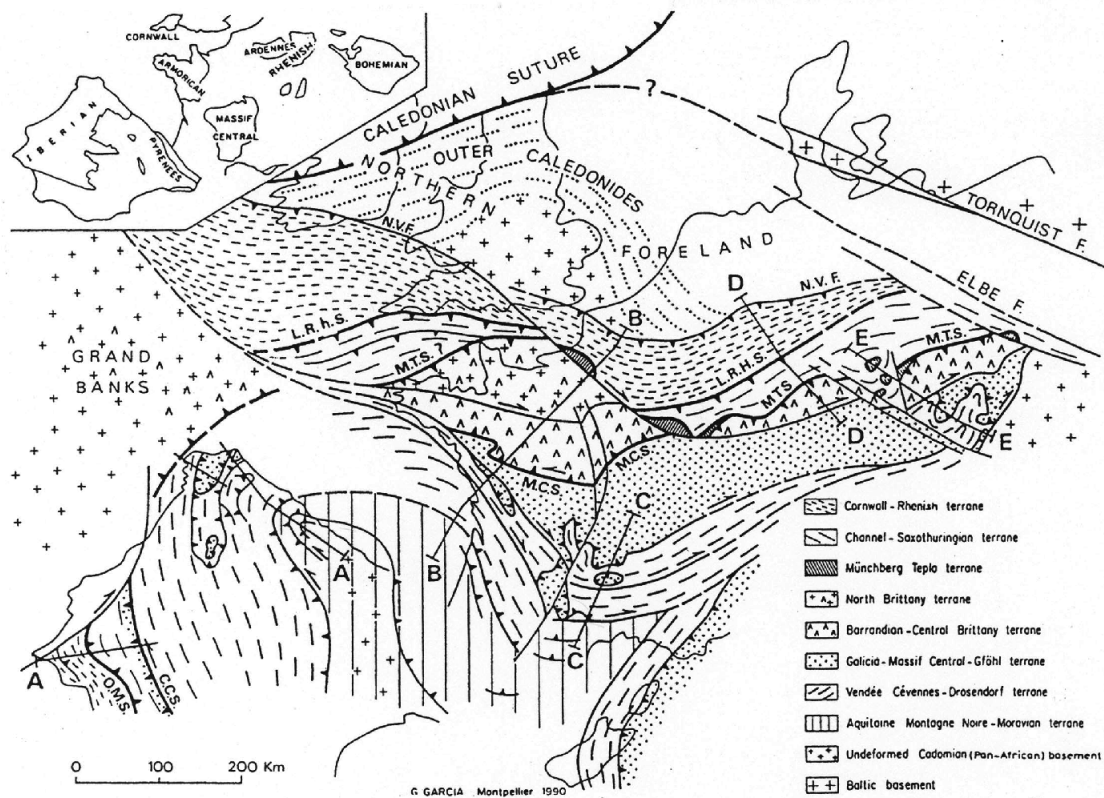
Cercles : Bassins d'avant-chaîne dévono-carbonifères

Fig. I-3. Modèle d'évolution de la chaîne varisque d'Europe sur la transversale Ardennes-Massif Central (Matte, 1986).

suture éo-varisque, correspondant à la fermeture de l'Océan Galice-Massif Central au Silurien est assez bien définie. Dans le domaine armoricain, elle est matérialisée par la faille de Nort-sur-Erdre. Elle se continue sous le Bassin de Paris puis est décalée vers le nord par les failles du Cher et de Sancerre. On la retrouve dans le Massif des Vosges-Forêt Noire sous la forme de la faille de Lalaye-Lubine. Son prolongement oriental est plus difficile à définir. Le décrochement dextre moldanubien au sud du domaine barrandien pourrait correspondre à une réactivation de cette zone de suture. En Ibérie, cette suture méridionale se retrouve à cause de la virgation ibéro-armoricaine en position septentrionale par rapport à l'éventail des structures varisques. Elle correspondrait à la zone de cisaillement sénestre de Badajoz-Cordoba (Matte, 1986). Cependant, certains auteurs à partir de données stratigraphiques, paléobiogéographiques, pétrologiques et structurales sont en désaccord avec cette interprétation et considèrent que la suture est localisée plus au nord au cœur de la zone centro-ibérique (Robardet et al., 1990 ; Ballèvre et al., 1992 ; Robardet et al., 1993). La zone de suture nord est bien définie en Ibérie où elle correspond à la limite entre les zones d'Ossa Morena et Sud-Portugaise et est matérialisée par le complexe ophiolitique de Beja-Acebuches. Son prolongement vers le nord est plus problématique. Au nord du domaine armoricain, elle se situerait sous la Manche (Matte et al., 1990) (Fig. I-4) ou au niveau du Cap Lizard en Cornouaille où des ophiolites sont reconnues (Franke, 1989) (Fig. I-5). Plus à l'ouest, elle est décalée vers le sud par la faille de Bray. En Europe centrale, deux zones peuvent représenter le prolongement oriental de la suture septentrionale. Au nord, la "Northern Phyllite Zone" localisée sur la bordure sud du Massif Schisteux-Rhénan vient buter à l'est contre la faille de l'Elbe. Plus au sud, dans l'unité de Münchberg-Tepla, s'enracinent les unités ophiolitiques allochtones où un métamorphisme de haute pression est reconnu.

I.1.2. La branche nord de l'orogène varisque

En Europe centrale, la branche nord est subdivisée en deux ensembles, au sud, la zone Saxo-Thuringienne et au nord, la zone Rhéno-Hercynienne (Fig. I-5). Ces deux zones sont séparées par la "Northern Phyllite Zone" que certains auteurs considèrent comme une suture (Franke, 1989). Au sud, la zone Saxo-Thuringienne est séparée du bloc barrandien par la suture de Münchberg-Tepla. La zone Saxo-Thuringienne est constituée d'un socle de croûte continentale cadomien d'âge protérozoïque à cambrien inférieur surmonté par séries sédimentaires paléozoïques (Franke, 1984 ; Franke, 1989). Le socle cadomien de cette zone se retrouve en France, où il constitue l'essentiel du domaine Nord-Armoricain. La couverture sédimentaire apparaît dans le Massif des Vosges et la Forêt Noire. Dans la péninsule ibérique, l'équivalent de la zone Saxo-Thuringienne constitue la zone d'Ossa Morena. En Europe centrale, la zone Saxo-Thuringienne chevauche vers le nord la zone Rhéno-Hercynienne par l'intermédiaire de la "Northern Phyllite Zone". La zone Rhéno-Hercynienne affleure au sein de plusieurs massifs, le Massif Schisteux-Rhénan, les Ardennes, le Massif de Harz et se retrouve également en Cornouaille. Cette zone présente les principales caractéristiques d'une zone externe d'un orogène, avec une tectonique en décollement, des plis à vergence nord et le dépôt de flyschs syn-orogéniques (Fig. I-5). On retrouve ces caractères au sein de la zone Sud-Portugaise qui est chevauchée par la zone d'Ossa Morena par l'intermédiaire du complexe ophiolitique de Beja-Acebuches. La zone Sud-Portugaise serait donc l'équivalent ibérique de la zone Rhéno-Hercynienne. La vergence des structures dans la zone Sud-Portugaise est vers le sud-ouest (Onézime et al., 2002) (Fig. I-5).



N.V.F. : Northern Variscan Front

L.R.h.S. : Lizard-Rhenish Suture

M.T.S. : Münchberg-Tepla Suture

M.C.S. : Massif Central Suture

C.C.S. : Coimbra-Cordoba Suture

O.M.S. : Ossa Morena Suture

Fig. I-4. Carte structurale schématique de la chaîne varisque d'Europe occidentale (Matte, 1991).

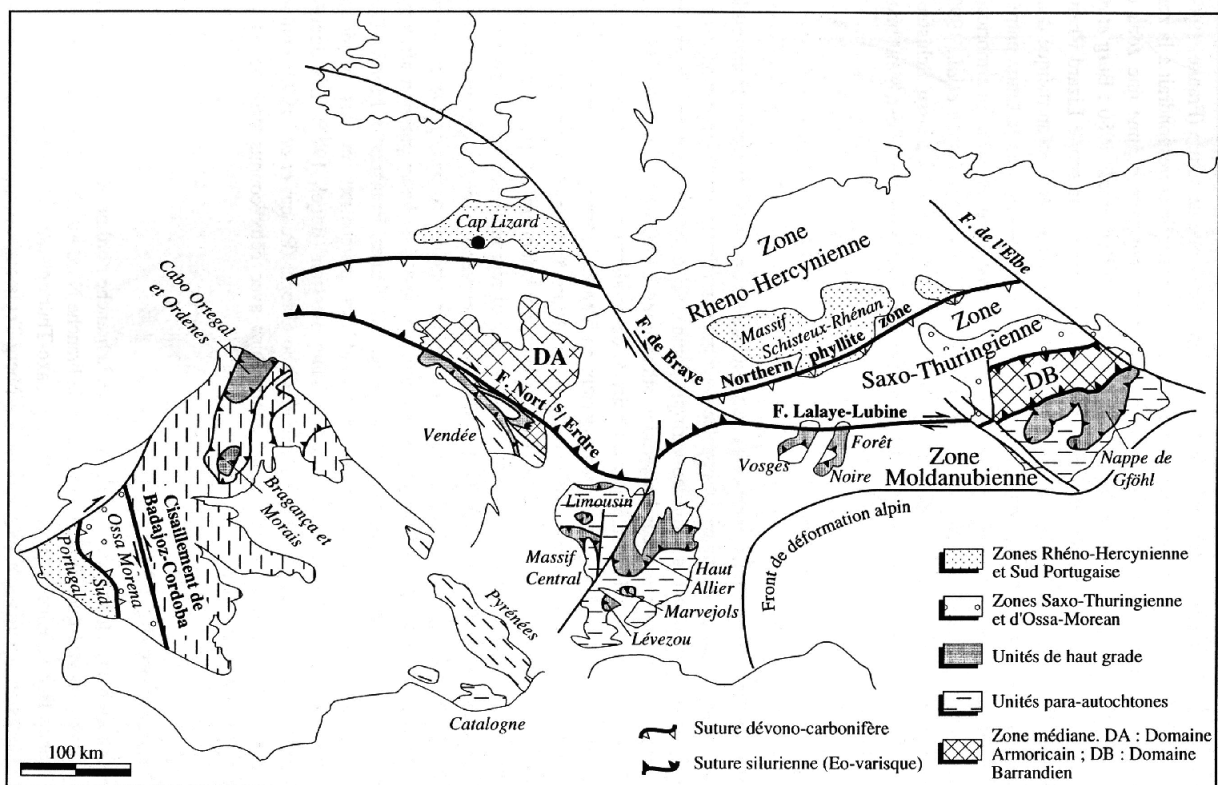


Fig. I-5. Carte schématique de la chaîne varisque d'Europe. Simplifiée d'après Matte (1986), Franke (1989), Costa (1990).

I.1.3. La branche sud de l'orogène varisque

Cette branche sud correspond à la zone Moldanubienne que l'on observe en Europe centrale et à ses équivalents d'Europe de l'Ouest auquel il faut rajouter les parties méridionales les plus externes de la chaîne représentées par la Montagne Noire, les Pyrénées varisques, le Rouergue, les Cévennes, etc. Elle est bordée au nord par la suture éo-varisque. C'est au sein de cette branche sud que l'on rencontre, dans les terrains allochtones, les nombreux témoins d'un épisode métamorphique de haute pression (reliques d'éclogites et de granulites de HP) relatifs à la phase de subduction de l'Océan Galice-Massif Central (Fig. I-3). Ces témoins constituent les complexes leptyno-amphiboliques *s.l.* (nappe de Champtoceaux en Vendée, Marvejols, Lézou, Mont du Lyonnais, Artense dans le Massif Central) et l'Unité Supérieure des Gneiss dans le Limousin. Dans le massif de Bohême, en Europe centrale, les séries de haute pression sont regroupées au sein de la nappe de Gföhl (Matte et al., 1985). Ces séries présentent de grandes similitudes avec les nappes de haut grade du Massif Central (Matte et al., 1990). Dans la péninsule ibérique, l'équivalent de la zone Moldanubienne s'observe au Nord-Ouest de l'Espagne (Galice) et au Nord du Portugal au sein des complexes de Cabo-Ortega, Ordenes, Bragança et Morais. Dans tous ces complexes, la nappe supérieure renferme des metabasites et des péridotites ainsi que des reliques de haute pression sous la forme d'éclogites et de granulites de HP. Les données radiochronologiques sur les reliques de haute pression fournissent des âges silurien (430-420 Ma) en Ibérie (Peucat et al., 1990) ainsi que dans le Massif Central (Pin et Peucat, 1986). La branche sud de l'orogène varisque montre un sens général de déversement des structures vers le sud en Europe centrale et en France et vers l'Est en Ibérie (Matte, 1986) (Fig. I-5).

I.2. Description et évolution de la chaîne varisque dans le Massif Central

Le Massif Central est un des massifs varisques les plus importants, couvrant plus de 70 000 km². Les terrains du socle y affleurant appartenaient à la marge nord du Gondwana avant la collision varisque. La répartition classique entre des zones internes très déformées et ayant subi un métamorphisme de haut grade et des zones externes de plus bas grade y est observée. Après de nombreux débats entre hypothèses "autochtonistes" et "allochtonistes" (Demay, 1948 ; Jung, 1954), la présence d'unités allochtones est envisagée suite aux travaux de Mattauer en 1974. Par analogie avec la chaîne himalayenne, l'hypothèse d'une grande nappe allochtone très métamorphique chevauchant vers le sud un autochtone moins métamorphique est envisagée (Mattauer, 1974). Ce grand chevauchement se ferait par l'intermédiaire d'un cisaillement ductile d'échelle crustale comparable au "Main Central Thrust" himalayen et induirait une foliation sub-horizontale. Les terrains chevauchés subiraient de plus un métamorphisme inverse. Ce modèle formé de deux ensembles à tout d'abord été confirmé par les travaux de Burg et Matte (1978) et Burg et al. (1984) avant d'être complété par un modèle plus complexe où intervient un empilement de plusieurs unités chevauchantes (Ledru et al., 1989, 1994). Ces unités sont individualisées en fonction de leurs lithologies, de leurs déformations internes, de leurs évolutions métamorphiques et des données géochronologiques.

I.2.1. Les unités lithotectoniques

Un schéma structural synthétique de l'empilement de nappes constituant le Massif Central a été proposé par Ledru et al. (1989, 1994). Cinq grandes unités sont reconnues du haut en bas de la pile lithotectonique (Fig. I-6).

I.2.1.1. Les unités épizonales supérieures

Ces unités sont représentées par les séries de Génis et de Thiviers-Peyzac au Sud du Limousin et par la série de la Brévenne dans le Nord-Est du Massif Central. Elles ont subi un métamorphisme modéré en général mais pouvant atteindre le faciès amphibolite localement. La position structurale de la série de Thiviers-Peyzac est discutée, cependant on considère qu'elle constitue l'unité la plus haute dans l'empilement de nappes et qu'elle chevauche l'Unité Supérieure des Gneiss sous-jacente comme indiqué par la sismique réflexion (Bitri et al., 1999). La série de la Brévenne constituée de roches magmatiques basiques, de volcanites acides et de sédiments siliceux (radiolarites et siltites) correspond à un ancien bassin océanique d'âge dévonien (Leloix et al., 1997). Elle chevauche vers le Nord-Ouest, l'Unité Supérieure des Gneiss.

I.2.1.2. L'Unité Supérieure des Gneiss

Cette unité est constituée de roches métamorphiques paradérivées (métapélites, métagrauwackes) et orthodérivées (métagranites, métabasites). Elle représente l'unité la plus métamorphique et c'est en son sein que l'on rencontre de nombreuses reliques de haute pression (éclogites et granulites, Santalier et al., 1988 ; Santallier et al., 1994) témoignant d'un épisode de subduction. Dans le Lyonnais, le faciès d'ultra haute pression des éclogites à coésite est atteint (Lardeaux et al., 2001). La base de cette unité est constituée par les complexes leptyno-amphiboliques. La partie supérieure renferme des migmatites formées par fusion partielle de roches pélitiques et quartzo-feldspathiques dans lesquelles des restites d'amphibolites correspondant à des éclogites rétro-morphosées sont préservées. Cet épisode d'anatexis est contemporain de la phase d'exhumation de cette unité suite à sa subduction. Au cours de la décompression accompagnant l'exhumation, les roches pélitiques, du fait de leur lithologie, connaissent une fusion plus poussée que les métabasites. La succession d'un métamorphisme de haute pression suivie par une rétro-morphose dans le faciès amphibolites témoigne d'une évolution rétrograde. Les déformations observables dans cette unité sont contemporaines d'un métamorphisme de type barrovien enregistré lors de l'exhumation de cette unité et de son charriage sur l'Unité Inférieure des Gneiss. Des linéations d'étirement orientées NE-SW sont associées à ce charriage. L'Unité Supérieure des Gneiss est considérée comme représentant une croûte transitionnelle entre des croûtes continentales et océaniques. Notons que l'existence de véritables ophiolites est discutée. Pour certains auteurs (Dubuisson et al., 1989), les péridotites serpentinisées du Limousin seraient des fragments de lithosphère océanique.

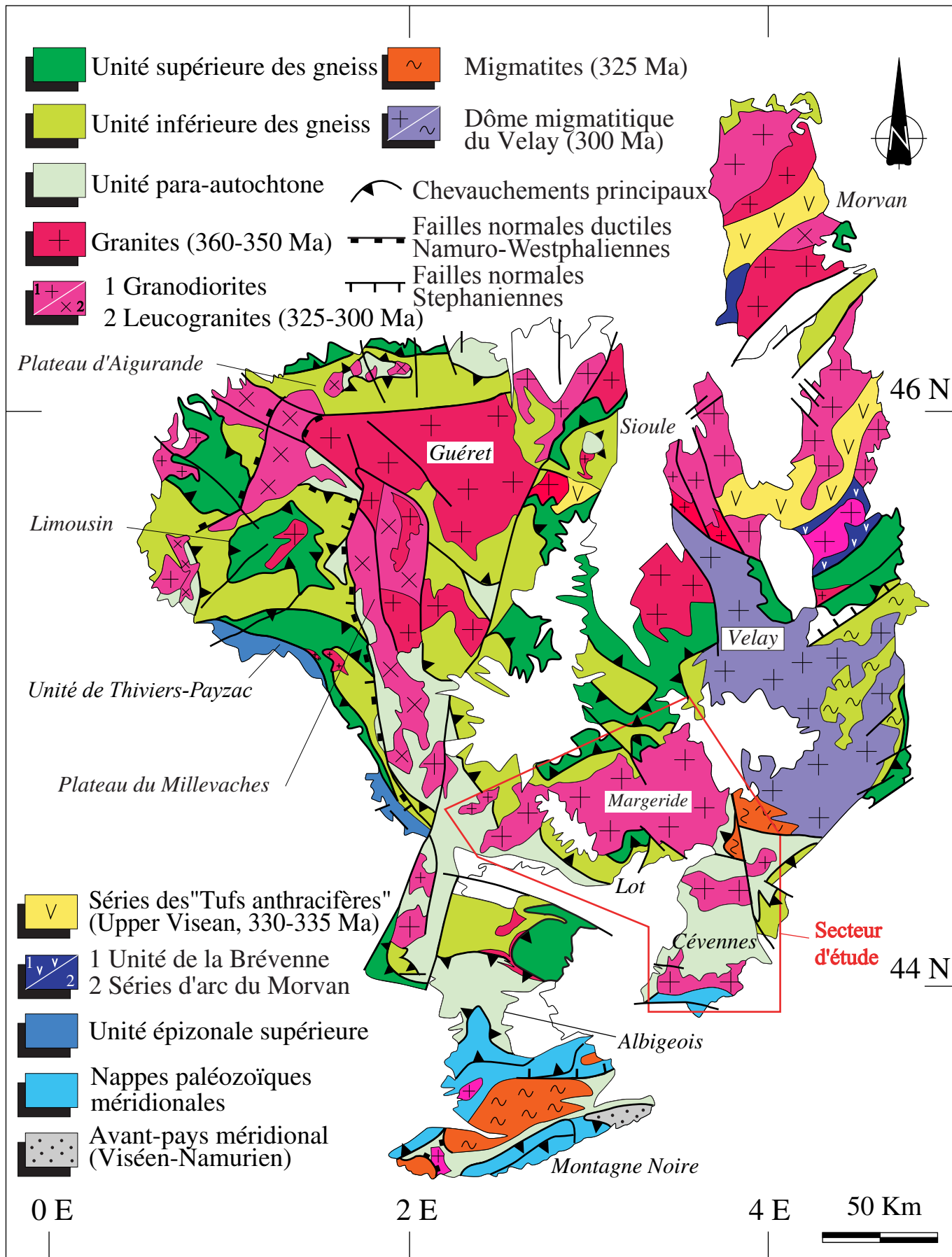


Fig. I-6. Carte structurale du Massif Central (d'après Ledru et al., 1989).

1.2.1.3. L'Unité Inférieure des Gneiss

Cette unité est formée essentiellement de roches paradérivées dont le protholite est probablement Protérozoïque supérieur à Ordovicien et dans lesquelles plusieurs granitoïdes se sont mis en place. Suite aux déformations varisques, ces granitoïdes se sont transformés en gneiss œillés. Deux générations de granitoïdes sont reconnues, l'une datant du Cambrien inférieur et l'autre de l'Ordovicien inférieur. Les orthogneiss sont affectés par une migmatitisation au Dévonien moyen. L'Unité Inférieure des Gneiss a subi un métamorphisme de type barrovien prograde lors de son chevauchement par l'Unité Supérieure des Gneiss. Près du contact entre les deux unités, des conditions métamorphiques croissantes témoignent d'un métamorphisme inverse (Burg et al., 1984). L'Unité Inférieure des Gneiss correspond à la marge continentale protérozoïque à paléozoïque inférieur du Gondwana qui a subi un amincissement et un rifting au cours de l'Ordovicien inférieur. Les granitoïdes alcalins de l'Ordovicien inférieur sont les témoins de ce rifting.

1.2.1.4. L'Unité Para-autochtone

Cette unité située sous l'Unité Inférieure des Gneiss est interprétée comme l'autochtone relatif des unités précédentes (Ledru et al., 1989). Elle est visible soit au cœur de fenêtres antifformes (Dronne, plateau d'Aigurande) soit sur la bordure sud des unités gneissiques (Chataîgneraie, Lot, Albigeois, Cévennes). Elle est constituée d'une épaisse série de métapélites et métagrauwackes dont les protholites sont probablement Protérozoïque supérieur à Ordovicien. Cette série contient également des niveaux quartzeux et quelques roches volcaniques. Tout comme l'Unité Inférieure des Gneiss, l'Unité Para-autochtone correspond à une marge continentale Protérozoïque à Paléozoïque inférieur. Le métamorphisme affectant cette unité est de faible intensité (faciès schiste vert à amphibolite inférieur).

1.2.1.5. Les Unités Paléozoïques Méridionales

Ces unités sont considérées comme l'autochtone des unités chevauchantes précédentes. Elles affleurent de part et d'autre de la zone axiale de la Montagne Noire, dans l'Albigeois (Monts de Lacaume) et au sud des Cévennes (Viganais). Elles sont constituées de séquences de plate-forme et de volcanites cambro-ordoviciennes dans l'Albigeois et les Cévennes et de séries sédimentaires fossilifères allant du Cambrien inférieur au Viséen supérieur en Montagne Noire. La sédimentation viséenne en Montagne Noire comprend des dépôts flyschoides de type culm caractéristiques d'un bassin d'avant-chaîne. Ces séries sont déformées par des structures à vergence sud. De grandes nappes syn-schisteuses associées sur le flanc sud de la Montagne Noire à de grands plis couchés d'échelle kilométrique témoignent de cisaillement du Nord vers le Sud. La mise en place des nappes se fait sous des conditions métamorphiques anchi- à épizonales.

1.2.2. Evolution géodynamique de la chaîne varisque dans le Massif Central

La connaissance de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque du Massif Central a fait de nombreux progrès depuis ces vingt dernières années grâce aux synthèses de Matte

(1991) et Ledru et al. (1989). L'hypothèse de déformations cadomiennes antérieures aux épisodes tectoniques varisques a été abandonnée. L'édification paléozoïque du Massif Central résulte donc seulement du cycle orogénique varisque. Les grandes étapes de ce cycle ont été décrites par Ledru et al. (1989, 1994). Cependant, l'idée d'un seul grand cycle caractérisé par une convergence continue entre les continents Laurussia et Gondwana depuis le Silurien jusqu'au Carbonifère inférieur est dorénavant remise en cause. Pin (1990) et Faure et al. (1997) privilégient une évolution polycyclique découpée en deux périodes principales. La première s'étalant depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien inférieur correspondrait à l'ouverture suivie de la fermeture de l'Océan Galice-Massif Central accompagnant le déplacement du microcontinent Armorica par rapport au Gondwana. La deuxième période coïncidant avec la fermeture de l'Océan Rhéique suivie par la collision Laurussia-Gondwana débute au Dévonien moyen et se poursuit jusqu'au Carbonifère inférieur. Malgré les désaccords sur le modèle géodynamique, les étapes suivantes sont reconnues.

1.2.2.1. Distension crustale et ouverture des domaines océaniques

Au cours du Cambrien, le super-continent néoproterozoïque qui avait été formé suite au cycle orogénique pan-africain est soumis à une distension (rifting) généralisée. Celle-ci s'accompagne de la formation de plusieurs océans séparant des blocs continentaux dérivant les uns par rapport aux autres comme l'indiquent les données paléomagnétiques (Van der Voo, 1993) et paléogéographiques à partir des faunes (Robardet et al., 1994). Les granitoïdes alcalins ordoviciens rencontrés dans l'Unité Inférieure des Gneiss témoignent aussi d'un épisode de rifting. De plus, l'absence de dépôts d'âge ordovicien supérieur-silurien est interprétée comme le résultat de l'érosion de blocs basculés (Robardet et al., 1994). Cependant, l'océan formé entre les blocs continentaux Armorica et Gondwana, c'est-à-dire l'Océan Galice-Massif Central, est probablement étroit puisque les espèces fauniques rencontrées dans les terrains de ces deux blocs montrent des affinités durant tout le Paléozoïque (Robardet et al., 1994). Au contraire, la largeur de l'Océan Rhéique est plus importante de l'ordre de quelques milliers de kilomètre.

1.2.2.2. La fermeture de l'Océan Galice-Massif Central et l'exhumation des roches de haute pression

Suite à la période d'océanisation, la fermeture de l'Océan Galice-Massif Central s'effectue par la subduction de ce dernier et conduit au réassemblage d'Armorica avec le Gondwana. La plupart des auteurs s'accordent pour un sens de subduction vers le nord, c'est-à-dire sous la micro-plaque Armorica (Fig. I-3). Cette subduction de lithosphère océanique est suivie par la subduction continentale de la marge nord du Gondwana. L'enfouissement à grandes profondeurs de ces terrains est mis en évidence par la formation de roches de haute pression (éclogites, granulites HP) associées à des reliques de roche ultrabasiques (Pin et Vielzeuf, 1982). Les assemblages métamorphiques de haute pression indiquent des conditions Pression/Température de l'ordre de 18-20 kbar et 650-750 °C (Santallier et al., 1994) ce qui correspond à des profondeurs d'enfouissement d'environ 50 km (Ledru et al., 1994). Cependant, la découverte récente dans le Lyonnais d'éclogites à coésite indique qu'une partie de la plaque subductée a pu atteindre de plus grandes profondeurs, environ 90 km, (Lardeaux et al., 2001). Les déformations associées à cet épisode HP sont relativement rares, bien que certaines structures lui soit attribuées (Lardeaux et Dufour, 1987 ; Bouchardon, 1987). Les datations de diverses roches, comme par exemple les orthogranulites du Lyonnais (Duthou et al., 1981) ou les métagabbros de Marvejols (Pin, 1981), fournissent des âges siluriens compris

entre 415 et 430 Ma pour cet épisode de subduction (cf. Pin et Peucat, 1986 ; Faure et al., 1997 pour une présentation complète). L'exhumation de ces roches subductées se produit au Dévonien inférieur à moyen et s'accompagne d'une rétro-morphose des assemblages de haute pression ainsi que de la migmatitisation des niveaux pélitiques de l'Unité Supérieure des Gneiss. Une déformation caractérisée par une linéation NE-SW avec des sens de cisaillement vers le SW est associée à cet épisode d'exhumation.

1.2.2.3. Le système d'arc-arrière arc magmatique au Dévonien moyen

Le volcanisme calco-alcalin fini-Dévonien (Frasnien-Fammenian) rencontré dans le Nord-Est du Massif Central et dans les Vosges est interprété par certains auteurs (Delfour, 1989 ; Faure et al., 1997) comme indiquant l'existence d'une nouvelle phase de subduction. La subduction vers le sud de l'Océan Rhéique sur la bordure Nord de l'ex-micro-plaque Armorica serait la cause de ce volcanisme. Les roches calco-alcalines (diorites, tonalites, granodiorites) du Nord-Ouest du Massif Central constitueraient la partie profonde du même arc magmatique. Un système arrière-arc avec une océanisation limitée se formerait comme indiqué par les roches ophiolitiques de l'unité de la Brévenne, de la ligne des klippen dans les Vosges et peut-être de l'Unité de Génis dans le Limousin.

1.2.2.4. La collision continentale tournaisienne et l'évolution intra-continentale

A la fin du Dévonien ou au début du Carbonifère vers 360 Ma, la fermeture de l'Océan Rhéique entraîne la collision entre Laurussia et Gondwana. Cette collision s'accompagne de la tectonique en chevauchements à vergence nord dans la branche nord de l'orogène varisque (chevauchement du Lizard ou de la zone Saxo-Thuringienne). Dans la branche sud, la fermeture des systèmes d'arrière-arc, tel la Brévenne, est contemporaine d'une déformation à vergence nord-ouest associée à un métamorphisme de moyenne pression-moyenne température. Un tel cisaillement vers le nord-ouest s'exprime dans les terrains du Nord et de l'Ouest du Massif Central (Friedrich et al., 1988 ; Bouchez et Jover, 1986). Cependant, la signification de la linéation NW-SE à l'échelle du Massif Central et du Massif Armorica restait mal comprise.

Plus au sud et un peu plus tard au Viséen inférieur à moyen, des chevauchements et des plis couchés à vergence sud se développent dans les formations para-autochtones (vers 345-340 Ma). Cette déformation compressive à vergence sud migre progressivement vers le sud et les unités paléozoïques méridionales se retrouvent impliqués dans la déformation au Viséen (330-325 Ma). Cette déformation est également associée à un métamorphisme de faible intensité (faciès schistes verts à amphibolite inférieur). A la même époque, dans les parties plus internes de la chaîne (Nord du Massif Central), la déformation compressive est accommodée par des décrochements (Fig. I-7) comme par exemple la faille de la Marche (Ledru et al., 1994).

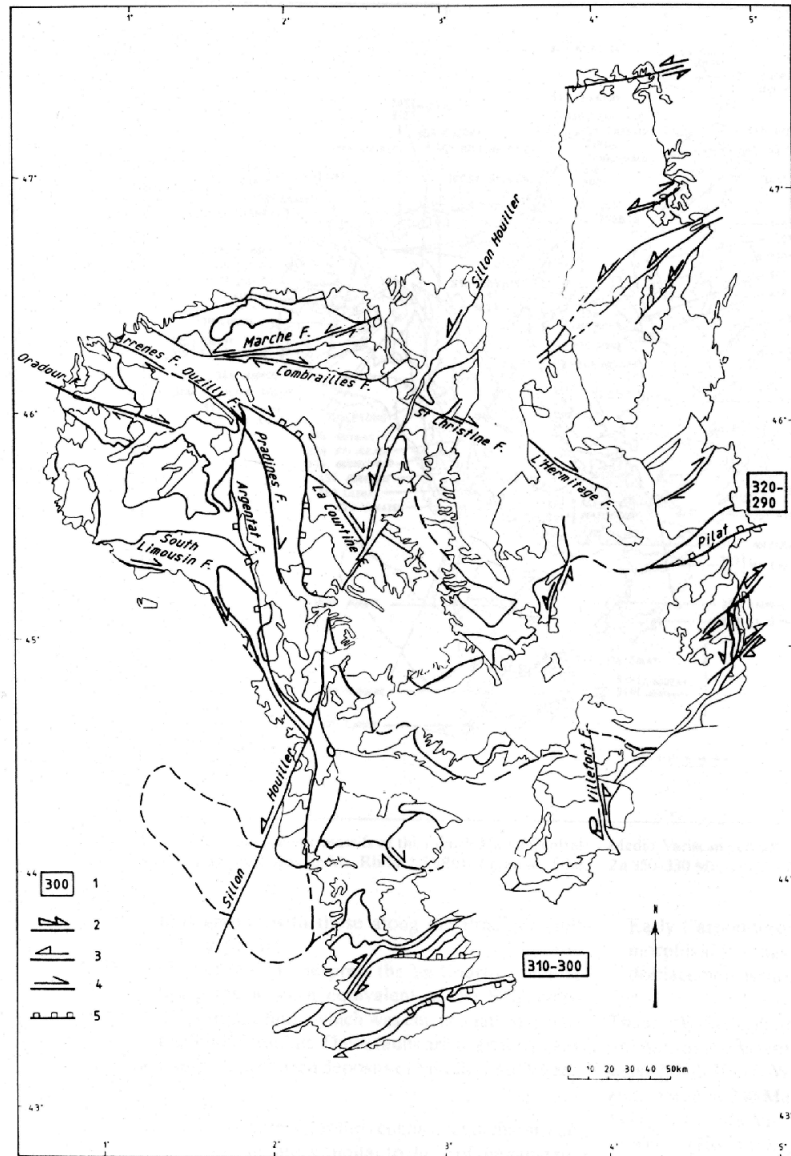


Fig. I-7. Carte schématique des différents accidents décrochants et extensifs du Massif Central (Ledru et al., 1994).

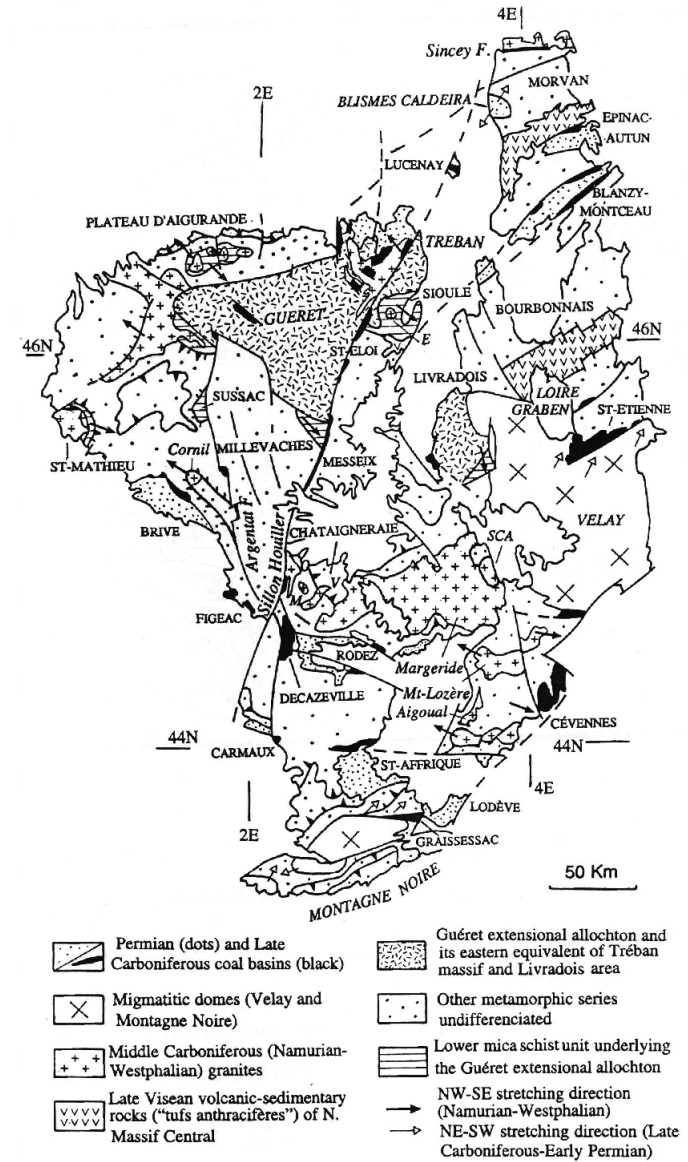


Fig. I-8. Carte générale des structures extensives d'âge Carbonifère dans le Massif Central (Faure, 1995).

I.2.2.5. L'extension tardi-orogénique syn- à post-collisionnelle

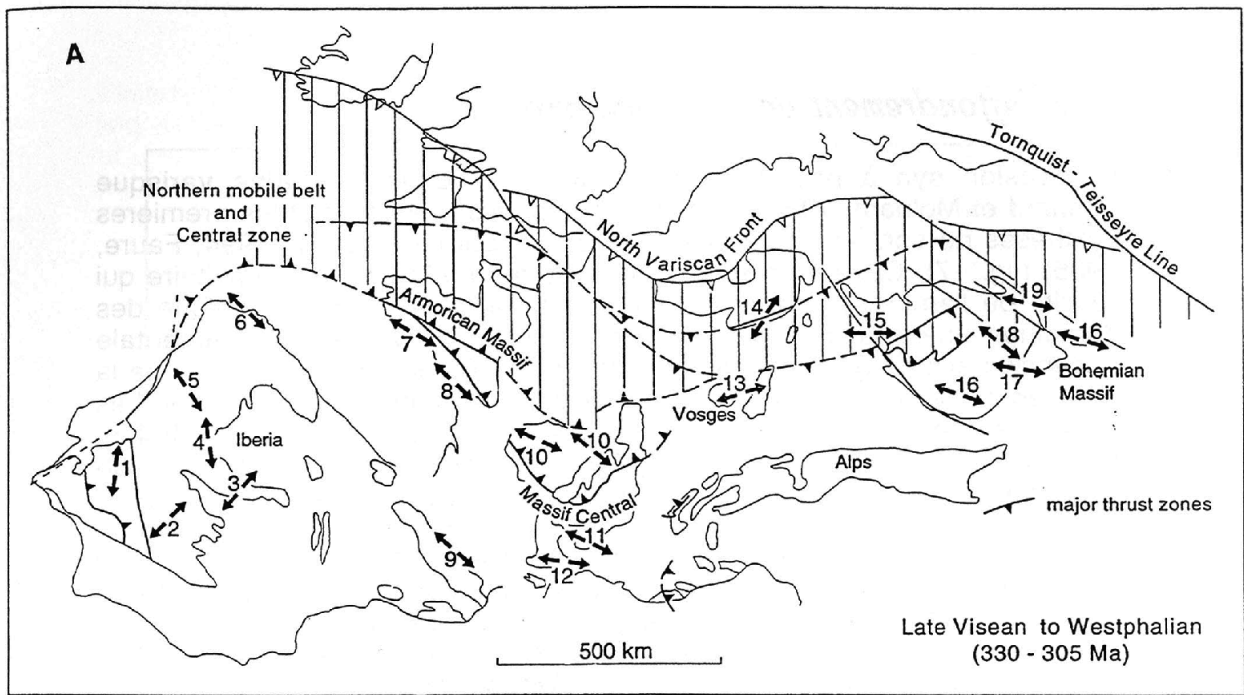
La fin de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque est marquée par une période d'extension. L'extension tardi-orogénique de la chaîne varisque suggérée par Ménard et Molnard (1988) a été décrite en divers endroits dans le Massif Central et a fait l'objet de plusieurs synthèses (Burg et al., 1994 ; Faure, 1995). Deux directions d'extension distinctes ont été mises en évidence dans le Massif Central à deux époques différentes (Fig. I-8 et I-9).

(1) L'extension NW-SE syn-collisionnelle au Viséen supérieur-Namurien

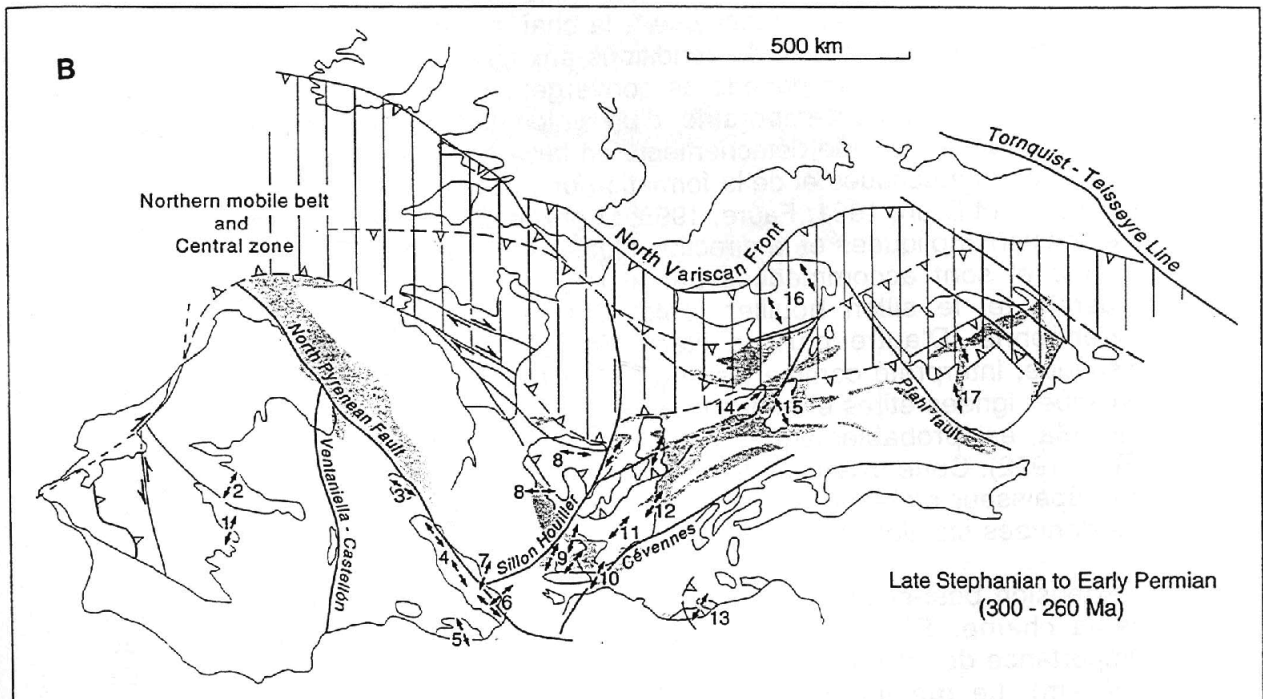
Cet épisode est contemporain de la formation de bassins volcano-sédimentaires et de volcanisme sub-aérien. Il est également caractérisé par une importante production de magmas et la mise en place de nombreux granites. L'étude structurale de ces derniers indique que la direction d'étirement maximum est NW-SE. Le caractère syn-tectonique des plutons permet de dater cet événement extensif au Viséen supérieur-Namurien. Plusieurs structures sont interprétées comme étant extensive, par exemple "l'allochtone de Guéret" (Faure et Pons, 1991) ou la faille d'Argentat (Roig et al., 1996). Cette phase extensive est enregistrée d'abord au Viséen supérieur dans les parties internes septentrionales du Massif Central avant de se propager plus au sud. Cependant, à la même époque, les parties les plus externes de la chaîne, comme la Montagne Noire, subissent encore des déformations compressives. Cette extension est donc syn-collisionnelle et sa direction est grossièrement parallèle à la direction de la chaîne.

(2) L'extension NE-SW post-collisionnelle au Stéphano-Autunienne

Cette dernière phase extensive est enregistrée dans l'ensemble du Massif Central et correspond à l'effondrement généralisé de la chaîne varisque. La direction maximum d'extension peut varier selon les endroits. Ces variations seraient dues au jeu de failles de transfert, comme par exemple le Sillon Houiller ou la faille d'Argentat qui accommodent des directions et des quantités d'extension différentes dans les blocs qu'elles séparent. Cette extension est bien enregistrée dans le Massif Central par la formation de bassins houillers intra-montagneux stéphano-autuniens qui sont soit des demi-grabens, soit des pull-apart ouverts le long de décrochements sénestre NNE-SSW. Une autre structure dont la formation est liée à cet épisode extensif est le dôme granitique et migmatitique du Velay (Ledru et al., 2001). A la même époque, se produit la granulitisation de la croûte inférieure suite à un apport de chaleur important du manteau. De plus, cette extension permet l'amincissement de la croûte qui retrouve une épaisseur normale (25 à 35 km). Cette dernière phase extensive a modifié considérablement l'aspect final du Massif Central car elle est responsable de son élargissement apparent et de l'importance des flèches de chevauchements (qui ne sont en réalité que de l'ordre de 100 km).



A - Directions d'extension du Viséen supérieur au Westphalien.



B - Directions d'extension du Stéphanien supérieur au Permien inférieur. Les bassins sédimentaires principaux sont en grisés.

Fig. I-9. Evolution des directions d'extension dans la chaîne varisque d'Europe occidentale entre 330 et 260 Ma (Burg et al., 1994).

I.3. Le magmatisme granitique orogénique du Massif Central

Les roches granitiques s.l. (granites s.s. et orthogneiss) sont d'une grande importance dans le Massif Central puisqu'elles couvrent la moitié de sa superficie à l'affleurement. Les orthogneiss dont les protholites granitiques se sont mis en place au cours de l'ouverture du domaine océanique entre Armorica et Gondwana sont le résultat du métamorphisme et de la déformation accompagnant la collision varisque d'âge silurien supérieur entre Armorica et Gondwana. Leur présentation n'est pas abordée dans ce paragraphe où seuls les granites s.s. sont discutés. Les granites du Massif Central se répartissent en deux grands groupes pétrographiques, d'une part les monzogranites-granodiorites et d'autre part, les leucogranites (Didier et Lameyre, 1971 ; Duthou et al., 1984). De plus, leur mise en place se fait principalement à deux époques, l'une durant la collision tournaisienne ou immédiatement après au Viséen, l'autre lors de l'extension syn-orogénique namuro-westphalienne.

Les monzogranites-granodiorites forment les massifs granitiques les plus nombreux. Ils présentent parfois un faciès porphyroïde comme dans les Cévennes. Ils sont caractérisés par la présence de nombreuses enclaves basiques (Didier, 1964) et des plagioclases assez calciques (Duthou et al., 1984). Ces monzogranites-granodiorites présentent des affinités calco-alcalines. Les données isotopiques indiquent une origine probablement crustale, cependant la présence des enclaves basiques témoignent d'une possible participation de matériaux mantelliques (Duthou et al., 1984). Selon Downes et al. (1997), les monzogranites-granodiorites proviendraient de la fusion d'une croûte continentale inférieure provoquée par des intrusions basiques mantelliques à la base de la croûte. Le mélange entre ces magmas mantelliques et crustaux formerait les magmas monzogranitiques et granodioritiques. Les leucogranites ne renferment pas d'enclaves basiques et contiennent des plagioclases moins calciques. Ils proviennent de l'anatexie en présence d'eau de roches crustales (Lameyre, 1966).

D'un point de vue chronologique, il existe deux épisodes majeurs de mise en place de granites. Le Viséen constitue une époque charnière. Les granites pré-Viséen (360-350 Ma) ne se rencontrent que dans la partie septentrionale du Massif Central à l'exception de quelques massifs encore mal datés comme le granite du Pinet dans le Rouergue, l'orthogneiss de Peyrolles dans les Cévennes ou l'orthogneiss de Marvejols (Cantagrel et al., 1979). L'exemple type des granites de ce premier groupe est représenté par les monzogranites-granodiorites de Guéret. Leur mise en place semble être contrôlée par la déformation régionale à vergence nord-ouest (Bouchez et Jover, 1986 ; Roig et al., 1996). Peu de leucogranites se mettent en place à cette époque. A l'opposé, les granites namuro-westphaliens sont représentés par les deux types pétrographiques, les monzogranites-granodiorites, tel les plutons de la Margeride et du Mont-Lozère – Borne, et les leucogranites, tel les massifs du Millevaches ou de la Brame. Ce plutonisme Carbonifère supérieur correspond à la principale période de production de magma. De plus, ces plutons sont répandus dans tout le Massif Central et non restreints à une zone géographique particulière comme précédemment. Cependant, les monzogranites-granodiorites sont mieux représentés dans les parties centrales et méridionales du massif alors que les leucogranites sont plus nombreux dans les parties septentrionales et occidentales. Le contexte tectonique de mise en place de certains de ces granites namuro-westphaliens a déjà été étudié, essentiellement au Nord du Massif Central et dans le Limousin. Cette mise en place semble être associée à la tectonique extensive syn-collisionnelle (Faure et Pons, 1991 ; Faure, 1995).

CHAPITRE II

LES METHODES MISES EN ŒUVRE

Ce chapitre a pour but de présenter succinctement les différentes méthodes géophysiques et structurales utilisées lors de notre travail, à savoir, l'anisotropie de susceptibilité magnétique, l'étude des microstructures et la gravimétrie. Il ne s'agit pas ici de faire des descriptions détaillées et exhaustives de ces outils et de leur différentes potentialités et applications. On se contentera de faire quelques rappels théoriques et méthodologiques de chaque outil et surtout de présenter leurs apports à la "granitologie". Enfin, on discutera de la combinaison et de la synthèse des résultats acquis à l'aide de ces différentes méthodes, l'étude des granites passant de plus en plus par des travaux intégrés.

II.1. L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)

II.1.1. Principes et fondements de l'ASM

La méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est mise en œuvre depuis quelques dizaines d'années pour les études structurales et la détermination de la fabrique des roches (Graham, 1954 ; Hrouda, 1982 ; Tarling et Hrouda, 1993). Cette méthode a été utilisée lors de nombreux travaux concernant la structure des plutons granitiques (par exemple Borradaile et Kehlenbeck, 1996 ; Aranguren et al., 1996 ; Bouchez, 1997 ; 2000) et son apport a souvent été déterminant pour la compréhension de l'architecture des plutons. Son principe repose sur la variation directionnelle (anisotropie) de la susceptibilité magnétique au sein d'une roche.

Lorsqu'un solide (par exemple un minéral) est placé dans un champ magnétique celui-ci y induit une aimantation (Fig. II-1). Ces deux grandeurs sont liées par la relation suivante :

$$M = K * H$$

avec M : aimantation induite (en A/m)

H : intensité du champ magnétique appliqué (en A/m)

K : susceptibilité magnétique volumétrique du solide (sans dimension SI)

La valeur de la susceptibilité magnétique d'un solide est fonction de la température, de l'intensité du champ magnétique, H et dans certains cas de la direction selon laquelle H est appliqué à ce solide. Les solides sont donc en général anisotropes vis-à-vis de la susceptibilité magnétique.

Dans le cas de minéraux isotropes vis-à-vis de la susceptibilité magnétique, K est un scalaire. Pour les minéraux anisotropes, la nature de K est variable. En effet, pour des champs magnétiques faibles, la relation entre M et H est toujours linéaire et K est un tenseur de rang deux pouvant être représenté géométriquement par un ellipsoïde. Pour des champs magnétiques plus forts, K n'est plus nécessairement un tenseur de rang deux. En effet, la relation linéaire entre M et H peut toujours exister en champ fort chez certains minéraux tandis que pour d'autres, l'aimantation, M, est saturée à partir de certaines valeurs du champ, H, et donc il n'y a plus de relation linéaire entre ces deux grandeurs. C'est uniquement dans ce dernier cas que la susceptibilité magnétique, K, ne peut plus être décrite en terme de tenseur de rang deux.

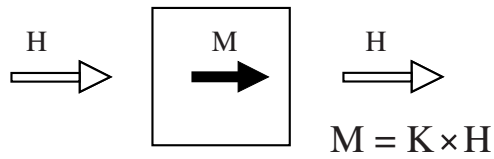


Fig. II-1. Aimantation d'un corps par un champ magnétique externe et relation entre cette aimantation et ce champ faisant apparaître la susceptibilité magnétique.

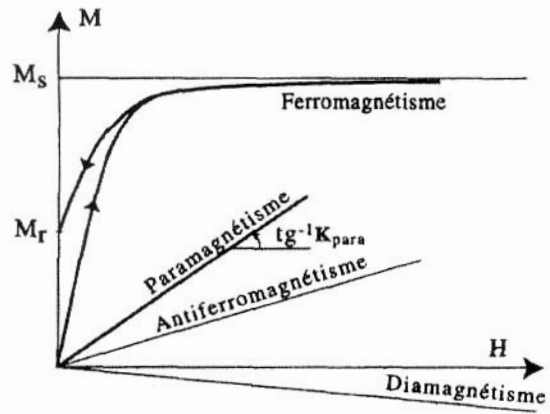


Fig. II-2. Relation entre l'aimantation et le champ magnétique pour les différents comportements magnétiques des solides (Bouchez, 2000).

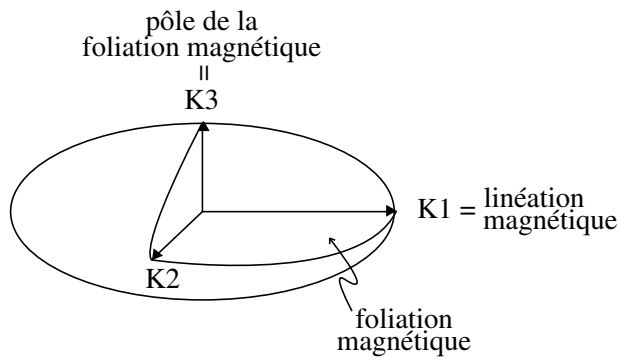


Fig. II-3. Ellipsoïde de susceptibilité magnétique.

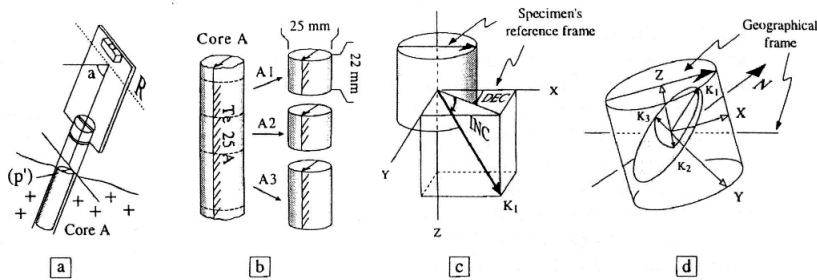


Fig. II-4. Echantillonnage, préparation et principe de mesure des échantillons d'ASM (Bouchez, 1997).

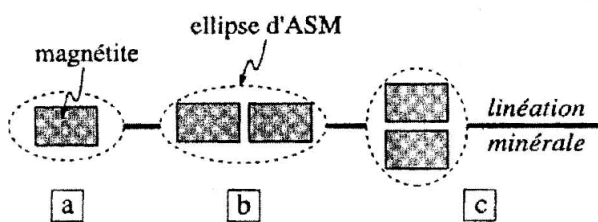


Fig. II-5. Interaction magnétique entre des grains de magnétite à proximité l'un de l'autre (Bouchez, 2000).

Remarque : l'ensemble des mesures ASM de ce travail a été réalisé en champ magnétique faible (300 A/m). La susceptibilité magnétique peut donc toujours être décrite par un ellipsoïde.

On voit donc que les minéraux peuvent présenter des comportements magnétiques différents en particulier en champ fort. Trois grands types de comportements magnétiques sont définis (Fig. II-2) :

* le comportement diamagnétique dont la susceptibilité K_{dia} est toujours négative et faible ($\approx -10^{-5}$ SI) est créé par l'environnement électronique des atomes. Ce comportement existe chez tous les minéraux. Le quartz, les feldspaths et la calcite ne présentent que ce type de susceptibilité et sont dits minéraux diamagnétiques. La susceptibilité diamagnétique est indépendante de la température.

* le comportement paramagnétique dont la susceptibilité K_{para} est toujours positive et faible ($\approx 10^{-5}$ à 10^{-4} SI). Ce comportement magnétique est généré par les atomes de fer au sein des silicates et de certains oxydes. La pyrite et donc les principaux silicates (micas, amphiboles, pyroxènes, olivine, grenat) sont de ce type. La susceptibilité paramagnétique varie en fonction de la température suivant la loi hyperbolique de Curie-Weiss. K_{para} diminue quand la température augmente.

* le comportement ferromagnétique sensu lato présente quelques différences par rapport aux deux autres types décrits précédemment. En effet, l'aimantation due aux phénomènes diamagnétique et paramagnétique n'apparaît qu'en présence d'un champ magnétique. Si ces minéraux ne se trouvent pas dans un tel champ magnétique alors leur aimantation disparaît. Au contraire, les minéraux ferromagnétiques sensu lato conservent une aimantation même hors d'un champ magnétique. Cette aimantation est dite rémanente et est utilisée lors des études paléomagnétiques. Trois sous types de comportement ferromagnétiques sont reconnus :

- le ferromagnétisme sensu stricto se rencontre dans les métaux des éléments de transition (Fe, Ni, Co et leurs alliages). La susceptibilité associée, K_{ferro} , est très forte et positive en champ faible.

- le ferrimagnétisme est présent dans de nombreux oxydes comme la magnétite. La susceptibilité ferrimagnétique, K_{ferri} , est positive et assez forte (de 10^{-3} à 10^3 SI) en champ faible.

- l'antiferromagnétisme est le comportement de certains oxydes comme l'hématite et la goëthite. La susceptibilité $K_{\text{antiferro}}$ est positive et plus faible en champ faible que K_{ferro} et K_{ferri} .

Les deux premiers types de ferromagnétisme, ferromagnétisme sensu stricto et ferrimagnétisme, montrent une saturation de l'aimantation en champ magnétique fort donc leur susceptibilité s'annule. Au contraire, la susceptibilité antiferromagnétique reste la même en champ fort.

La susceptibilité magnétique d'une roche est la combinaison des susceptibilités de ses différents minéraux. En raison de leur forte susceptibilité, ce sont en général, les phases minérales ferromagnétiques s. l. (même en faible quantité) et les minéraux paramagnétiques qui contribuent le plus à la susceptibilité totale d'une roche et à son anisotropie. La susceptibilité diamagnétique est en général négligeable devant les autres comportements magnétiques. Il est nécessaire de connaître la minéralogie d'une roche pour caractériser le mieux possible son ASM et identifier sa (ou ses) principale(s) phase(s) porteuse(s).

L'ASM d'une roche a différentes origines. Elle provient en partie de l'anisotropie cristalline des grains. En effet, certains minéraux, à l'échelle du réseau, présentent une susceptibilité magnétique plus forte le long de certains axes cristallographiques. L'orientation préférentielle de la particule cristalline (et donc de son réseau) va engendrer une ASM, dite magnétocristalline. Mais, l'ASM peut aussi provenir d'une anisotropie de la forme des grains. En effet, une particule déformée aura tendance à présenter une susceptibilité différente le long de ses grand et petit axes de forme. Enfin, l'ASM est aussi influencée par l'alignement et la distribution des grains. Là encore, c'est la combinaison au sein d'une roche de ces différentes anisotropies qui produit l'ASM totale.

Comme indiqué précédemment, en champ faible, la susceptibilité magnétique variant selon la direction d'application du champ magnétique peut être exprimée par un tenseur de rang deux, K_{ij} (avec $i, j = 1, 2, 3$). Ce tenseur est symétrique et peut être représenté graphiquement par un ellipsoïde : l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (Fig. II-3) qui possède trois axes principaux K_1, K_2, K_3 avec ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) et définit la fabrique magnétique. Cette fabrique est donc caractérisée par l'orientation et la valeur des axes principaux de l'ellipsoïde.

Plusieurs paramètres scalaires faisant intervenir le module des axes principaux permettent de caractériser la fabrique :

* la susceptibilité magnétique moyenne, $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$

* le degré d'anisotropie, $P = K_1/K_3$
ou $P' = \exp[2 \times \sum (\ln K_i/K_m)^2]^{1/2}$

On peut également calculer le degré d'anisotropie paramagnétique, P_{para} pour les roches à très faible susceptibilité afin d'éviter l'augmentation "artificielle" de P quand K_3 tend vers 0. Il suffit de tenir compte de la susceptibilité diamagnétique considérée comme isotrope et valant -14.10^{-6} SI. $P_{para} = (K_1 - K_{dia})/(K_3 - K_{dia})$.

Le degré d'anisotropie peut enfin s'exprimer sous forme de pourcentage, $P\% = (P-1) \times 100$.

* le paramètre de forme, $T = [\ln(K_2/K_3) - \ln(K_1/K_2)]/[\ln(K_2/K_3) + \ln(K_1/K_2)]$

Ce paramètre décrit la forme de l'ellipsoïde et varie de +1 (forme oblate ou en galette) à -1 (forme prolata ou en cigare).

L'orientation de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique permet de définir la linéation magnétique comme étant l'axe K_1 et la foliation magnétique (plan K_1 , K_2) dont le pôle est l'axe K_3 (Fig. II-3).

De nombreuses études (pour une revue voir Borraille, 1988 ; Rochette et al., 1992 ; Borraille et Henry, 1997) à partir de données structurales classiques (étude des orientations préférentielles macroscopiques, foliations, linéations, et de la déformation finie par observation des minéraux et des structures) d'une part et de données d'ASM d'autre part, ont montré qu'en général la fabrique magnétique et la fabrique minérale coïncident. Les directions principales de l'ellipsoïde de déformation finie et de l'ellipsoïde de susceptibilité sont souvent approximativement coaxiales, c'est-à-dire que linéation et foliation magnétique coïncident avec linéation et foliation structurale. Par ailleurs, les variations relatives d'intensité de la déformation peuvent être reflétées par les résultats des mesures ASM, c'est-à-dire que les zones où les roches sont les plus déformées sont celles où le degré d'anisotropie de l'ASM est souvent le plus fort. Cependant, il existe certains minéraux (par exemple la tourmaline ou la cordiérite) pour lesquels l'ASM est "inversée" par rapport à la pétrofabrique, c'est-à-dire que l'axe K_1 ("linéation magnétique") correspond au pôle de la foliation pétrographique et vice-versa. On parle, dans ce cas, de fabrique magnétique inverse.

Dans la grande majorité des cas, l'ASM reflète la pétrofabrique en direction et en intensité. L'ASM se révèle, ainsi, un très bon outil pour l'analyse qualitative et quantitative de la déformation finie, tout particulièrement quand les axes et l'intensité de la déformation sont mal définis par d'autres techniques structurales classiques. Ce qui est effectivement le cas dans la plupart des roches magmatiques.

II.1.2. Technique de prélèvement des échantillons

La technique d'échantillonnage pour l'ASM est identique à celle des études paléomagnétiques. Les échantillons de roche sont le plus souvent prélevés sur l'affleurement à l'aide d'une foreuse. Le principe consiste à forer des carottes de 3 à 6 cm de longueur dans la roche à l'aide d'un foret à diamant. La carotte est ensuite orientée à l'aide d'une table d'orientation (Fig. II-4a). On mesure grâce à cela la déclinaison, c'est-à-dire la direction par rapport au Nord, et l'inclinaison, angle par rapport à l'horizontale, d'une génératrice de l'échantillon. En général, on prélève entre 6 et 10 carottes par site d'échantillonnage. Un site correspond à un affleurement de quelques mètres ou dizaines de mètres carrés. Ultérieurement, les échantillons sont sciés à une taille conventionnelle (2,5 cm de diamètre et 2,2 cm de longueur) afin d'être mesurés (Fig. II-4b).

II.1.3. Mesures des échantillons

Nos mesures ont été réalisées au sein du Laboratoire de Magnétisme des Roches, laboratoire commun ISTO-BRGM, à l'aide du susceptomètre Kappabridge KLY-3S de la société AGICO. Le principe de cet appareil consiste à soumettre l'échantillon à un champ magnétique de faible intensité et à mesurer l'aimantation induite. Les mesures se font à température ambiante et selon trois positions perpendiculaires de l'échantillon. Dans une position donnée, l'échantillon tourne autour d'un axe et plusieurs mesures sont faites au cours de ces rotations. Le logiciel associé à l'appareil permet de déterminer avec une grande

précision l'orientation géographique et les valeurs des trois axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité et la susceptibilité totale de l'échantillon (Fig. II-4c). Le tenseur de susceptibilité est donc entièrement défini pour tous les échantillons (Fig. II-4d).

II.1.4. L'ASM dans les granites

La susceptibilité magnétique des granites montre un caractère bimodal (Bouchez, 1997 ; 2000). En effet, dans les granites dont les échantillons ont une susceptibilité inférieure à $500 \cdot 10^{-6}$ SI, l'ASM est en général portée par des minéraux paramagnétiques. Au contraire, d'autres granites où des phases ferromagnétiques sont présentes et portent l'ASM sont caractérisés par de plus forte susceptibilité souvent supérieure à $5000 \cdot 10^{-6}$ SI. Cette distinction entre granite "paramagnétique" et granite "ferromagnétique" rejoint la classification de Ishihara (1977) entre granites "des séries à ilménite" et "des séries à magnétite".

II.1.4.1. Les granites paramagnétiques

Les porteurs de l'ASM dans ces granites sont souvent les phyllosilicates et plus particulièrement les micas. L'interprétation de l'ASM est dans ce cas assez simple. En effet, l'ASM des micas est d'origine magnétocristalline c'est-à-dire qu'elle correspond à l'orientation des axes cristallographiques et donc à la sous-fabrique des micas. La foliation magnétique est parallèle à la foliation pétrographique marquée par les clivages (001) des micas. La linéation magnétique correspond à l'axe de zone de ces clivages. Dans ce cas, le degré d'anisotropie peut être utilisé comme indicateur de l'intensité de la déformation. Pour une déformation croissante, P augmente. Cependant, l'ASM étant pour les micas d'origine magnétocristalline, la valeur de P dépend également des propriétés magnétiques intrinsèques de ces micas et pour la biotite, elle ne peut pas dépasser 30% qui est le rapport maximal des modules de K1 et K3 de la biotite. Dans ce type de granite, P dépasse rarement 10%. A partir de travaux sur les granites pyrénéens, Gleizes et al. (1993) ont montré que dans ces granites la susceptibilité magnétique peut être utilisée pour cartographier les différents faciès pétrographiques en fonction de leur teneur en biotite car cette susceptibilité ne dépend que de la concentration en biotite.

Les granites paramagnétiques peuvent renfermer d'autres silicates que les micas contribuant à l'ASM. Dans le cas de mélange micas –amphiboles, l'interprétation de l'ASM reste assez simple. L'anisotropie magnétocristalline des amphiboles bien que encore mal définie semblent correspondre grossièrement à sa forme, c'est-à-dire avec K1 sub-parallèle à l'allongement des cristaux. L'ASM correspond à la combinaison des pétrofabriques des micas et des amphiboles. En revanche, l'ASM des granites contenant de la tourmaline ou de la cordiérite, c'est-à-dire des minéraux à fabrique inverse, est plus délicate à interpréter car la fabrique magnétique ne correspond plus à la fabrique cristalline du granite.

II.1.4.2. Les granites ferromagnétiques

Dans ces granites, la magnétite est le principal porteur de l'ASM. Suivant sa taille, la magnétite peut présenter des types de fabrique différent. Les grains de magnétite d'une taille inférieure au micron sont dits monodomaines et ont une fabrique inverse. A l'opposé, les magnétites plus grandes dites polydomaines ont une fabrique normale. Dans les granites, les

magnétites monodomaines sont très rares et ne sont pas discutées ici. L'ASM des magnétites correspond essentiellement à une fabrique de forme. Celle-ci dépend à la fois de la distribution d'orientation et de la forme même des grains. Le degré d'anisotropie des granites à magnétite varie fortement entre 0 et 50%. Ce degré d'anisotropie ne dépend pas simplement de la forme des grains, mais aussi des interactions entre grains de magnétite. En effet, ces grains, qui se comportent comme des aimants (Fig. II-5a), peuvent interagir magnétiquement dès que leur distance mutuelle est inférieure à la taille des grains eux-mêmes. Cette anisotropie due à la distribution des grains peut augmenter (Fig. II-5b) ou diminuer le degré d'anisotropie (Fig. II-5c) (Bouchez, 1997 ; 2000). Dans ces granites, les variations du degré d'anisotropie ne reflète donc pas nécessairement des variations de l'intensité de la déformation.

II.1.4.3. Les granites à minéralogie magnétique mixte

Dans certains granites contenant peu de magnétite, la fabrique magnétique est portée conjointement par la magnétite et des phases paramagnétiques. Dans ce cas, il est fréquent que la sous-fabrique de la magnétite soit "mimétique" de celle des autres phases minérales, par croissance préférentielle aux joints des autres grains ou exsolution de la magnétite le long de leur clivage. Cependant, la magnétite peut également être secondaire formée par hydrothermalisme. Pour séparer les signaux paramagnétique et ferromagnétique, on peut soit travailler en champ magnétique fort afin de saturer la fraction ferromagnétique et isoler la fraction paramagnétique, soit mesurer la sous-fabrique ferromagnétique par les méthodes d'anisotropie de rémanence et la comparer à l'ASM.

II.1.4.4 Les caractéristiques des fabriques magnétiques des granites

La rapidité et la simplicité de l'utilisation de l'ASM a permis de multiplier les études de ce type dans les granites. L'une des principales découvertes de ces nombreux travaux est la grande homogénéité des fabriques magnétiques au sein des granites. Les cartes de fabriques, et plus particulièrement des linéations magnétiques, montrent une grande cohérence directionnelle des structures à l'échelle de tout un pluton ou dans certaines parties de celui-ci. Cette cohérence se retrouve en fait à toutes les échelles depuis l'affleurement jusqu'au massif granitique complet (Olivier et al., 1997).

L'interprétation des fabriques magnétiques, tout comme pour les autres fabriques structurales et minérales, nécessite cependant de connaître, d'une part la rhéologie du magma ou de la roche lors de l'acquisition de la fabrique et d'autre part la structure de l'encaissant. L'étude de la rhéologie passe par l'observation des microstructures (voir section II.2). La comparaison des fabriques des granites et des structures de leur encaissant a pour but de déterminer les causes de cette fabrique qui peuvent être d'origine interne au pluton (dynamique d'écoulement du magma, convection, recristallisation statique post-solidus, ...) ou externe (tectonique régionale). Le caractère syn- ou post-tectonique d'un granite peut ainsi être mis en évidence par l'étude de sa fabrique magmatique, mais l'examen détaillé des microstructures des roches analysées se révèle être une étape indispensable.

II.2. L'étude des microstructures

L'étude des microstructures des roches magmatiques a pour but de déterminer l'état rhéologique du magma ou de la roche déjà entièrement cristallisée lors de l'acquisition des fabriques. Cet état rhéologique est en effet très variable lors de la cristallisation des magmas puisqu'il évolue d'un comportement newtonien pour de faibles teneurs en cristaux jusqu'à un comportement de corps de Bingham pour des teneurs plus importantes (Arzi, 1978 ; Van der Molen et Paterson, 1979). Si les fabriques primaires des roches magmatiques sont acquises dans des conditions situées au-dessus du solidus, les déformations post-solidus peuvent cependant réorienter et modifier ces fabriques. Cette déformation post-solidus peut s'effectuer à haute température peu de temps après la solidification complète du magma ou au contraire bien plus tard à basse température. Ces différents états rhéologiques sont caractérisés par des types de déformation contrastés et donc par des microstructures variées. Depuis une vingtaine d'années plusieurs études ont servi à identifier ces microstructures, à leur associer les mécanismes de déformation les ayant formés et donc déterminer l'état rhéologique de la roche lors de cette formation (Marre, 1982 ; Hibbard, 1987 ; Blumenfeld et Bouchez, 1988 ; Paterson et al., 1989 ; Bouchez et al., 1992 ; Paterson et al., 1998 ; Vernon, 2000).

Dans le cas des roches magmatiques, les deux situations rhéologiques extrêmes sont représentées par l'écoulement magmatique et la déformation à l'état solide. Une fabrique sera dite magmatique si l'orientation des cristaux est le résultat d'un déplacement du magma, c'est-à-dire d'un liquide visqueux, et donc d'une rotation rigide des cristaux dans un milieu visqueux sans interaction suffisante entre ces cristaux pour provoquer des déformations plastiques. A l'opposé, une déformation à l'état solide de haute température est caractérisée par une déformation plastique intracristalline et à plus basse température par l'apparition de déformations fragiles dans certains minéraux. Le tableau II-1 présente quelques exemples de microstructures typiques des déformations magmatiques et à l'état solide de haute et basse température rencontrés dans les plutons cévenols.

Microstructure magmatique	Microstructure à l'état solide de haute température	Microstructure à l'état solide de basse température
<ul style="list-style-type: none"> * Alignement parallèle de cristaux subautomorphes sans déformation interne (micas, plagioclase) * Imbrication (tiling) de cristaux automorphes * Absence de toute déformation interne des cristaux (Fig. II-6a, II-6b) * Accolement de cristaux en cours de cristallisation (= synneusis) 	<ul style="list-style-type: none"> * Déformation interne des cristaux (extinction ondulée, migration de joints de grains, kinks (Fig. II-6c)) * Formation de néograins (Fig. II-6d), recristallisation dynamique (Fig. II-6e), réduction de la taille des grains * Allongement et boudinage d'agrégats cristallins * Macle du microcline * Système de glissement prismatique <c> du quartz 	<ul style="list-style-type: none"> * Fracturation des feldspaths (Fig. II-6f) * Microstructures de pression-dissolution * Système de glissement prismatique <a> et basal <a> du quartz

Tableau II-1. Quelques exemples de microstructures

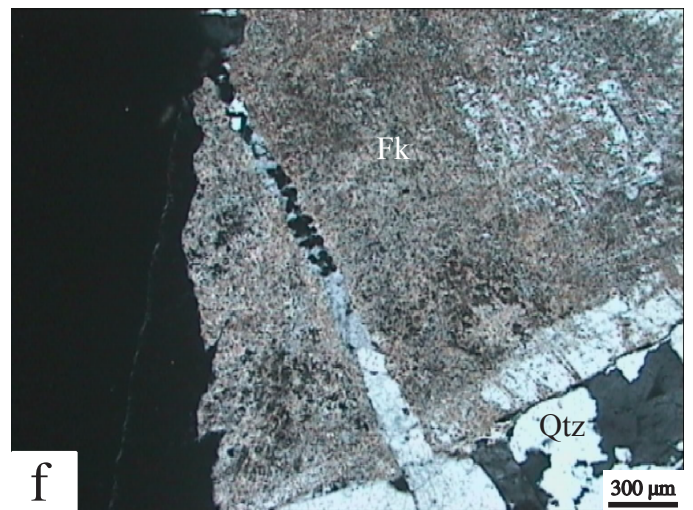
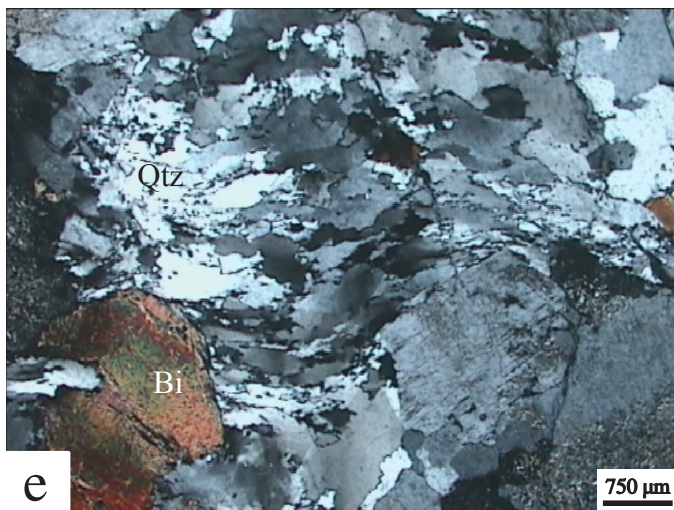
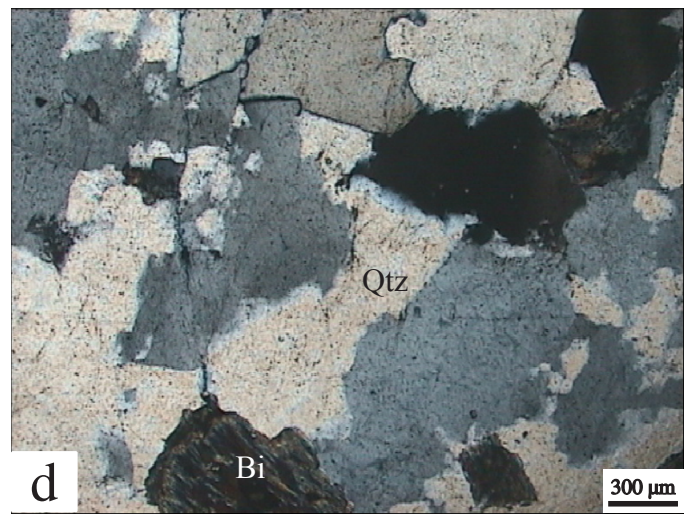
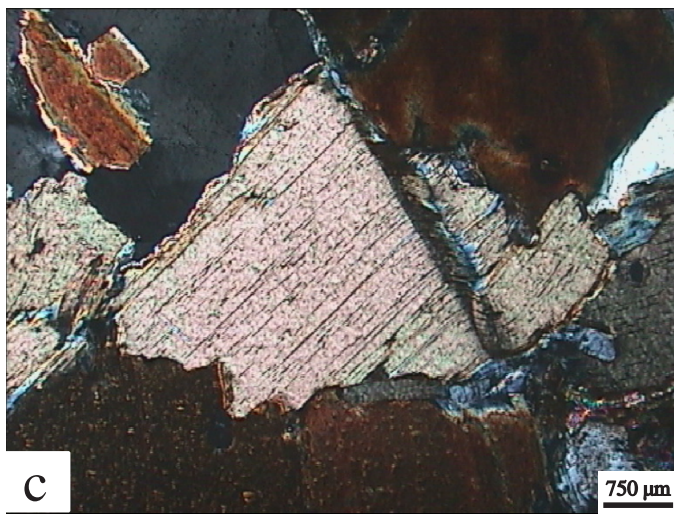
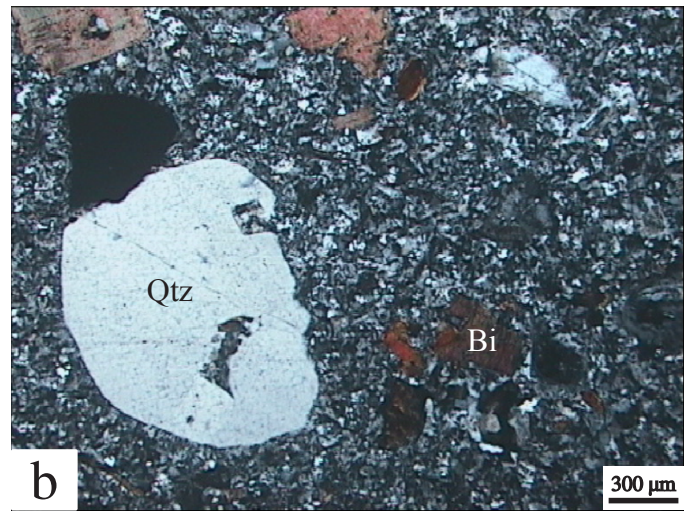
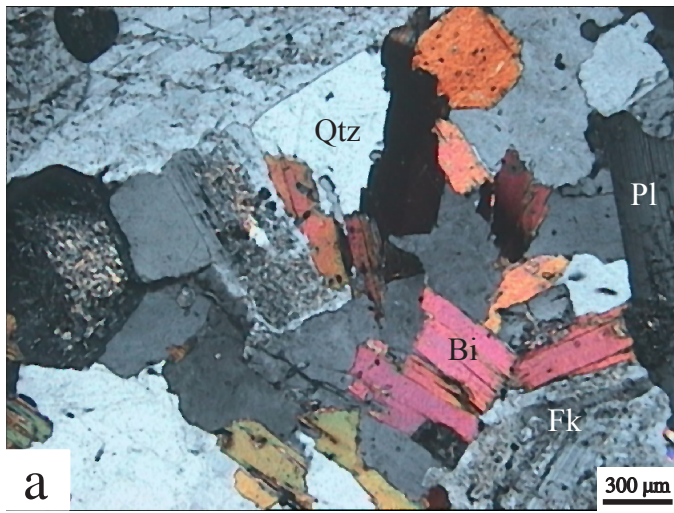


Fig. II-6. Exemples de microstructure. (a), (b) Microstructures magmatiques présentant des textures grenues (a, site ASM 51 du Mont-Lozère) et microgrenues (b, site ASM 139 de l'Aigoual). (c), (d), (e) Microstructures de déformation à l'état solide à haute température. (c, site ASM 119 du Saint-Guiral) Biotite kinkée. (d, site ASM 114 du Liron) Début de recrystallisation du quartz avec individualisation de néograins. (e, site ASM 25 de la Borne) Quartz extrêmement recrystallisé. Les néograins sont parfaitement individualisés. (f, site ASM 13 de la Borne) Microstructures de déformation à l'état solide à basse température. Fracture remplie de petits grains de quartz recoupant un feldspath potassique. Qtz : Quartz, Fk : Feldspath potassique, Pl : Plagioclase, Bi : Biotite

La principale difficulté pour déterminer l'état rhéologique existant lors de la formation des fabriques tient au fait qu'une roche peut subir plusieurs déformations, magmatique puis à l'état solide. En outre, les mécanismes de déformation et les microstructures décrits précédemment pour des cas extrêmes et idéaux ne sont en réalité pas univoque. L'interprétation de certaines de ces microstructures est encore délicate, par exemple le "kink" des biotites peut également s'observer à l'état solide à assez basse température. Par ailleurs, un état "sub-magmatique" est caractérisé par la présence de liquide magmatique entre des agrégats de cristaux ne montrant pas de déformation plastique (Bouchez et al., 1992). Un exemple de microstructure qualifiée de "sub-magmatique" est donné par des plagioclases fracturés et dont les fractures sont remplies par un assemblage quartzo-feldspathique représentant un liquide tardi-magmatique. Cette déformation "sub-magmatique" est donc acquise à la fin de la cristallisation du magma. En outre, des expériences comme celles de Park et Means (1996) ont démontré que certains mécanismes de déformation attribués précédemment à une déformation plastique post-solidus de haute température pouvaient exister alors que du liquide magmatique était toujours présent entre des cristaux déjà formés. Il est donc difficile de distinguer une déformation acquise à la fin de la cristallisation d'un magma de celle développée plus tardivement alors que la roche magmatique entièrement cristallisée se déforme à l'état solide de façon plastique.

Les fabriques des granites peuvent donc refléter une déformation liée à l'écoulement du magma dans la chambre magmatique ou à une déformation ultérieure plastique ou cassante, associée à des phénomènes internes à la chambre ou encore à une déformation régionale.

II.3. La gravimétrie

II.3.1. Théorie et méthodologie

La gravimétrie a pour but la mesure et l'étude des variations dans le temps et dans l'espace du champ de pesanteur de la Terre et des autres corps du système solaire. Ses applications sont multiples.

II.3.1.1. Rappels théoriques

L'accélération de la pesanteur ou pesanteur à la surface de la Terre est fonction de divers phénomènes :

- l'attraction newtonienne des masses de la Terre créant l'accélération gravitationnelle
- l'accélération centrifuge due à la rotation de la terre.

L'accélération gravitationnelle est calculée en première approximation à partir de la loi de gravitation universelle de Newton :

$$F = G.m.m'/d^2$$

avec F : force gravitationnelle attractive s'exerçant entre deux corps ponctuels
 m, m' : masses respectives des deux corps ponctuels
 d : distance séparant les corps ponctuels
 G : constante de gravitation universelle égale à $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$

La force gravitationnelle s'exerçant sur une masse ponctuelle située à la surface de la Terre s'écrit donc :

$$F = G \cdot m \cdot M / r^2$$

avec M : masse de la Terre considérée comme placée en son centre
 m : masse ponctuelle située à la surface de la Terre
 r : rayon terrestre

Or en sachant que $F = m \cdot g$

On obtient que :

$$g_a = G \cdot M / r^2$$

avec g_a : accélération gravitationnelle de la Terre. g_a s'exprime en $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$.

En gravimétrie, on préfère utiliser une autre unité le Gal ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) et ses subdivisions le milliGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) et le microGal ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

En réalité, cette valeur de l'attraction gravitationnelle n'est valable que pour une Terre théorique sphérique, immobile et homogène, c'est-à-dire de densité constante ou variant radialement. Or, la rotation terrestre crée une accélération centrifuge opposée à l'accélération gravitationnelle et déforme la Terre. En effet, la Terre n'est pas parfaitement sphérique, mais aplatie aux pôles et peut donc être décrite comme un sphéroïde. L'accélération gravitationnelle doit donc être corrigée en tenant compte de la non-sphéricité de la Terre. De plus, la valeur de l'accélération de la pesanteur fait intervenir l'accélération centrifuge. La pesanteur ainsi calculée est valable pour une Terre théorique homogène et en rotation. Cependant, les hétérogénéités de masses (ou de densité) au sein du globe terrestre modifient cette valeur de la pesanteur (Fig. II-7).

II.3.1.2. Potentiel de pesanteur, géoïde et ellipsoïde de référence

L'accélération de la pesanteur est un champ vectoriel qui dérive d'un potentiel scalaire. Le potentiel de pesanteur de la Terre est la somme du potentiel d'attraction gravitationnelle et du potentiel dû à la rotation de la Terre. On peut donc définir des surfaces équipotentielles. La verticale qui correspond à la direction du champ est normale en tout point à une surface équipotentielle. Une surface équipotentielle représente donc l'horizontale.

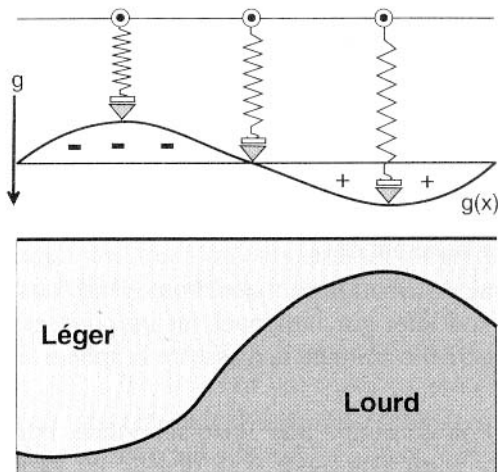


Fig. II-7. Exemple de répartition de masses en profondeur et de leur influence sur la pesanteur (Dubois et Diament, 2001).

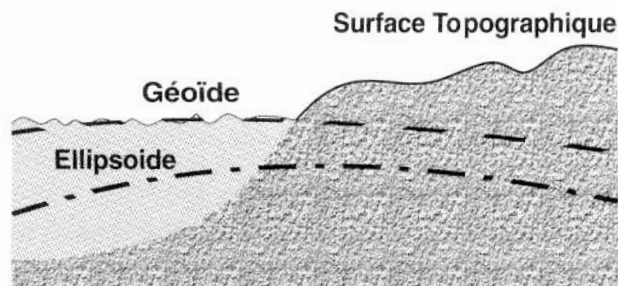


Fig. II-8. Relation entre ellipsoïde de référence et géoïde en mer et sur les continents (Dubois et Diament, 2001).

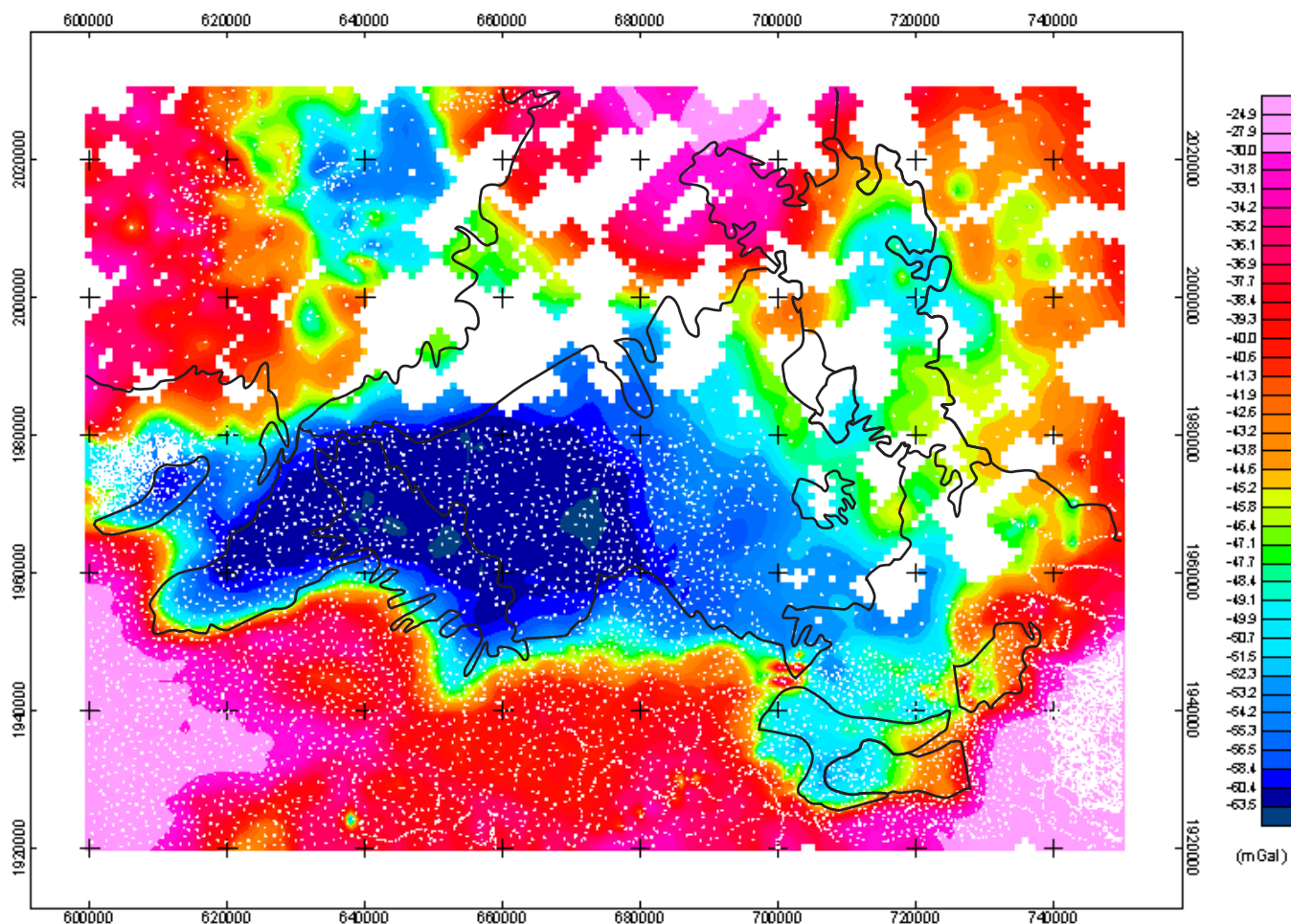


Fig. II-9. Exemple d'anomalie de Bouguer complète autour du massif de la Margeride. Les zones vides blanches correspondent à une absence de mesure. Les points blancs sont les stations de mesure existantes avant notre levé. Les traits noirs représentent les contours géologiques.

Parmi toutes les surfaces équipotentielles du champ de pesanteur de la Terre, l'une correspond à la surface moyenne des océans. Cette surface particulière est appelée géoïde. Le géoïde définit la forme de la Terre et cette forme dépend de la répartition des masses à l'intérieur du globe terrestre. Au XVIII^e siècle, Clairaut a déterminé que si la Terre était homogène et en rotation, le géoïde correspondrait à un ellipsoïde de révolution appelé ellipsoïde de référence qui est une surface équipotentielle du champ de pesanteur théorique qui se rapproche le mieux du géoïde (qui est une surface équipotentielle du champ de pesanteur réel). Or, la Terre n'étant pas homogène, le géoïde va présenter des ondulations par rapport à l'ellipsoïde de référence (Fig. II-8). Ces ondulations sont fonction des hétérogénéités de densité. Le géoïde présente une bosse au-dessus d'un excès de masse et un creux au-dessus d'un défaut de masse.

Le géoïde et l'ellipsoïde de référence sont des surfaces équipotentielles où le potentiel de pesanteur est, par définition, constant mais l'accélération de la pesanteur varie sur ces surfaces. Sur l'ellipsoïde, cette variation ne dépend que de la latitude selon la formule établie par Clairaut :

$$g = g_0(1 + k_1 \sin^2 \varphi - k_2 \sin^2 2\varphi)$$

avec g_0 : accélération de la pesanteur à l'équateur

φ : latitude

k_1, k_2 : constantes dépendant de la forme et la vitesse de rotation de la Terre

Cette valeur théorique de l'accélération de la pesanteur est établie pour une Terre homogène et ne tient pas compte des hétérogénéités de densité.

II.3.1.3. Les anomalies gravimétriques

La valeur théorique de la pesanteur calculée précédemment ne tient donc pas compte de la répartition des masses au sein du globe terrestre. Or, les mesures que l'on effectue sur le terrain dépendent de ces hétérogénéités des densités, lesquelles sont de fait l'information que l'on recherche lors des études de gravimétrie régionale, puisqu'elles dépendent de la répartition, du volume et des densités des formations géologiques en profondeur. Il s'agit donc d'extraire du signal de mesure de la pesanteur, la composante reflétant ces hétérogénéités de densité et qui correspond aux anomalies gravimétriques. Il suffit donc, en théorie, de comparer en chaque point de mesure, la valeur de la pesanteur mesurée sur le terrain et la valeur théorique de la pesanteur calculée par la formule de Clairaut. Malheureusement, les mesures effectuées sur le terrain ne le sont pas sur l'ellipsoïde de référence mais souvent sur les continents à une altitude supérieure. L'altitude et les reliefs autour du point de mesure affectent également cette mesure. Il faut donc tenter de calculer une valeur "théorique" de la pesanteur au point de mesure prenant en compte l'effet de l'altitude et du relief sur la valeur de la pesanteur. Cette valeur "théorique" ne prend pas en compte les hétérogénéités de répartition des densités en profondeur. L'anomalie calculée par différence entre cette valeur "théorique" et la valeur mesurée reflétera ces hétérogénéités de densité et est appelée anomalie de Bouguer complète (Fig. II-9).

On voit donc qu'en chaque point de mesure gravimétrique, la valeur théorique de l'ellipsoïde de référence à l'aplomb de cette mesure doit être corrigée avant d'être comparée avec la valeur mesurée. Les différentes corrections appliquées : corrections à l'air libre, de plateau, de terrain sont détaillées lors de l'étude gravimétrique réalisée sur la bordure orientale du massif de la Margeride (section III.5).

L'anomalie de Bouguer complète résultant de ces calculs correspond à la répartition de l'ensemble des masses. Or, les études de gravimétrie sur les granites cherchent à déterminer cette répartition seulement sur les premiers kilomètres sous la surface terrestre et non les répartitions plus profondes. Il faut donc retirer du signal de l'anomalie de Bouguer complète une composante de grande longueur d'onde correspondant aux hétérogénéités de densité profondes. L'anomalie résultante est dite anomalie de Bouguer résiduelle (voir section III.5).

A partir de cette anomalie résiduelle, il est possible de modéliser la répartition des masses en profondeur à l'aide de différentes méthodes directes, indirectes ou inverses.

II.3.2. La gravimétrie appliquée aux granites

Les granites sont des objets pour lesquelles la gravimétrie s'est révélée être un outil important dans la détermination de leur forme. En effet, de par leur densité, en général faible, les granites s'individualisent correctement sur les cartes d'anomalie gravimétrique. Les terrains encaissants métamorphiques sont souvent plus denses que les granites. Seules, les formations sédimentaires sont moins denses que ceux-ci. Les granites correspondent donc sur les cartes gravimétriques souvent à des anomalies négatives.

Les modélisations gravimétriques effectuées sur les granites permettent de déterminer leur épaisseur et la géométrie du plancher et des bordures du massif en profondeur. Ces modèles montrent que les granites présentent souvent une ou des zones où le plancher s'approfondit avec des contacts plus pentés. Ces zones particulières sont interprétées comme des régions d'enracinement du pluton et coïncident parfois avec le domaine d'alimentation en magma de la chambre magmatique. La localisation de ces zones d'alimentation est importante pour comprendre les mécanismes de mise en place des magmas et de construction des chambres magmatiques. Ces zones plus épaisses de granite, appelées aussi "racines", se repèrent facilement sur les cartes gravimétriques car elles correspondent souvent à des anomalies plus négatives que le reste du pluton.

Vignerresse (1990, 1995), ainsi qu'Améglio (1998), à partir de leur nombreux travaux sur les granites hercyniens de France et d'Espagne ont défini deux types de forme tridimensionnelle de granite. Le premier type est caractérisé par des granites à fond plat, de faible épaisseur (2 à 3 km) et la présence de nombreuses racines. Ces granites se seraient mis en place en contexte extensif. A l'inverse, d'autres granites ne présentent que quelques zones d'alimentation (souvent une seule), sont allongés selon une direction préférentielle et ont une forme en coupe de "V" (ou en coin) avec des contacts toujours très pentés. Ces plutons assez épais (environ 10 km) correspondraient à une mise en place en contexte décrochant dans la croûte supérieure cassante à partir de fractures plus ou moins verticales.

II.4. Les études intégrées sur les granites

Si les outils précédents apportent chacun des informations sur la formation et l'évolution des massifs granitiques, leur combinaison par des études intégrées est cependant beaucoup plus pertinente et utile (Améglio et al, 1997). En effet, l'interprétation des données ASM doit toujours être couplée à l'observation des microstructures afin de déterminer la chronologie des fabriques minérales par rapport à la mise en place ou la cristallisation des granites. Les fabriques peuvent être plus ou moins précoces par rapport à la cristallisation du magma ou au contraire être associées à une déformation à l'état solide se produisant bien après la solidification complète du granite. La signification des déformations reflétées par les fabriques magnétiques pourront donc être complètement différentes selon le type de microstructure identifiée.

La forme tri-dimensionnelle des plutons est déterminée à partir des modélisations gravimétriques. Cependant, l'interprétation de cette forme est facilitée par la connaissance des structures internes au pluton. Certaines zones des plutons caractérisées par des anomalies assez négatives correspondant à une plus grande épaisseur de granite sont souvent identifiées comme zones d'alimentation. Cependant, cette interprétation est renforcée s'il y a présence, dans ces régions, de linéations magmatiques à fort plongement reflétant un écoulement vertical du magma. Par ailleurs, ces zones d'alimentation correspondent parfois à des faciès tardifs plus différenciés. Or, pour les granites "paramagnétiques", la cartographie des faciès est particulièrement facilitée par l'utilisation de la mesure de la susceptibilité magnétique (Gleizes et al. 1993). Les zones d'alimentation peuvent donc correspondre à des régions de faible susceptibilité. Les zones peu épaisses des plutons présentent souvent des linéations sub-horizontales pouvant refléter un écoulement horizontal du magma.

La compréhension du mode de mise en place des magmas passe donc par une détermination de la forme tri-dimensionnelle des plutons granitiques, ainsi que du contexte tectonique existant lors de cette mise en place. Ce dernier peut être mis en évidence par les mesures structurales dans les encaissants et par des mesures de fabriques internes des plutons par l'ASM. L'interprétation des données ASM est elle-même facilitée par les observations microstructurales.

CHAPITRE III

LE MASSIF GRANITIQUE DE LA MARGERIDE

III.1. Contexte géologique et présentation du pluton de la Margeride

III.1.1. Situation géographique et place du pluton dans son cadre géologique régional

Le massif granitique de la Margeride se situe au centre du Massif Central français et à l'Est d'un accident majeur recoupant cette chaîne, le Sillon Houiller. Ce massif est à cheval sur quatre départements : le Cantal, la Haute-Loire, la Lozère et l'Aveyron. Il recouvre tout ou partie de 16 feuilles de la Carte Géologique de France à 1/50000 et affleure sur environ 3200 km² (Fig. III-1). C'est avec le massif de Guéret dans le Limousin un des plutons majeurs du Massif Central.

Ce massif granitique allongé selon une direction ENE-WSW sur près de 90 km présente une largeur variable maximum dans la région orientale (55 km) qui se réduit à l'Ouest (15 km). On peut subdiviser ce massif, d'Ouest en Est en trois grandes zones géographiques séparées par deux ensembles parallèles de plus hautes altitudes (Fig. III-1) :

- * le lobe d'Entraygues, à l'Ouest des coulées basaltiques des Monts d'Aubrac,
- * à l'Est de ceux-ci, la partie centrale du massif formant un vaste plateau d'environ 1000 m d'altitude. Cette région est bordée à l'Est par les Monts de la Margeride et le graben oligocène du Malzieu,
- * la partie orientale forme également un plateau de plus faible altitude.

Ce massif présente donc un relief assez monotone et peu accidenté expliquant les mauvaises conditions d'affleurement excepté dans la partie orientale.

Le massif granitique est recouvert en partie à l'Ouest par les formations volcaniques tertiaires des Monts d'Aubrac et au Sud-Est par les formations sédimentaires des Causses (Fig. III-1). Il est de plus, bordé au NW par les dépôts volcaniques tertiaires du Cantal et au NE par le dôme migmatitique du Velay et par les basaltes du Devès. Toutes ces formations sont postérieures à la mise en place du pluton granitique de la Margeride.

Le pluton s'est mis en place au sein de plusieurs séries métamorphiques présentant des lithologies et des structurations différentes (Fig. III-1). Ces séries métamorphiques appartiennent à trois ensembles structuraux définis au premier chapitre, l'Unité Supérieure des Gneiss, l'Unité Inférieure des Gneiss et le Para-autochtone :

(1) Sur la bordure nord, affleurent les séries de la Truyère à l'Ouest et du Haut-Allier à l'Est. Ces séries, qui présentent des lithologies et des structurations similaires, montrent la superposition de terrains anatectiques de haut-grade sur des formations gneissiques et micaschisteuses de plus bas grade. Ces dernières sont en contact avec le granite. Des terrains appartenant au groupe leptyno-amphibolique séparent les deux ensembles lithologiques précédents. On retrouve donc la superposition Unité Supérieure des Gneiss-Unité Inférieure des Gneiss. La foliation à pendage faible vers le NNE est concordante avec la limite du granite dans la série de la Truyère alors que de nombreuses discordances entre la foliation de l'encaissant et le contact du pluton sont visibles dans la série du Haut-Allier. Le contact granite-encaissant concordant dans la série de la Truyère et cartographiquement assez

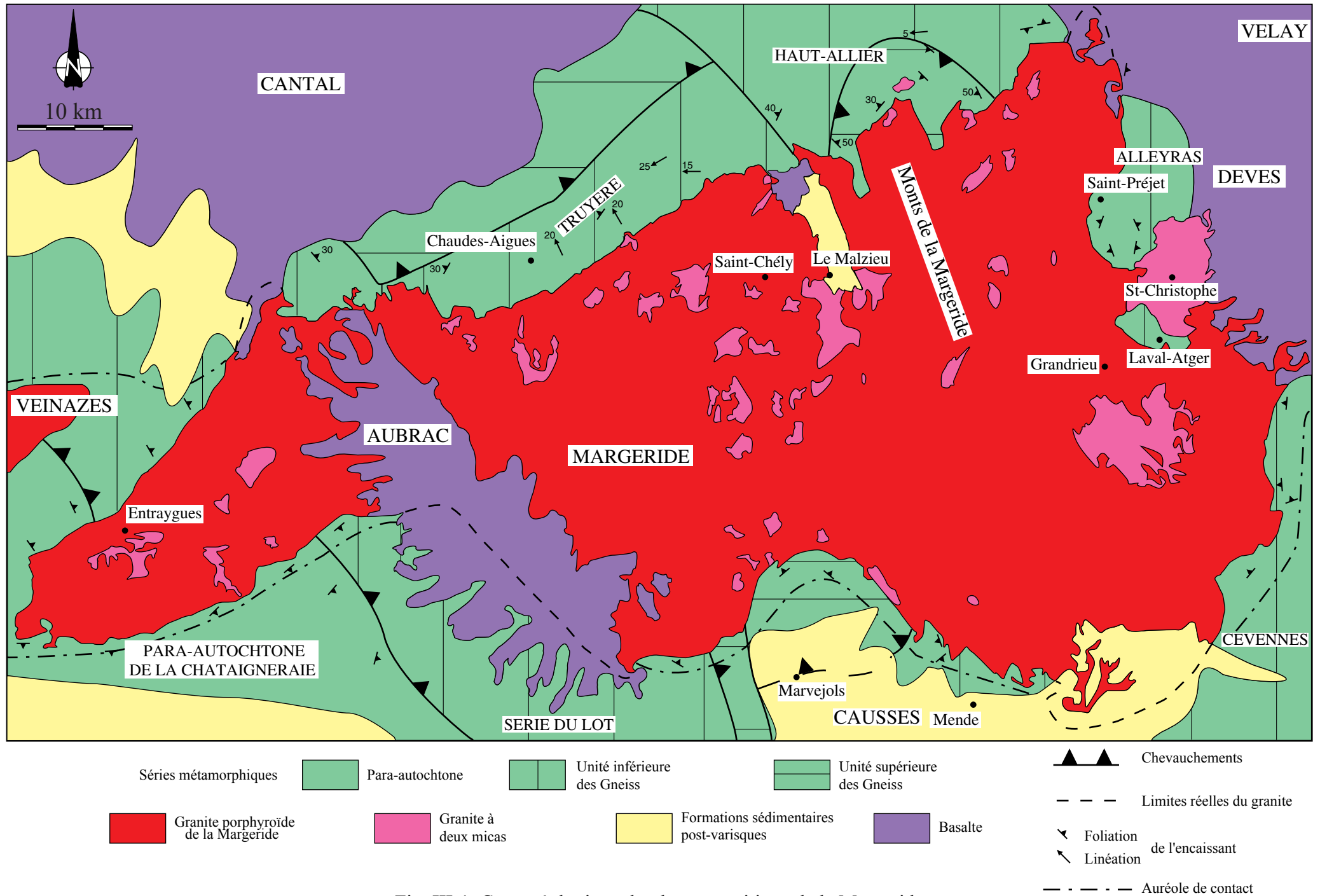


Fig. III-1. Carte géologique du pluton granitique de la Margeride.

rectiligne et de direction NE-SW, montre souvent des pendages externes vers le Nord. A l'opposé, le contact souvent discordant et très irrégulier dans la série du Haut-Allier traduit sa nature tectonique. Des failles de direction NW-SE délimitent de grands panneaux d'encaissant situés structurellement au-dessus du domaine granitique. Les failles bordières du bassin oligocène du Malzieu sont de même direction. Le métamorphisme de contact est pratiquement absent. Il se caractérise essentiellement par une rétro-morphose des micas et l'apparition de tourmaline et d'albite dans une zone de quelques dizaines de mètres (Restituto, 1971).

(2) A l'Ouest, bordant le lobe d'Enraygues, se rencontre la série des micaschistes sériciteux épizonaux de la Châtaigneraie. Ces micaschistes présentent une foliation NW-SE très discordante sur le contact de la bordure nord tandis que la direction NE-SW de la foliation est parallèle à la bordure sud. Le métamorphisme de contact est bien développé et plus particulièrement le long de la bordure nord où l'auréole atteint 10 km de large alors que sa largeur n'est que d'environ 1 km sur la bordure sud. Cette différence de développement de l'auréole est probablement due à la présence de nombreux massifs granitiques au Nord tel le granite de Veinazès. L'auréole de métamorphisme se divise en une partie interne cornéifiée à andalousite et cordiérite et une partie externe constituée de schistes tachetés à andalousite et phyllosilicates. Le pendage externe des contacts indique un élargissement du pluton en profondeur.

(3) Sur la bordure sud, le granite recoupe les différentes nappes syn-métamorphes. La série de Marvejols chevauche la série de Saint-Geniez-d'Olt. Celle-ci, constituée de micaschistes, de gneiss ainsi que d'intercalations d'orthogneiss et de métadiorites quartziques, présente un métamorphisme inverse. La série de Marvejols comprend des gneiss à disthène et sillimanite, des gneiss leptyniques à lentilles éclogitiques et enfin à sa base un niveau leptyno-amphibolique. La série de Marvejols présente une évolution métamorphique rétrograde. Un tel dispositif de série rétrograde reposant sur un ensemble prograde à métamorphisme inverse et séparé par un niveau leptyno-amphibolique est typique de la superposition Unité Supérieure des Gneiss-Unité Inférieure des Gneiss. Le contact entre les deux unités est formé par une zone mylonitique (Faure et al., 1979). Le pendage général de la foliation est vers le Nord. La limite du granite est assez irrégulière avec notamment au Nord de Marvejols un golfe de terrains métamorphiques s'avancant dans le domaine granitique bordé à l'Est par des failles NW-SE à regard ouest. Le contact est donc souvent de nature tectonique post-mise en place. L'auréole de métamorphisme de contact est large de 1 à 3 km. Elle est caractérisée par la présence de biotite de contact, d'andalousite et de cordiérite.

(4) Sur la partie orientale du granite affleurent au Sud-Est les Cévennes et au Nord-Est la série d'Alleyras qui appartient à l'Arc de Fix. Cette bordure orientale est plus complexe que les autres car elle présente de nombreuses unités granitiques (dont la description sera faite au prochain paragraphe) et elle semble avoir subi une déformation polyphasée. De plus, les formations basaltiques du Devès masquent la transition entre cette région orientale et le complexe granito-migmatitique du dôme du Velay. La région des Cévennes septentrionales au Sud-Est du pluton est décrite en détail au Chapitre IV. Elle est constituée essentiellement de micaschistes, les « micaschistes des Cévennes » appartenant au domaine para-autochtone et montrant une foliation subhorizontale. Sur la bordure sud du Velay, affleurent des formations gneissiques partiellement migmatitiques appelées "unité des gneiss de Masméjean" situés en position sous-jacente par rapport aux "micaschistes des Cévennes" et séparés de ces derniers

par un contact mylonitique. Le long de la bordure Nord-Est, la série d'Alleyras est formée d'orthoigneiss ocellés recoupant un ensemble de leptynites, de paragneiss et de micaschistes. Cette structuration est mise en évidence grâce à une succession de plissements formant l'arc de Fix, tel l'anticlinal de Saint-Préjet laissant apparaître au cœur du pli les orthogneiss sous les paragneiss. La structuration primaire de cette région, et en particulier la foliation initialement à faible pendage, a été modifiée par des mouvements postérieurs à la mise en place du granite. Ces mouvements sont associés à la mise en place du dôme migmatitique du Velay. Les contacts granite-encaissant sont complexes et variés. Ils peuvent être concordants ou discordants comme dans la région de Laval-Atger ou le long de la bordure nord-est du massif. Le métamorphisme de contact est absent sur cette bordure.

Toutes ces séries métamorphiques ont donc principalement été structurées lors de la phase compressive du Carbonifère inférieur, c'est-à-dire pendant l'édification de la chaîne varisque avant l'intrusion granitique, excepté la série d'Alleyras dont la géométrie actuelle est liée à la mise en place du dôme du Velay au Stéphanien. De plus, certaines structures, en particulier dans les Cévennes, semblent être associées à la phase extensive namurienne (voir section IV.1).

III.1.2. Pétrographie du massif

Le massif de la Margeride s'est mis en place au sein des séries métamorphiques précédemment décrites à la fin de l'orogénèse varisque. L'âge de mise en place de ce massif a été déterminé par plusieurs travaux géochronologiques (dont les nôtres) qui font l'objet d'une présentation détaillée au paragraphe suivant (section III.2). Malgré quelques divergences, les âges obtenus indiquent une mise en place entre 330 et 305 Ma. Ce massif s'est donc mis en place à la fin de la structuration de la chaîne varisque (période néo-varisque de Ledru et al., 1989).

Le massif de la Margeride a été étudié d'un point de vue pétrographique essentiellement par Couturié (1977). Cet auteur reconnaît dans le massif plusieurs ensembles granitiques distincts (Fig. III-1) : les granites porphyroïdes (le granite de la Margeride sensu stricto et le granite de Chambon-le-Château) et les granites à deux micas (granite de Saint-Christophe-d'Allier et les leucogranites).

III.1.2.1. *Le granite de la Margeride*

Le granite de la Margeride constitue environ 95 % de la surface affleurante du pluton. Il s'agit d'une roche moyennement grenue caractérisée par la présence de mégacristaux de feldspath potassique lui conférant son aspect porphyroïde (Fig. III-2a). Ces mégacristaux peuvent être localement orientés (Fig. III-2b). Les mégacristaux de feldspath potassique atteignent parfois 10 cm. Les principaux minéraux constitutifs sont le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite et dans certains cas la muscovite et la cordiérite. A partir de la teneur modale en biotite, Couturié (1977) a défini trois faciès (Fig. III-3) :

* le faciès sombre affleure uniquement à l'Est du massif le long d'une bande N-S d'environ 10 km de large. Il est constitué de plus de 20 % de biotite. Il montre un enrichissement en

mégacristsaux de feldspath potassique. En revanche, la mésostase contient peu de feldspath potassique. Le plagioclase est une andésine donc moyennement riche en anorthite.

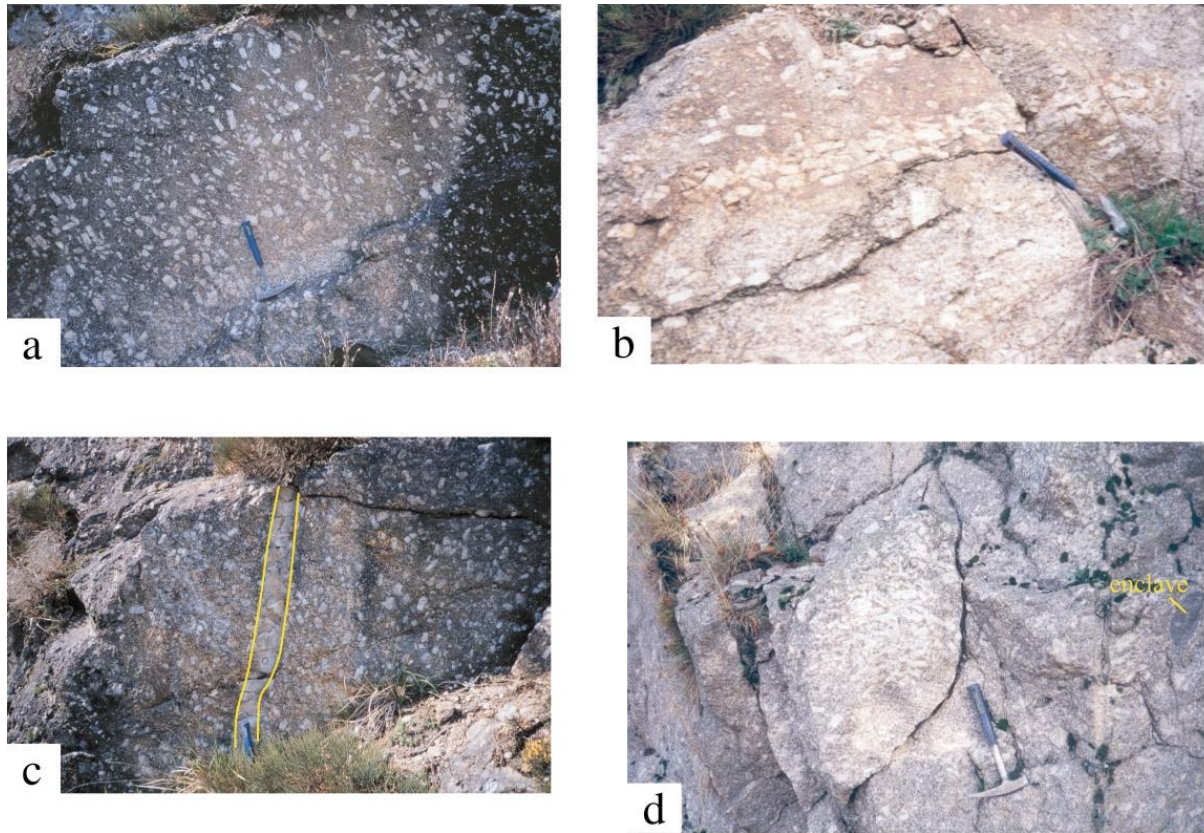


Fig. III-2. Affleurements du massif de la Margeride. (a) Aspect typique du granite porphyroïde. (site ASM Margeride 8). (b) Accumulation orientée de mégacristsaux de feldspath potassique. (site ASM Margeride 137). (c) Filon de leucogranite recoupant le granite porphyroïde. (site ASM Margeride 8). (d) Accumulation de mégacristsaux de feldspath potassique et enclave microgrenue sombre. (route D900 près du site ASM Margeride 161).

* le faciès moyen représente le faciès type du granite de la Margeride et affleure sur la majorité de la surface du massif et en particulier dans sa partie occidentale. Il contient entre 10 et 20 % de biotite. La muscovite apparaît en faible quantité et localement. Le plagioclase s'enrichit en albite. Il est également intéressant de noter que dans la partie orientale du granite autour du faciès sombre, le faciès moyen montre un enrichissement en biotite qui conduit parfois à individualiser un faciès "intermédiaire" (Couturié, 1977).

* le faciès clair affleure sur de petites zones réparties sur l'ensemble du massif et sur une grande région en forme de croissant au Sud-Est du massif. Ce faciès contient moins de 10 % de biotite. Il est caractérisé par une plus grande teneur en feldspath potassique que le faciès sombre mais contient moins de mégacristsaux. C'est dans ce faciès qu'apparaît la cordiérite et la muscovite y est systématique. Le plagioclase est un oligoclase.

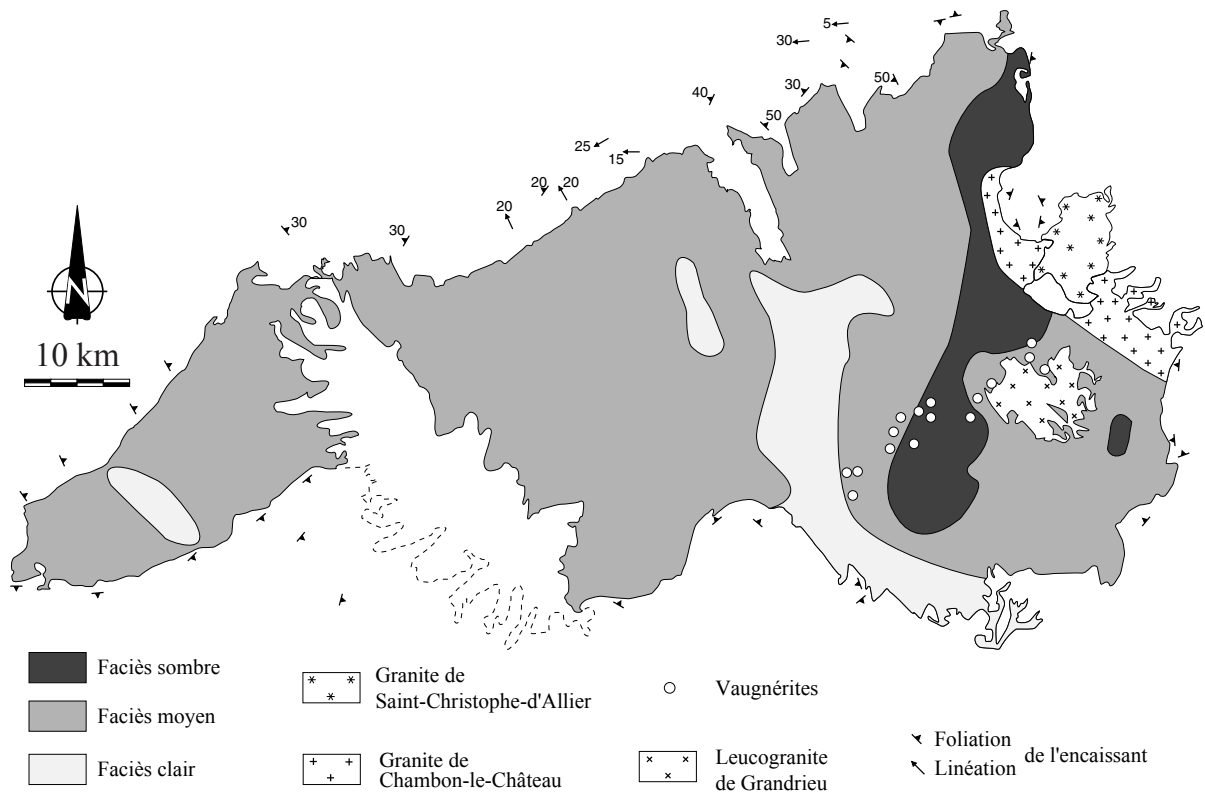


Fig. III-3. Les différents faciès du massif de la Margeride (d'après Couturié, 1979).

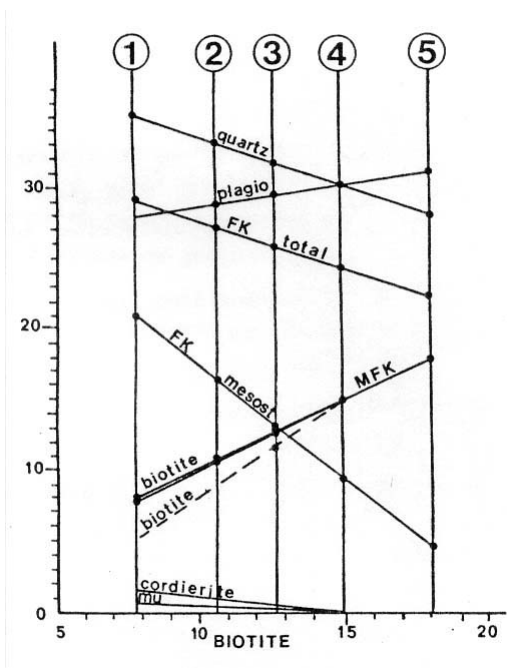


Fig. III-4. Variation de la composition minéralogique modale du granite de la Margeride en fonction de la teneur en biotite (Couturié, 1977). Les compositions 1 et 5 correspondent aux compositions moyennes des faciès clair et sombre respectivement. 2, 3 et 4 sont les compositions moyennes de trois subdivisions du faciès moyen.

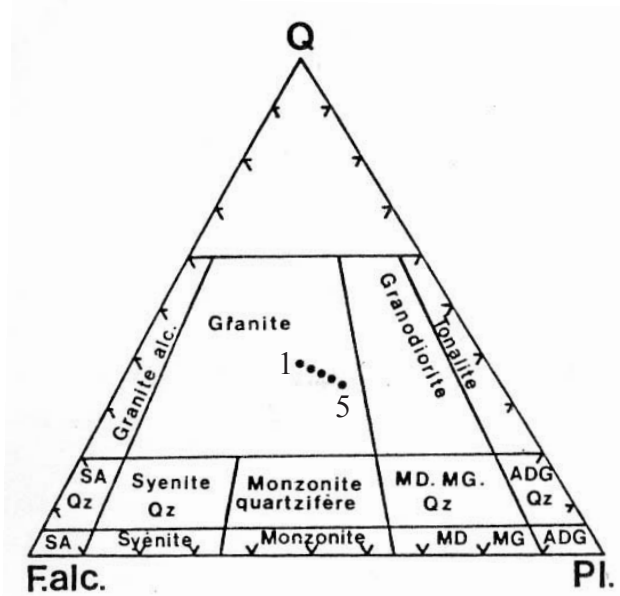


Fig. III-5. Composition minéralogique modale dans le diagramme de Streckeisen du granite de la Margeride (Couturié, 1977). Les points renvoient aux compositions moyennes de la figure III-4.

L'évolution entre le faciès sombre et le faciès clair montre (Fig. III-4) :

- une diminution de la teneur en biotite ainsi que des mégacristsaux de feldspath potassique ;
- une augmentation des proportions de quartz et de feldspath potassique mésostasique ;
- une diminution de la quantité de plagioclase qui présente des compositions de plus en plus sodique ;
- l'apparition de muscovite et de cordiérite.

Tous ces faciès montrent localement la présence d'amphiboles ainsi que de nodules riches en tourmaline.

Sur le terrain, le passage d'un faciès à l'autre est continu. Couturié (1977) considère que cette évolution pétrographique entre les différents faciès est le reflet d'une différenciation par sédimentation magmatique des cristaux précoces au fond de la chambre magmatique de forme laccolithique. Le faciès sombre occuperait le fond de la chambre magmatique tandis que le faciès clair correspondrait au toit du granite.

D'un point de vue géochimique et pétrographique, le granite de la Margeride correspond à un monzogranite avec une évolution vers les granodiorites pour les faciès les plus sombres (Fig. III-5).

III.1.2.2. Le granite de Chambon-le-Château

Ce granite recouvre une superficie de 100 km² sur la bordure orientale du pluton (Fig. III-3). Ses relations avec le granite de la Margeride ne sont pas très claires puisque Lemoine (1967) observe un passage progressif entre les deux granites tandis que Couturié (1977) considère qu'ils sont séparés par un accident tectonique localement marqué par des écaillés de schistes, tel celle de Laval-Atger (Fig. III-1). Toujours selon Couturié (1977), le granite de Chambon-le-Château serait un laccolithe distinct de celui de la Margeride qui plongerait sous celui-ci.

D'un point de vue pétrographique ce granite est très proche de celui de la Margeride. Il s'en distingue par son grain plus fin (2 à 3 mm) et la taille réduite de ses mégacristsaux de feldspath potassique pouvant être localement assez nombreux. Ce granite se rapproche du faciès moyen de la Margeride. Il est de composition monzonitique.

Par la suite dans les études ASM et gravimétrique, le granite de Chambon-le-Château sera associé au granite de la Margeride. Ces deux granites seront appelés "granite porphyroïde".

III.1.2.3. Le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier

Ce granite de 45 km² localisé à l'extrémité orientale du pluton présente une composition différente de celles de la Margeride et de Chambon-le-Château (Fig. III-3). Il est systématiquement constitué en effet de deux micas, biotite et muscovite. Par ailleurs, sa minéralogie est classique pour un granite avec quartz, plagioclase, feldspath potassique. Il ne présente pas de texture porphyroïde. Ce granite montre également une orientation

préférentielle des minéraux assez bien marquée. L'orientation générale des structures est entre N 120 E et N 150 E.

Selon Couturié (1977), ce granite proviendrait de la fusion quasi totale d'orthogneiss ocellés équivalents à ceux présents dans l'arc de Fix. D'un point de vue de la position structurale, le granite de Saint-Christophe-d'Allier de forme laccolithique se situerait sous celui de Chambon-le-Château.

III.1.2.4. Les leucogranites

Le granite de la Margeride est recoupé par de nombreux leucogranites (Fig. III-3). Ceux-ci se présentent soit sous forme de filons d'épaisseur décimétrique à décamétrique (Fig. III-2c) soit sous forme de lentilles de taille pluri-hectométrique à pluri-kilométrique. Le leucogranite de Grandrieu, au Sud-Est du pluton, est le massif leucogranitique le plus important. Les autres masses se rencontrent essentiellement dans les parties centrales et occidentales du pluton. La région est du pluton en est dépourvu à l'exception notable de celui de Grandrieu. L'ensemble de ces leucogranites ne représente qu'environ 5 % de la surface affleurante du pluton. D'un point de vue textural, les leucogranites existent sous diverses formes. En effet, les tailles de grain se répartissent depuis la texture aplitique jusqu'aux pegmatites. Les filons présentent souvent une texture aplitique.

Les leucogranites renferment du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase (oligoclase à albite) ainsi que de la muscovite. La biotite en plus faible concentration que la muscovite n'est pas systématiquement présente. Certains leucogranites contiennent également de la tourmaline (schorlite).

Ces leucogranites sont postérieurs au granite porphyroïde de la Margeride comme l'indiquent leurs relations observées sur le terrain ainsi que les datations radiochronologiques (voir section III.2).

III.1.2.5. Les autres formations magmatiques du pluton

Au sein du massif, on reconnaît d'autres types de roches magmatiques. Par exemple, le granite de la Margeride renferme deux types d'enclaves basiques. Des enclaves microgrenues sombres de composition granodioritique, riches en biotite que l'on rencontre dans tout le massif (Fig. III-2d) et des enclaves vaugnéritiques riches en biotite et en amphibole rencontrées uniquement le long d'une ligne de direction NE-SW dans la partie orientale du pluton et passant par le leucogranite de Grandrieu (Fig. III-3).

D'autres filons magmatiques de diverses natures pétrographiques (microgranite, kersantite souvent rattachés au magmatisme stéphanien, porphyrite) recoupent le granite de la Margeride (Couturié, 1977 ; Dutarte, 1982).

III.1.3. Structure et histoire de mise en place selon les données bibliographiques

Plusieurs études structurales dont les résultats sont contradictoires ont été réalisées sur le pluton de la Margeride. La plupart de ces travaux ont concerné la fabrique interne du granite à l'aide de marqueurs macroscopiques, tel les mégacristsaux de feldspath potassique ou les enclaves (Couturié, 1977 ; Laboue, 1982) tandis que d'autres s'intéressaient aux relations entre les différents granites et son encaissant (Feybesse et al., 1995).

Couturié (1977) a proposé à partir d'observations pétrographiques et structurales un scénario en trois étapes expliquant la structure du massif de la Margeride :

1 - intrusions successives sous forme laccolithique des granites de la Margeride (Fig. III-6), de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier. En outre, la zonation des différents faciès du granite de la Margeride témoignerait d'un processus de différenciation gravitaire (sédimentation magmatique) de ce laccolithe. Le faciès sombre serait à la base du laccolithe. Selon cet auteur, la racine du granite de la Margeride coïnciderait avec la zone de la partie orientale où l'on rencontre les enclaves vaugnéritiques. Elle se situerait donc au Sud-Est du massif.

2 - soulèvement de la partie orientale du massif provoqué par la mise en place du dôme migmatitique du Velay. Ce soulèvement tardif est mis en évidence par la juxtaposition sur la bordure orientale des granites de la Margeride, de Saint-Christophe-d'Allier et de Chambon-le-Château, ces deux derniers granites étant structurellement situés au-dessous de celui de la Margeride.

3 - plissement de l'ensemble du pluton. Ce plissement expliquerait l'organisation spatiale à l'affleurement des différents faciès du granite de la Margeride. Le faciès sombre serait au cœur d'un anticlinal et le faciès clair marquerait des synclinaux.

Laboue (1982) remet en cause ce modèle à partir de données structurales concernant la sous-fabrique des mégacristsaux de feldspaths potassiques du granite de la Margeride. Deux directions de fabrique sont mises en évidence, l'une "longitudinale" au massif orientée N 60 E à N 100 E et l'autre "transversale" orientée N 140 E à N 160 E. La fabrique "transversale" est la seule développée à l'Est du granite tandis que la fabrique "longitudinale" est la plus présente à l'Ouest où la fabrique "transversale" n'apparaît que sporadiquement. Ces fabriques sont interprétées comme l'empreinte des phénomènes de mise en place. Par ailleurs, cet auteur confirme les observations de Couturié (1977) indiquant que le faciès sombre a subi une déformation ductile assez importante. A partir des caractéristiques structurales différentes entre le faciès sombre et le reste du granite Laboue considère que le faciès sombre du granite se serait injecté en force au sein du laccolithe se mettant en place (Fig. III-7). La racine de ce laccolithe serait selon lui au niveau de la zone à faciès sombre. La fabrique "longitudinale" refléterait la mise en place du magma à partir de cette racine selon la direction E-W du granite. Puis, l'injection en force du granite à faciès sombre induirait dans la partie orientale une modification de l'orientation de la fabrique selon une direction "transversale" et le caractère plus ductile de la déformation.

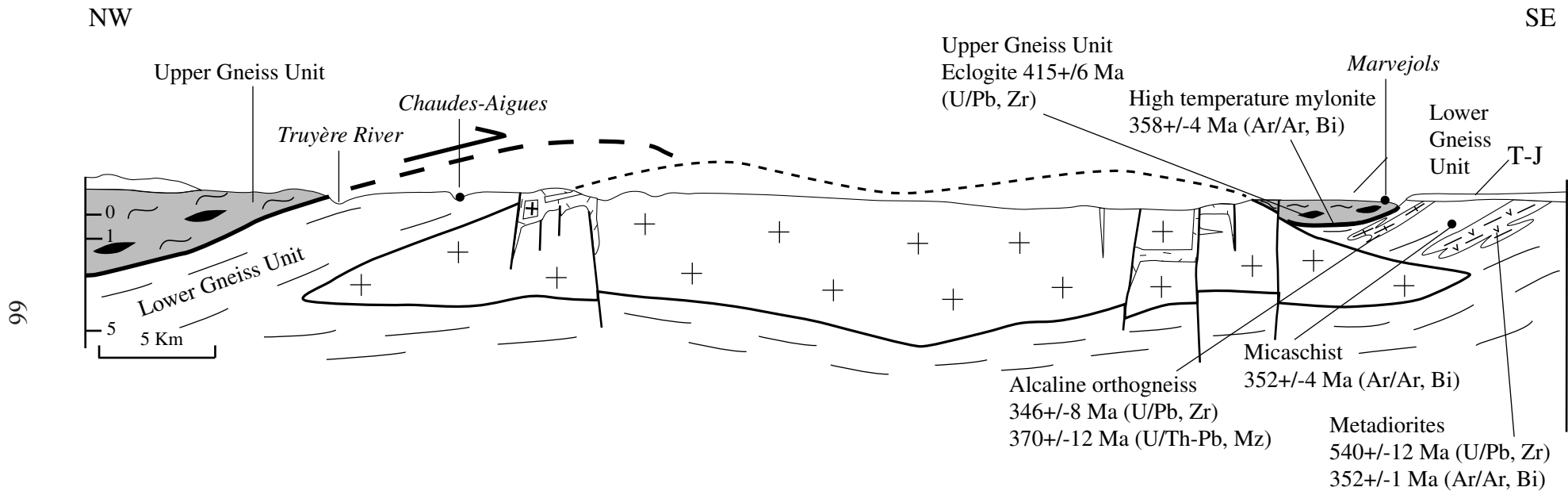


Fig. III-6. Coupe schématique transversale du massif de la Margeride montrant les relations entre le granite et son encaissant (Faure et al., 2004 d'après de Goër de Hervé et al., 1994).

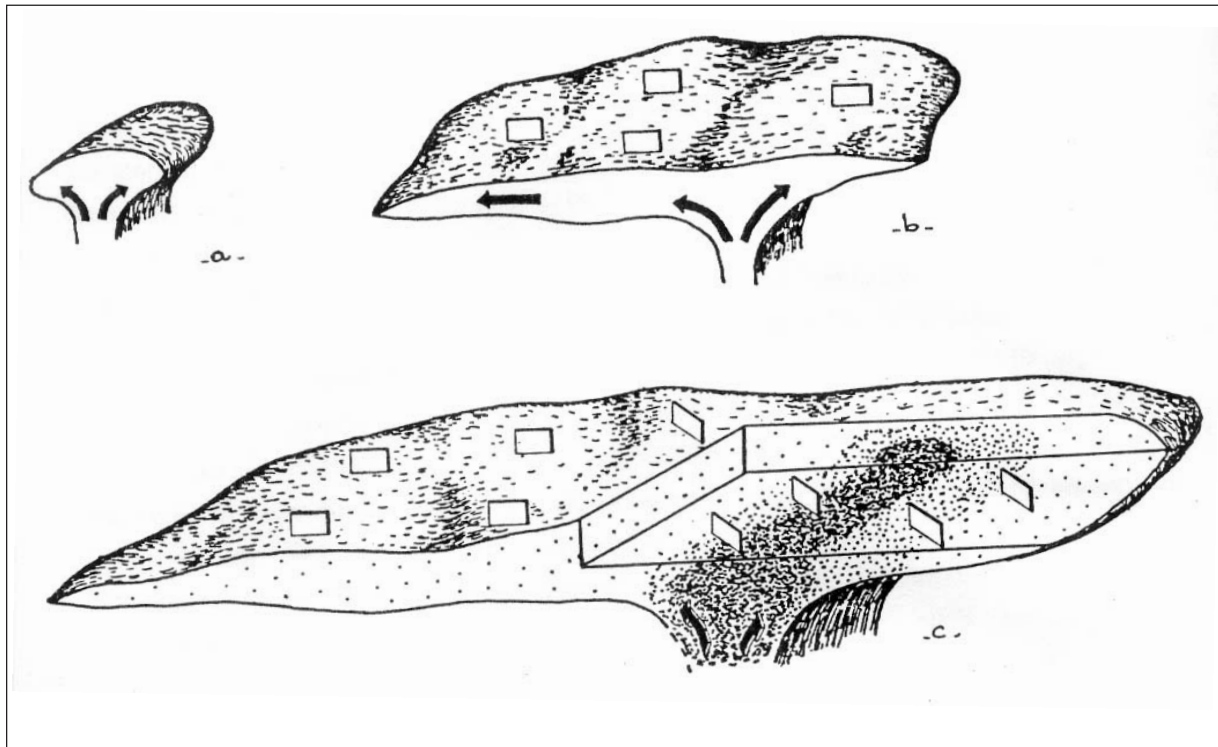
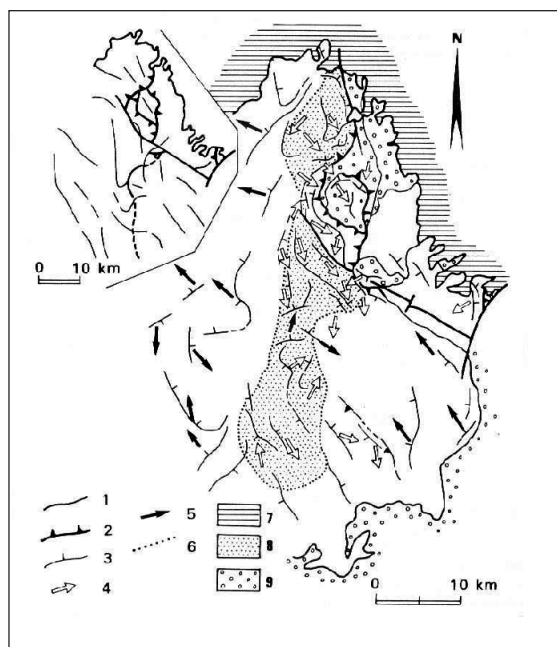


Fig. III-7. Modèle d'évolution du massif de la Margeride suivant Laboue (1982). (a) Initialisation de la structure lacolithique. (b) Mise en place des premiers magmas et formation de la fabrique "longitudinale" selon une direction E-W. (c) Injection en force des magmas du faciès sombre et réorientation des fabriques selon une direction NW-SE.



- 1 : Trajectoire de la linéation d'étirement
- 2 : Accidents tangentiels
- 3 : Fabrique
- 4 : Sens de cisaillement
(déplacement du compartiment supérieur)
- 5 : Linéation d'étirement
- 6 : Limite du toit du faciès sombre d'après
Couturié (1977)
- 7 : Volcanisme indifférencié
- 8 : Faciès sombre du granite de la Margeride
- 9 : Encaissant métamorphique indifférencié

Fig. III-8. Carte des structures dans la partie orientale du massif de la Margeride (Feybesse et al., 1995).

Feybesse et al. (1995) ont étudié en détail la bordure orientale du pluton en réinterprétant les données de Laboue (1982) et en observant les contacts entre les différents faciès granitiques. Ces auteurs considèrent que les différents laccolithes (Margeride, Chambon-le-Château, Saint-Christophe-d'Allier) sont séparés par des zones mylonitiques où une déformation cisailante vers le Sud-Est est observée. La fabrique "transversale" de Laboue correspond à cette déformation rotationnelle. Plus à l'intérieur des granites, la fabrique "longitudinale" apparaît et correspond à une déformation coaxiale. Les deux fabriques seraient contemporaines et associées au même champ de déformation. La fabrique "transversale" serait liée à des répliques mineures d'un cisaillement majeur à vergence Sud-Est (Fig. III-8). Ce cisaillement serait un incrément tardif de l'épaississement varisque. Ces auteurs observent également que la mise en place du dôme du Velay réoriente les structures primaires.

Outre ces études structurales, des études gravimétriques (Aghshahi, 1979 ; Pétrequin, 1979) ont montré que le massif avait bien une forme laccolithique d'environ 4 à 5 km d'épaisseur. Cependant, Pétrequin (1979) propose plusieurs zones d'alimentation du granite de la Margeride de direction NNE-SSW. Ces travaux remettent également en cause l'hypothèse du laccolithe plissé de Couturié (1977) (voir section III-5).

On voit donc, que la structure et la morphologie en 3 dimensions du massif de la Margeride ne sont pas bien définies. En outre, le contexte de mise en place, post-tectonique (Boessé, 1980) ou syn-tectonique (Feybesse et al., 1995), ainsi, que le régime tectonique (extensif ou compressif) actif lors de la mise en place sont encore discutés. Afin de mieux contraindre tous ces aspects, une étude multidisciplinaire a été menée sur le pluton de la Margeride. Elle met en œuvre les méthodes de l'ASM couplée avec des observations microstructurales et de la gravimétrie. Par ailleurs, de nouvelles datations ont été acquises pour préciser l'âge de mise en place de ce pluton.

III.2. Données géochronologiques antérieures et nouvelles

III.2.1. Données antérieures

L'âge de mise en place des différents faciès granitiques du massif de la Margeride a été très débattu en particulier durant les années 70. En effet, alors que les données structurales indiquaient un âge de mise en place tardi- à post-varisque, les premières datations géochronologiques (Rb/Sr sur roches totales) attribuaient un âge calédonien (415 Ma) pour le granite porphyroïde et un âge de 293 Ma pour les leucogranites (Couturié et al., 1971). Cependant, rapidement, ces âges furent remis en question. Les datations de la fin des années 70 et du début des années 80 effectués avec différentes méthodes (Rb/Sr et U/Pb) donnent pour le granite porphyroïde un âge aux environs de 315 à 335 Ma (Tableau III-1). Ces datations confirmaient également que les leucogranites étaient plus jeunes que le granite porphyroïde puisque les datations sur les leucogranites fournissaient un âge aux environs de 300 à 305 Ma. Au cours de la dernière décennie, de nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb ont précisé ces résultats. Les âges du granite porphyroïde ont été de nouveau rajeunis avec des résultats vers 310 Ma. Par ailleurs, les leucogranites ont fourni des âges toujours légèrement plus jeunes, autour de 305 Ma.

Faciès granitique	Age (Ma)	Méthode	Références
Margeride	323 ± 12	Rb/Sr (RT)	Couturié et al. (1979)
Margeride	314 ± 3	U/Pb sur monazite	Pin (1979)
Margeride	334 ± 9	U/Pb sur zircon	Respaut (1984)
Margeride	309,2 ± 1,2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Bouchot (communication personnelle)
Margeride (poches de tourmaline)	310,4 ± 5,8	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur tourmaline	Bouchot (communication personnelle)
Margeride	310 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Monié et al. (2000)
Chambon	311 ± 6	U/Pb sur monazite	Isnard (1996)
Saint-Christophe	305 ± 14	U/Pb sur monazite	Isnard (1996)
Leucogranite	298 ± 2	Rb/Sr (RT et minx)	Couturié et Caen-Vachette (1980)
Leucogranite de Grandrieu	305 ± 4	U/Pb sur monazite	Lafon et Respaut (1988)
Leucogranite fin	306,4 ± 2,8 306,5 ± 0,6	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur muscovite	Bouchot (communication personnelle)
Leucogranite plus grossier	307,9 ± 3,7 306,2 ± 0,9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur muscovite	Bouchot (communication personnelle)
Leucogranite	306 ± 3 307 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur muscovite	Monié et al. (2000)
Auréole d'Entraygues	315 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Monié et al. (2000)
Auréole d'Entraygues (muscovite tardive hydrothermale)	308 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur muscovite	Monié et al. (2000)

Tableau III-1. Synthèse des données géochronologiques existantes sur le pluton de la Margeride. RT : Roche totale. Les âges Rb/Sr sont calculés avec une constante de désintégration radioactive de $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

On remarque d'une façon générale que les datations les plus récentes effectuées à l'aide de la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar ont attribué un âge plus jeune au granite porphyroïde que les données antérieures établies à l'aide des méthodes Rb/Sr et U/Pb. Cependant, les résultats radiochronologiques pour les leucogranites sont identiques pour toutes les méthodes. Selon les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar, la mise en place des leucogranites serait donc tout juste postérieure de quelques millions d'année à celle du granite porphyroïde. Cependant, ces dernières données (Bouchot, communication personnelle ; Monié et al., 2000) n'ont été obtenues que sur le lobe d'Entraygues lors du programme GéoFrance 3D et n'ont pas encore fait l'objet de publication. Il est donc intéressant de confirmer ou d'infirmer ces résultats pour le reste du massif granitique. Une étude géochronologique ⁴⁰Ar/³⁹Ar a donc été réalisée sur plusieurs faciès à partir d'échantillons prélevés dans la partie centrale du pluton. Les datations ont été effectuées par Sébastien Nomade au Berkeley Geochronology Center.

III.2.2. Localisation et description des échantillons

Trois échantillons ont été datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite ou sur muscovite. Différents faciès sont représentés avec un échantillon de granite porphyroïde, un leucogranite et un échantillon de schistes de l'auréole.

* Echantillon MG8

Cet échantillon de granite appartient au faciès porphyroïde moyen (Fig. III-9a). Il a été prélevé dans la partie centrale du pluton vers le Nord-Ouest à 10 km environ au Sud-Est de Chaudes-Aigues. Un monograin de biotite y a été daté. Cet échantillon a la composition classique du faciès moyen.

* Echantillon 188-1

Cet échantillon provient du site ASM 188 qui correspond à un filon de leucogranite. Il est localisé sur la bordure sud du massif. Ce leucogranite de texture aplitique présente une couleur rose comme il est couramment observé dans les filons de la Margeride. La datation a porté sur un monograin de muscovite.

* Echantillon MEC1

Cet échantillon de micaschiste a été prélevé dans l'auréole de métamorphisme de contact au Sud du granite et à quelques kilomètres au Nord de Mende. Ce micaschiste présente de nombreuses biotites de contact recoupant la foliation primaire associée à la tectonique tangentielle compressive (Fig. III-9b). La formation de ces biotites de contact est donc liée à la mise en place du granite porphyroïde. Ces biotites sont plus ou moins chloritisées et sont affectées par une déformation cisailante indiquant un sens de déplacement du compartiment supérieur vers le Nord. Cette déformation postérieure à la cristallisation des biotites de contact est probablement liée à la mise en place du granite. La datation a été effectuée sur une de ces biotites de contact et permet donc de dater le métamorphisme de contact.

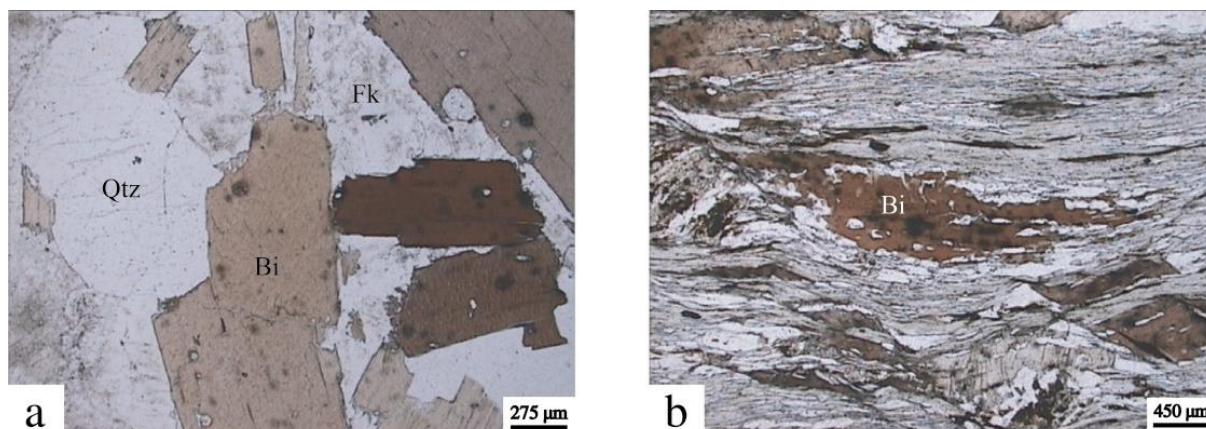


Fig. III-9. Microphotographies de deux des échantillons datés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. (a) Echantillon de granite porphyroïde MG8. (b) Echantillon de l'aurole de métamorphisme de contact MEC1.
Qtz : Quartz, Fk : Feldspath potassique, Bi : Biotite.

III.2.3. Résultats

Les datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fournissent rarement l'âge de cristallisation du minéral daté. En effet, l'âge donné par ces analyses correspond à l'âge de fermeture du système argon, c'est-à-dire le moment où l'argon radiogénique (^{40}Ar) a pu s'accumuler au sein du cristal. Cette accumulation débute quand la diffusion de l'argon dans le réseau cristallin a cessé. Ce processus de diffusion est essentiellement activé par la température. Un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspond donc au moment où le cristal daté a franchi un isotherme appelé "température de fermeture" au-dessous de laquelle l'argon ne diffuse plus dans le réseau soit lors du refroidissement du minéral après sa formation initiale ou suite à un événement thermique réchauffant le cristal au-delà de sa température de fermeture suivi de son refroidissement. Les températures de fermeture du système potassium-argon sont différentes pour les espèces minérales. Elles sont d'environ 300-350°C pour la biotite et 350-400°C pour la muscovite.

Le processus expérimental suivi est décrit dans Renne et al. (1998). Les datations ont été réalisées sur monograin par fusion totale. Les résultats sont représentés sous la forme de spectres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fig. III-10). Les barres d'erreur sont fournies à 2σ et en tenant compte de l'incertitude sur l'âge du moniteur, la sanidine de Fish Canyon, qui est de 1 %. Les tableaux de données numériques de ces analyses se trouvent en Annexe III.

* Echantillon MG8, granite porphyroïde, datation sur monograin de biotite

Le spectre sur monograin de biotite est très plat formant un bon plateau et fournissant un âge de **306 ± 3,1 Ma** qui correspond au dégazage de 90 % d' ^{39}Ar (Fig. III-10). Les derniers 10 % du spectre montrent des âges apparents légèrement plus vieux qui sont corrélés à une augmentation du rapport Ca/K. Ceci pourrait être interprété comme le résultat du dégazage d'inclusions telles l'apatite.

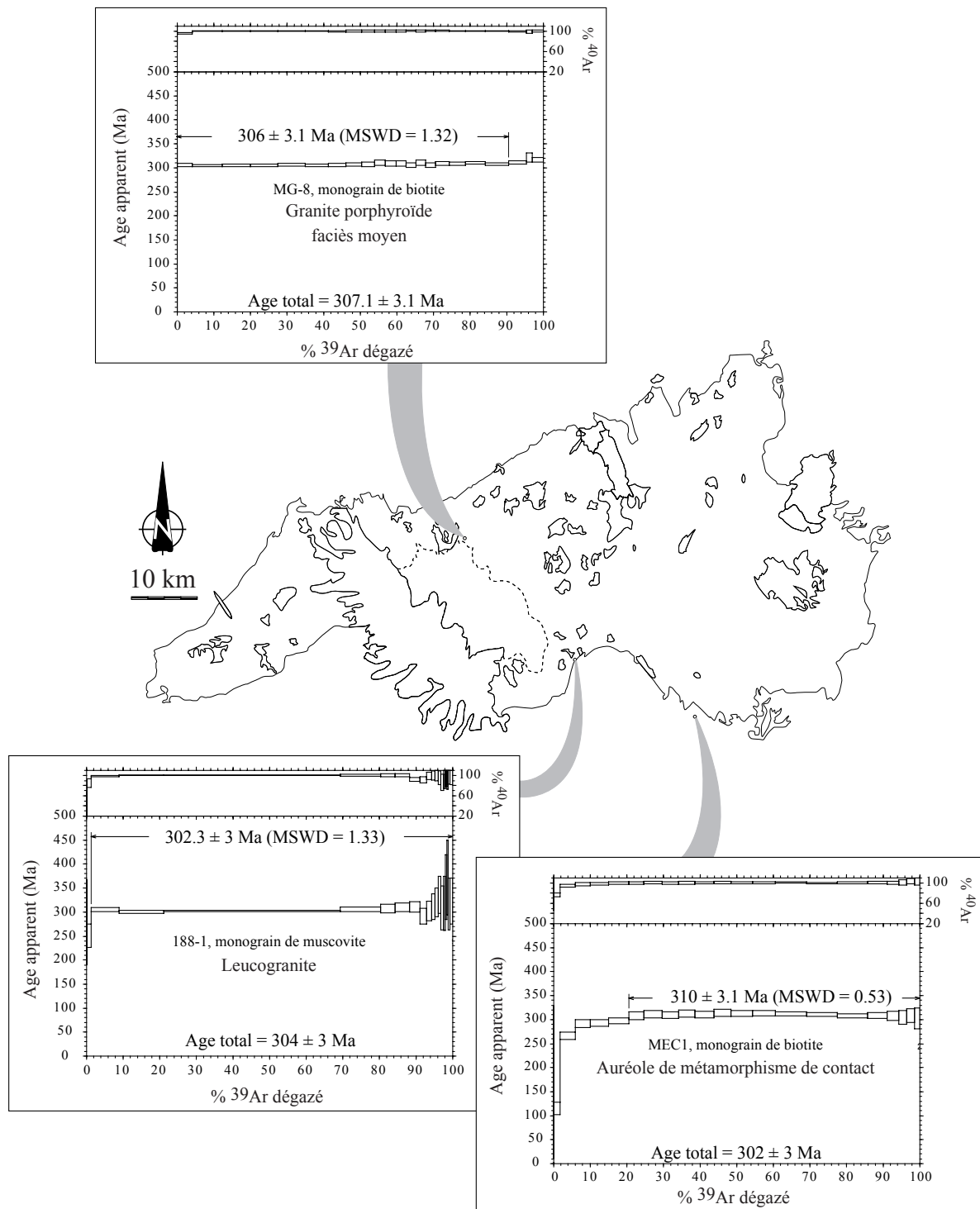


Fig. III-10. Nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur le massif de la Margeride.

* Echantillon 188-1, leucogranite, datation sur monograin de muscovite

Cet échantillon montre un spectre légèrement perturbé avec un bon plateau au centre (Fig. III-10) correspondant à un âge à **302 ± 3 Ma** (90 % de dégazage d'³⁹Ar). Ce plateau fait suite à un premier palier présentant un âge apparent plus faible. La dernière partie du spectre (moins de 10 % de l'³⁹Ar total) montre des âges apparents plus faibles qui correspondent à une légère décroissance de l'argon radiogénique (⁴⁰Ar).

* Echantillon MEC1, micaschiste de l'auréole de contact, datation sur monograin de biotite

Le spectre de cette biotite de contact est caractérisé tout d'abord par une augmentation des âges apparents qui atteint un plateau correspondant à des âges plus vieux (Fig. III-10). Les derniers 15 % du spectre montrent une légère décroissance des âges apparents. Cette forme bien connue de spectre discordant est due à une redistribution partielle de l'³⁹Ar depuis la biotite vers des niveaux chloritisés (phénomène de recul d'argon durant l'irradiation, (Lo et Onstott.,1989 ; Min et al., 2001). La biotite datée est donc chloritisée comme la plupart des biotites de cet échantillon. L'âge plateau calculé de **310 ± 3,1 Ma** doit être interprété comme un âge maximum de la biotite. Cependant, des travaux récents indiqueraient que l'âge total (100 % du dégazage d'³⁹Ar) fourni par ce type de spectre serait plus près de l'âge véritable que l'âge plateau (Nomade et al., soumis). L'âge véritable de la biotite serait donc proche de **302 ± 3 Ma**.

III.2.4. Discussion des résultats

Ces résultats sont dans l'ensemble cohérents avec les données précédemment acquises avec la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar. L'âge sur le granite porphyroïde de la Margeride de 306 ± 3,1 Ma est identique aux marges d'erreur à 2σ près aux âges à 309,2 ± 1,2 Ma (Bouchot, communication personnelle) et à 310 ± 3 Ma (Monié et al., 2000). De même, l'âge du leucogranite à 302 ± 3 Ma est proche des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar entre 306-308 ± 3 Ma déjà obtenus (Bouchot, communication personnelle ; Monié et al., 2000), de l'âge U/Pb sur monazite à 305 ± 4 Ma du leucogranite de Grandrieu (Lafon et Respaut, 1988) et de l'âge Rb/Sr à 298 ± 2 Ma (Couturié et Caen-Vachette, 1980). Par ailleurs, nos nouvelles données sont compatibles avec les âges U/Pb sur monazite des granites de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier (Isnard, 1996) confirmant le synchronisme de ces deux granites avec celui de la Margeride. En réalité, seuls les âges U/Pb à 314 ± 3 Ma (sur monazite, Pin, 1979) et à 334 ± 9 Ma (sur zircon, Respaut, 1984) du granite de la Margeride ne concordent pas *a priori* avec nos résultats. L'âge à 314 ± 3 Ma a été acquis sur monazite avec la méthode U/Pb et reflète probablement le début de la cristallisation du magma car la "température de fermeture" du système U/Pb pour la monazite est assez élevé, 700 °C (Braun et al., 1998 ; Cocherie et al., 1998). Notre âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur biotite reflète quant à lui le franchissement de l'isotherme 300-350°C. L'âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar d'un échantillon est donc souvent légèrement plus jeune son âge donnée par la méthode U/Pb. Or, si l'on considère qu'un massif granitique de la taille de celui de la Margeride met au maximum quelques millions d'années à se refroidir d'environ 700 °C (température de cristallisation) à 300-350°C ("température de fermeture" du système potassium-argon pour la biotite), la différence d'âge observée entre les données de Pin (1979) et nos résultats, en tenant compte des marges d'erreur à 2σ, est ainsi partiellement explicable. En revanche, l'âge U/Pb de 334 ± 9 Ma sur zircon (Respaut, 1984) est plus difficile à intégrer

aux autres données géochronologiques. Il est possible que le zircon daté soit un zircon hérité et donc non formé lors de la cristallisation du magma du granite de la Margeride.

Nos nouveaux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peuvent être considérés comme reflétant le franchissement de l'isotherme 300-350°C par les masses granitiques après leur mise en place et non comme un événement thermique ultérieur qui aurait réouvert le système. Comme indiqué précédemment, le temps écoulé entre la mise en place des magmas et le croisement des isothermes de fermeture du système potassium-argon pour les micas est probablement assez court et plus particulièrement pour l'échantillon provenant du filon de leucogranite où le refroidissement a dû être rapide. L'âge réel de mise en place du granite porphyroïde est probablement d'environ 308-310 Ma. Ces données confirment également que les leucogranites sont plus jeunes que le granite porphyroïde. L'âge de mise en place des leucogranites se situe donc entre 300 et 305 Ma. L'interprétation de l'âge de la biotite de contact est plus délicate. D'une part parce que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur encaissant de contact ne donnent pas directement l'âge de mise en place du pluton, mais l'âge où cet encaissant a franchi une certaine isotherme (ici environ 350 °C) suite au métamorphisme de contact mais aussi parce que dans notre cas la biotite datée s'est révélée être chloritisée. L'âge plateau de $310 \pm 3,1$ Ma est comme indiqué précédemment un âge maximum. Cet âge est probablement trop vieux compte tenu du fait que si le granite s'est mis en place vers 310 Ma, il a fallu un certain temps, quelques millions d'années, avant que l'encaissant ne subisse un métamorphisme de contact sur plusieurs kilomètres d'épaisseur. L'âge véritable de l'échantillon de l'auréole de contact MEC1 est probablement plus proche de l'âge total à 302 Ma.

Les âges de mise en place des magmas monzonitiques et leucogranitiques seraient donc assez proches, en tout état de cause, plus rapprochés que ne le laissent supposer les données radiochronologiques des années 80. Les deux magmatismes du massif de la Margeride peuvent être considérés comme subcontemporains et le pluton dans son ensemble s'est mis en place au Carbonifère supérieur (Westphalo-Stéphanien) ce qui est en bon accord avec les âges des autres plutons du Massif Central.

III.3. Etude microstructurale du pluton

Afin de déterminer l'état rhéologique (magmatique ou état solide) dans lequel se situait le granite lors de l'acquisition des fabriques, une étude microstructurale a été menée sur plusieurs échantillons des divers faciès granitiques constituant le massif de la Margeride. Bien que, les trois grands types de granite : granite porphyroïde (de la Margeride et de Chambon-le-Château), granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier et leucogranites aient été étudiés, cette analyse des microstructures s'est essentiellement concentrée sur le faciès porphyroïde, pour lequel une cartographie des différents types de microstructures observées à l'échelle de tout le massif a été réalisée.

III.3.1. Microstructures du granite porphyroïde

Dans ce faciès une soixante d'échantillons a été analysés principalement à partir des carottes d'échantillonnage ASM. En plus, quelques blocs ont été prélevés à seule fin de cette étude microstructurale.

III.3.1.1. Typologie

Trois grands types de microstructures ont été observés au sein du granite porphyroïde :

(1) Microstructure magmatique :

En réalité, dans toute la collection d'échantillons observés, pratiquement aucun ne montre de microstructures purement magmatiques. Au minimum, de légers indices de déformation acquise à l'état solide se rencontrent dans toutes les lames-minces. Cependant, on peut définir un type de microstructure où ces déformations à l'état solide sont très faibles par rapport aux autres types et où les déformations reflètent essentiellement des mécanismes magmatiques. Le quartz apparaît souvent sous forme de grandes plages pluri-millimétriques presque dépourvues de sous-joints de grains. Ce minéral montre par contre le plus souvent une extinction onduleuse plus ou moins diffuse et rares sont les cristaux de quartz s'éteignant parfaitement. Quelques cristaux de quartz ont également subi une très légère recristallisation dynamique car des sous-grains sont en cours d'individualisation. Les biotites ne montrent en général pas de déformation (extinction onduleuse, "kink"), seuls un ou deux individus par lame-mince pouvant être légèrement "kinkés" (Fig. III-11a). Toute forme de déformation ductile est complètement absente des feldspaths. Seules quelques fractures tardives indiquent qu'une déformation fragile de basse température a été enregistrée dans nos échantillons. Les plagioclases ont conservé leur zonage compositionnel (Fig. III-11b) et quelques figures d'accrolement (ou de syneusis) sont localement observées. Les feldspaths potassiques sont souvent perthitiques et à extinction franche. Dans les échantillons présentant ce type de microstructure, les déformations ductiles sont très faibles et ne sont localisées que dans le quartz et très localement dans la biotite.

(2) Microstructure de déformation modérée à l'état solide

Le deuxième type important rencontré correspond à des microstructures typiques d'une déformation acquise à l'état solide. Le quartz présente quasi-systématiquement une extinction onduleuse ou des signes de recristallisation dynamique (Fig. III-11c). L'extinction onduleuse est le plus souvent en damier. Les grands cristaux de quartz ont disparu au profit de nombreux petits sous-grains ou néograins aux contours dentelés. Les biotites sont plus souvent "kinkés" par rapport au premier type. Certaines sont même parfois étirées. Les feldspaths présentent également des traces de déformation plastique. Plus particulièrement, les feldspaths potassiques sont souvent à extinction onduleuse. Quelques myrmékites sont également rencontrées. Tous ces critères se retrouvent en plus ou moins grands nombre dans les échantillons attribués à ce type de microstructure. Cependant, une gradation de la déformation est observable dans les différents échantillons et toutes les roches correspondant à ce type de microstructure n'ont pas subi la même quantité de déformation ductile, celle-ci pouvant être plus ou moins intense.

(3) Microstructure de déformation intense à l'état solide

Ce type de microstructure présente de nombreuses similitudes avec le précédent. Cependant, dans ces échantillons, la déformation ductile à l'état solide a été plus intense. Tous les cristaux de quartz sans exception sont complètement recristallisés (Fig. III-11d) sous

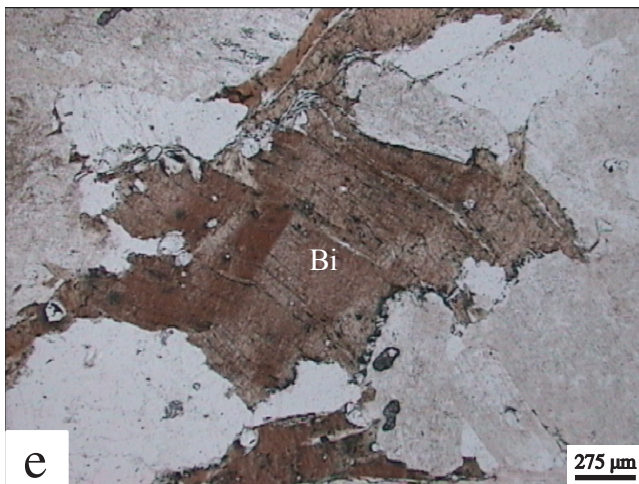
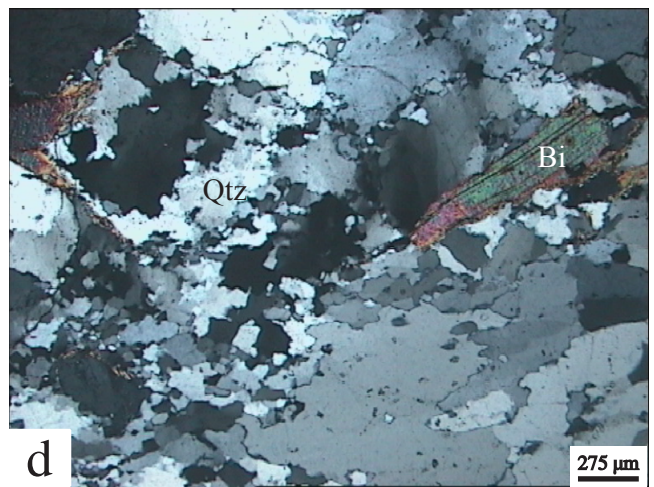
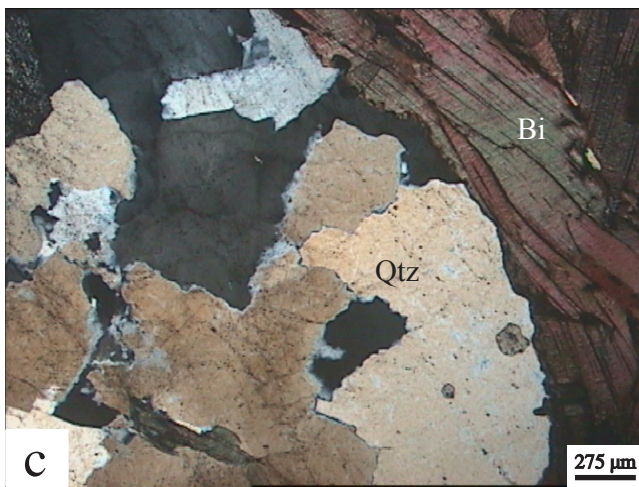
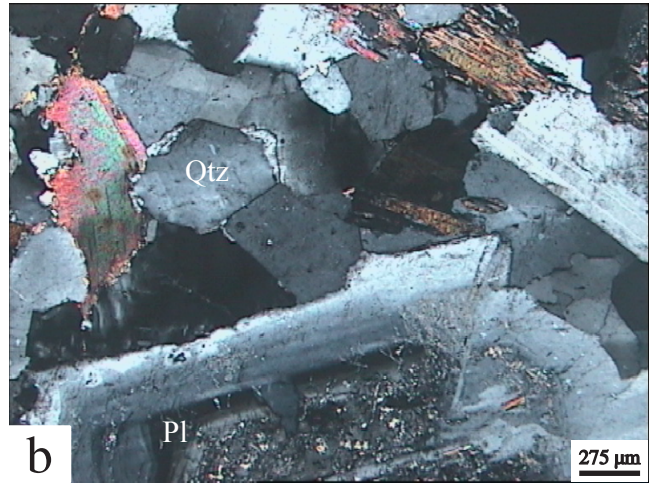
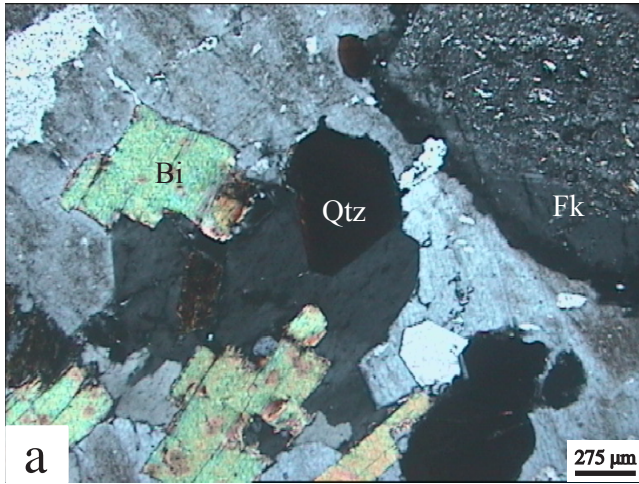


Fig. III-11. Microstructures du granite porphyroïde. (a), (b) Microstructures magmatiques montrant des grains de quartz à extinction franche et des biotites non déformées. (c) Microstructures de déformation modérée à l'état solide. Le quartz est légèrement recrystallisé avec un début de formation de néograins. Les biotites sont déformées. (d), (e), (f) Microstructures de déformation intense à l'état solide. (d) Quartz extrêmement recrystallisé avec une réduction de la taille des grains. (e) Biotite à extinction ondulée marquée. (f) Biotite en rubans et intense recrystallisation dynamique du quartz. Qtz : Quartz, Fk : Feldspath potassique, Pl : Plagioclase, Bi : Biotite.

forme de très nombreux néograins souvent allongés dans la même direction. Les biotites sont elles aussi souvent déformées (Fig. III-11e) et peuvent parfois s'assimiler à des "micas-fish". Très localement, les biotites peuvent s'organiser en rubannements à proximité d'une zone riche en quartz très recristallisé donnant à l'échelle microscopique une texture de type gneissique (Fig. III-11f). Les feldspaths sont eux aussi déformés avec de fréquentes extinction onduleuse.

Les différentes microstructures rencontrées qu'elles soient de type magmatique ou de déformation à l'état solide indiquent une déformation enregistrée à haute température. Cependant, au sein des trois types de microstructures précédemment décrits, on peut observer très localement des déformations de plus basses températures, telles que la formation de quelques fractures pouvant contenir des micas blancs secondaires. Ces déformations de basse température sont toutefois assez rares.

III.3.1.2. Répartition géographique des différents types de microstructure

Couturié (1977) et plus particulièrement Laboue (1982) avaient remarqué que le faciès sombre du granite présentait des signes d'une déformation plus importante que le reste du granite. Cette observation est confirmée par la répartition des microstructures au sein du granite porphyroïde (Fig. III-12). Les microstructures de déformation acquises à l'état solide se rencontrent essentiellement dans la partie orientale du granite. En particulier, les déformations les plus intenses (troisième type) ne se trouvent que dans cette région. De plus, localement les déformations classées comme "déformation modérée à l'état solide" (deuxième type) sont particulièrement fortes et se rapproche du troisième type. A l'opposé, les parties centrales et occidentales montrent le plus souvent des microstructures magmatiques. Seules, une région au Nord de l'Aubrac et l'extrémité du lobe d'Entraygues sont caractérisées par une déformation à l'état solide mais pas très intense. On remarque donc que les déformations les plus intenses coïncident assez fidèlement au faciès sombre et au faciès intermédiaire. Cette particularité peut être due au comportement rhéologique du magma de ces faciès qui aurait enregistré des déformations différentes et plus intenses ou être associée à une mise en place différente comme proposé par Laboue (1982). Enfin, les déformations péri-vellaves tardives ont peut-être pu également jouer un rôle dans l'acquisition de ces microstructures très déformées. L'étude de la fabrique magnétique peut aider à faire la distinction entre ces hypothèses.

III.3.2. Microstructures des granites à deux micas : Saint-Christophe-d'Allier et leucogranites

III.3.2.1. Le granite de Saint-Christophe-d'Allier

Les microstructures présentées par le granite de Saint-Christophe-d'Allier sont identiques à celles du deuxième type précédemment décrit mais se rapprochent du troisième type. La déformation à l'état solide est assez importante. Le quartz est toujours à extinction roulante et a subi une importante recristallisation dynamique avec formation de nombreux néograins (Fig. III-13a). Les micas sont souvent "kinkés" et se présentent parfois sous forme de "mica-fish". Les feldspaths sont parfois à extinction onduleuse et des myrmékites peuvent se former sur leurs bordures. Aucune variation dans la typologie de ces microstructures n'a été observée à l'échelle du granite de Saint-Christophe-d'Allier.

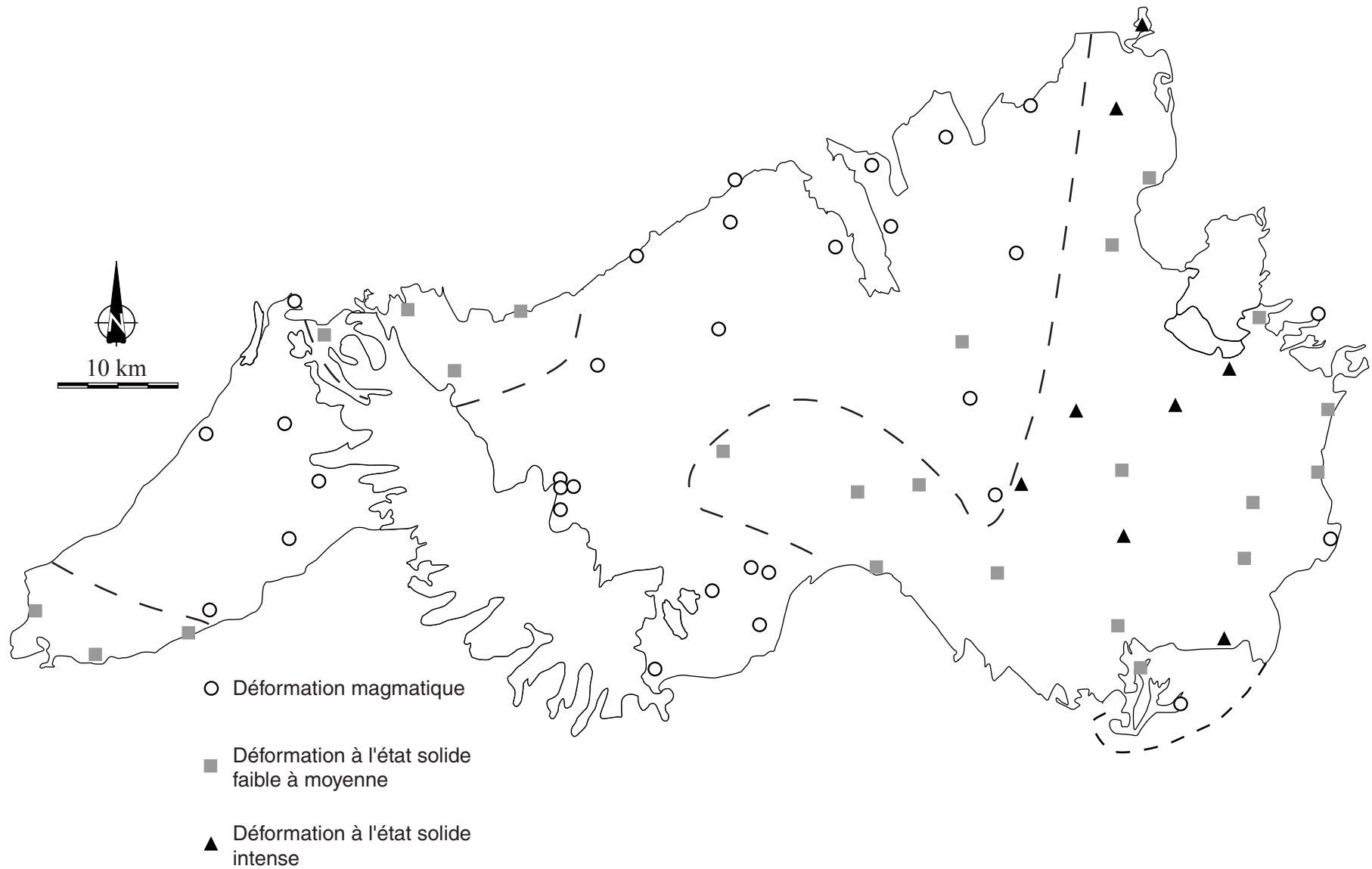


Fig. III-12. Répartition des différents types de microstructures du granite porphyroïde du massif de la Margeride.

III.3.2.2 Les leucogranites

Comme indiqué dans la section III.1.2.4., les textures observées pour les leucogranites sont variables et seules les textures moyennement grenues à aplitiques ont fait l'objet d'un prélèvement. Les microstructures observées correspondent aux types magmatique (Fig. III-13b) et à déformation modérée à l'état solide (Fig. III-13c). La plupart des échantillons montrent également une altération assez marquée. La variation spatiale des différents types de microstructure ne montre aucune organisation.

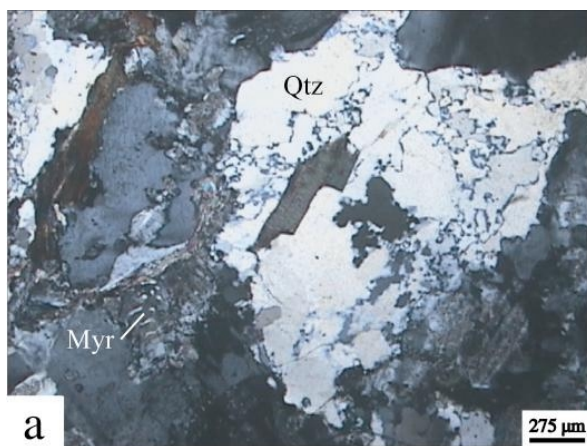
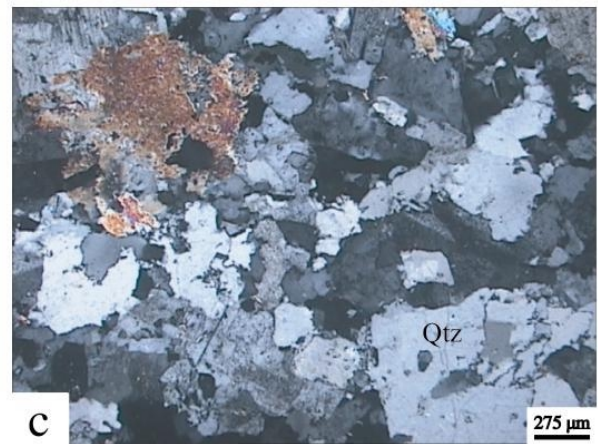
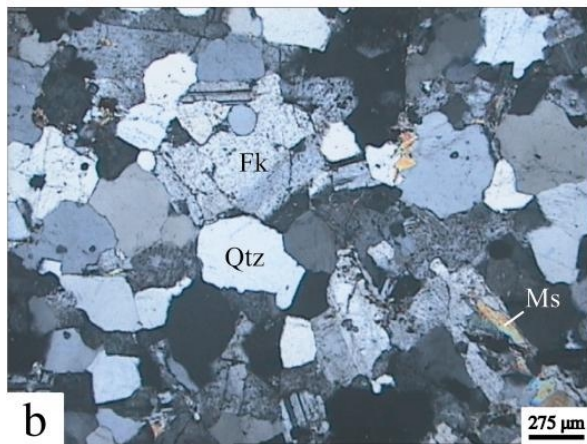


Fig. III-13. Microstructures des granites à deux micas. (a) Granite de Saint-Christophe-d'Allier. Le quartz est fortement recristallisé. Présence de myrmékites. (b), (c) Leucogranites montrant une microstructure magmatique (b) et de déformation à l'état solide (c).

Qtz : Quartz, Fk : Feldspath potassique, Bi : Biotite, Ms : Muscovite, Myr : Myrmékite.



III.4. Etude ASM du massif granitique de la Margeride

III.4.1. Echantillonnage

L'échantillonnage au sein du massif de la Margeride a dû répondre à deux contraintes majeures. D'une part, l'étendue de ce massif (environ 3000 km²) rend impossible un échantillonnage tel qu'il est pratiqué dans de nombreux plutons avec un site de prélèvement par km² en moyenne. La stratégie d'échantillonnage a donc eu pour but une couverture de toute la superficie du massif en espaçant s'il le fallait les sites de prélèvement. De plus, les conditions d'affleurement sont très variables d'une région à l'autre du massif. La bordure orientale, et plus particulièrement la région située entre l'Est du leucogranite de Grandrieu et le Sud du granite de Saint-Christophe-d'Allier, offre de bonnes conditions d'affleurement, parfois en continu, le long ou à proximité des routes. Il en va tout autrement de la partie centrale et occidentale (lobe d'Entraygues) du massif. Là, le granite affleure beaucoup moins bien, il se rencontre souvent, en particulier sur le plateau entre les Monts de la Margeride et l'Aubrac, sous la forme de grosses boules qui ont été dégagées par l'altération et l'érosion. Ces deux contraintes ont pour conséquence une répartition hétérogène des sites d'échantillonnage. La partie orientale a été étudiée plus attentivement avec une densité de sites parfois assez importante. Cette zone du massif est non seulement, comme indiqué précédemment, une région où s'observent de nombreux affleurements mais elle a également déjà fait l'objet d'études structurales antérieures (Feybesse et al., 1995 ; Grandjean, 1996). En outre, elle correspond aussi à la zone d'étude de notre campagne gravimétrique. Dans le reste du massif, l'échantillonnage a été plus espacé, bien que localement les conditions d'affleurement nous aient permis d'augmenter le nombre de sites de prélèvement.

Les différents corps granitiques définis précédemment ont été échantillonnés avec la répartition suivante (voir la carte d'échantillonnage en Annexe I):

213 sites de granite porphyroïde incluant tous les faciès du granite de la Margeride et le granite de Chambon-le-Château. Dans la suite de ce travail, ce dernier granite est confondu avec le granite de la Margeride sous l'appellation de "granite porphyroïde".

9 sites du granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier, essentiellement prélevés dans la partie méridionale de ce granite.

34 sites de leucogranite. Les filons aplitiques ainsi que les petits massifs de forme laccolithiques ont fait l'objet de ce prélèvement. Ces deux types de gisement ne sont pas distingués par la suite.

A côté, de ces différents faciès, d'autres roches ont été localement échantillonnées comme par exemple les enclaves microgrenues. Cependant, leur très faible nombre ne permet pas une étude ASM détaillée. L'ensemble de l'échantillonnage représente donc près de 260 sites pour environ 1630 spécimens.

III.4.2. Minéralogie magnétique

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que la susceptibilité magnétique variait beaucoup selon la nature des minéraux. L'étude de la minéralogie magnétique est donc nécessaire à la compréhension de l'ASM (Jover et al., 1989). Cette étude minéralogique a pour but de déterminer qu'elles sont les phases minérales "porteuses" de la susceptibilité magnétique, c'est-à-dire les minéraux contribuant le plus à la susceptibilité de nos échantillons et à son anisotropie. Cette étude consiste surtout à mettre en évidence la présence de minéraux ferromagnétiques (magnétite, hématite) et/ou de minéraux paramagnétiques ferro-magnésiens (biotite, amphiboles, ...), c'est-à-dire les minéraux à forte et moyenne susceptibilité, et d'estimer leur part relative quant à leur possible contribution à l'ASM.

Diverses techniques ont été utilisées, certaines "classiques" (observations microscopiques, diffraction de rayons X), d'autres propres aux études de magnétisme des roches (susceptibilité totale, aimantation rémanente naturelle, thermomagnétisme, courbes d'hystérésis).

III.4.2.1. Observations au microscope pétrographique

L'observation au microscope pétrographique de nombreuses lames-minces des différents faciès granitiques a confirmé l'étude pétrographique de Couturié (1977). Outre la minéralogie caractéristique des granites : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite (parfois déstabilisée en chlorite), le granite porphyroïde de la Margeride renferme souvent une faible quantité de muscovite qui a été observée dans de nombreux échantillons. Sa proportion augmente dans le faciès porphyroïde clair. Quelques grains de cordiérite ont également été mis en évidence. Aucune amphibole, ni pyroxène n'ont été observés. Les minéraux accessoires les plus importants du granite porphyroïde sont le zircon et l'apatite. Par ailleurs, un examen rapide au microscope métallographique de quelques lames-minces a permis d'observer fréquemment des pyrites de petites tailles (50 μm au maximum) dans presque toutes les lames-minces.

Le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier renferme comme principale phases paramagnétiques la biotite et la muscovite ferrifère, en plus des phases classiques des granites (quartz, plagioclase, feldspath potassique).

Les échantillons de leucogranites présentent, en général, une minéralogie assez proche de celle du granite de Saint-Christophe-d'Allier (quartz, feldspaths, muscovite). Cependant, la biotite n'est pas systématique contrairement à la muscovite ferrifère qui est donc la phase paramagnétique dominante des leucogranites. Enfin, certains échantillons de leucogranite renferment de la tourmaline en quantité variable.

Il apparaît donc que la principale phase ferromagnésienne importante du point de vue de la susceptibilité des granites porphyroïdes et de Saint-Christophe-d'Allier est la biotite. Les leucogranites contiennent surtout de la muscovite et de la biotite en plus faible quantité. Cependant, une très faible quantité de minéraux ferromagnétiques opaques au microscope pétrographique (tel la magnétite ou l'hématite) pouvant fortement influencer la susceptibilité de la roche, l'utilisation d'autres méthodes permettant la caractérisation de ces minéraux ont été utilisées.

III.4.2.2. Diffraction des rayons X

Plusieurs poudres d'échantillons de granite porphyroïde ont été analysées par diffraction des rayons X (Fig. III-14). Les minéraux classiques des granites, c'est-à-dire quartz, feldspaths, biotite ont été détectés (Fig. III-14a). Il a également été trouvé de la chlorite sous forme de clinochlore au sein de l'échantillon 30-165 (Fig. III-14b). Cette chlorite est secondaire et provient de l'altération des cristaux de biotite. Le fait que la chlorite soit mise en évidence par un spectre de diffraction des rayons X indique que l'altération des biotites peut être localement importante. Cependant, aucun minéral ferromagnétique n'a été mis en évidence par cette méthode. S'ils sont présents au sein de nos échantillons, ils doivent l'être en très faible quantité. C'est pour cette raison que d'autres techniques permettant de mieux les caractériser ont été mises en œuvre.

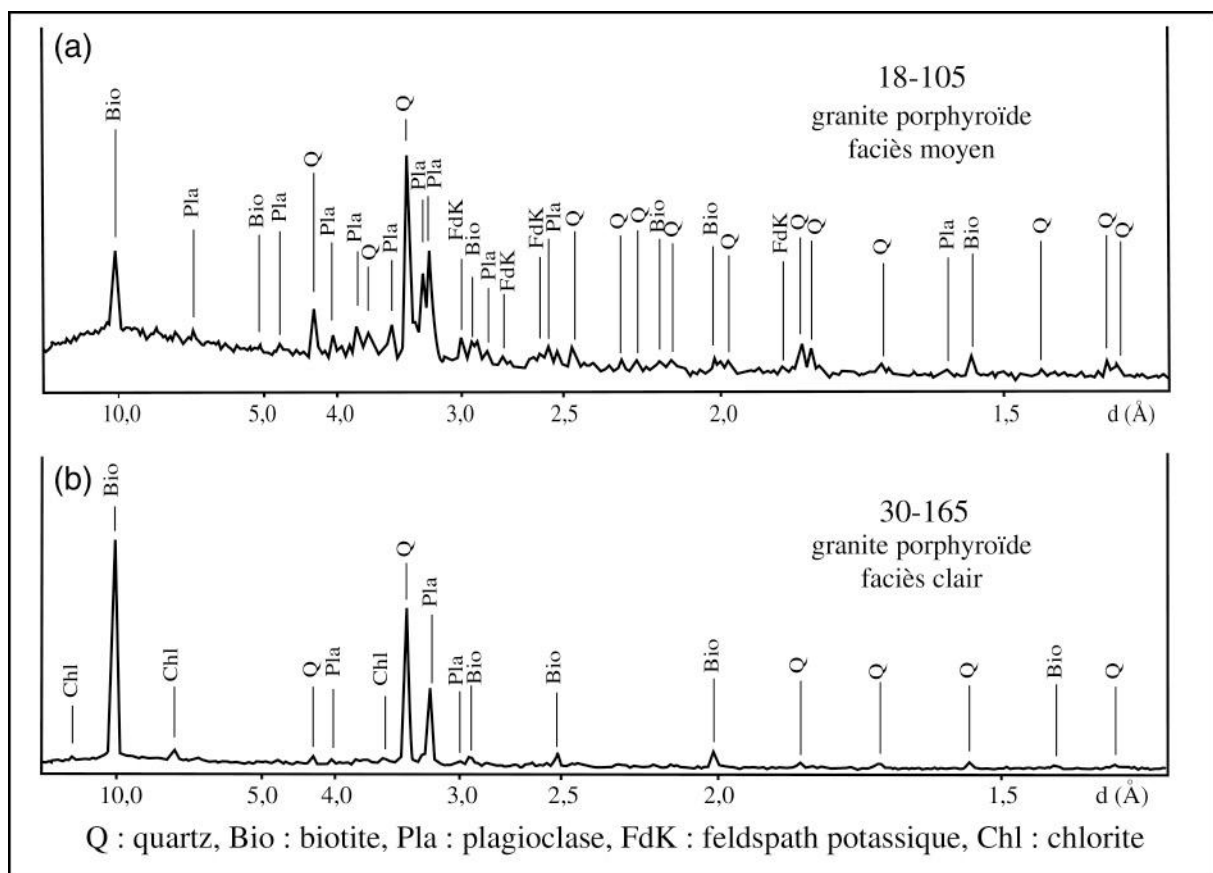


Fig. III-14. Spectres de diffraction de rayons X sur des échantillons de granite porphyroïde.

III.4.2.3. Mesure de la susceptibilité magnétique moyenne et de l'aimantation rémanente naturelle

A partir de la mesure de l'ASM des échantillons, il est possible de calculer la susceptibilité moyenne pour chaque site d'échantillonnage. L'histogramme des susceptibilités magnétiques (Fig. III-15) des différents sites montre une distribution monomodale pour chacun des trois types de granite. La susceptibilité des échantillons de granite porphyroïde est faible et comprise entre 30 et 460×10^{-6} SI avec une moyenne à 124×10^{-6} SI. Le granite de Saint-Christophe-d'Allier montre des valeurs encore plus faibles comprises entre 25 et 64×10^{-6} SI (moyenne = 48×10^{-6} SI). Les leucogranites ont une susceptibilité très faible, entre 10 et 150×10^{-6} SI (moyenne = 29×10^{-6} SI), confirmant leur pauvreté en minéraux ferromagnésiens (surtout en biotite). Il faut noter que les spécimens d'enclaves microgrenues sombres ont une susceptibilité plus forte, de l'ordre de 300 à 450×10^{-6} SI. Toutes ces valeurs faibles à très faibles, de l'ordre de 10^{-4} SI, indiquent que le granite de la Margeride est un granite "non magnétique" (Tarling et Hrouda, 1993) ou "paramagnétique" (Bouchez, 1997), c'est-à-dire que *a priori* les phases ferromagnétiques ne contribuent pas ou très peu à l'ASM qui est essentiellement portée par les phases paramagnétiques.

Afin de confirmer ce résultat l'aimantation rémanente naturelle (ARN) a été mesurée sur un certain nombre de spécimens (202 de granite porphyroïde et 24 de leucogranite). La mesure de l'ARN a été réalisée grâce au magnétomètre JR-5 de la société AGICO. L'histogramme de cette ARN (Fig. III-16) montre des valeurs très faibles parfois à la limite de détection de l'appareil. Ces valeurs sont comprises entre 10 et 530×10^{-5} A/m avec une moyenne de 54×10^{-5} A/m pour les échantillons de granite porphyroïde et ne dépassent pas 150×10^{-5} A/m (avec une moyenne de 38×10^{-5} A/m) pour les leucogranites. De telles valeurs plaident une nouvelle fois en faveur de l'absence (ou de la présence en très faible quantité) de minéraux ferromagnétiques (Dunlop et Özdemir, 1997).

III.4.2.4. Thermomagnétisme

Cette méthode consiste à mesurer la variation de susceptibilité magnétique totale d'un échantillon lorsqu'il est soumis à des variations de température. L'échantillon est chauffé lentement depuis la température ambiante (environ 25 °C) jusqu'à haute température (700 °C) puis refroidi à la même vitesse jusqu'à la température ambiante. Les variations de susceptibilité magnétique observées lors des périodes de chauffe puis de refroidissement de l'échantillon nous renseignent sur le comportement magnétique des minéraux le constituant. Ces variations sont de différents types. La composante paramagnétique de la susceptibilité magnétique des minéraux diminue avec l'augmentation de la température selon une relation hyperbolique (loi de Curie-Weiss). Par ailleurs, cette méthode de thermomagnétisme "utilise" également le principe de température de Curie des minéraux ferromagnétiques. En effet, lorsque l'on chauffe un minéral ferromagnétique placé dans un champ magnétique, il existe une température au-delà de laquelle ce minéral perd son aimantation rémanente et la composante ferromagnétique de sa susceptibilité. Cette température caractéristique du minéral est appelée température de Curie. En augmentant la température de mesure, on peut donc s'attendre à ce que la susceptibilité de la roche diminue graduellement. Cependant, si on atteint la température de Curie d'une phase ferromagnétique, on observe une brusque chute de la susceptibilité totale. Chaque chute brutale de la susceptibilité témoigne de la présence d'un

minéral ferromagnétique et la température où elle se produit permet de caractériser la nature de ce minéral ferromagnétique.

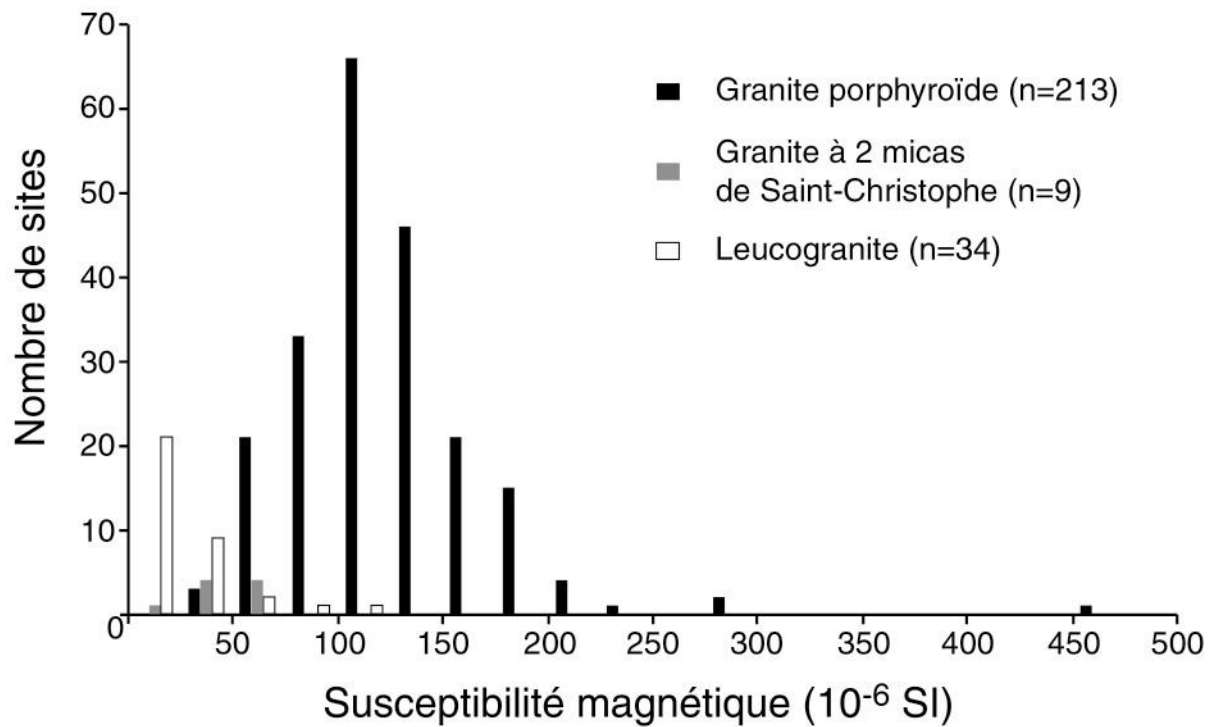


Fig. III-15. Histogramme de susceptibilité magnétique des sites ASM.

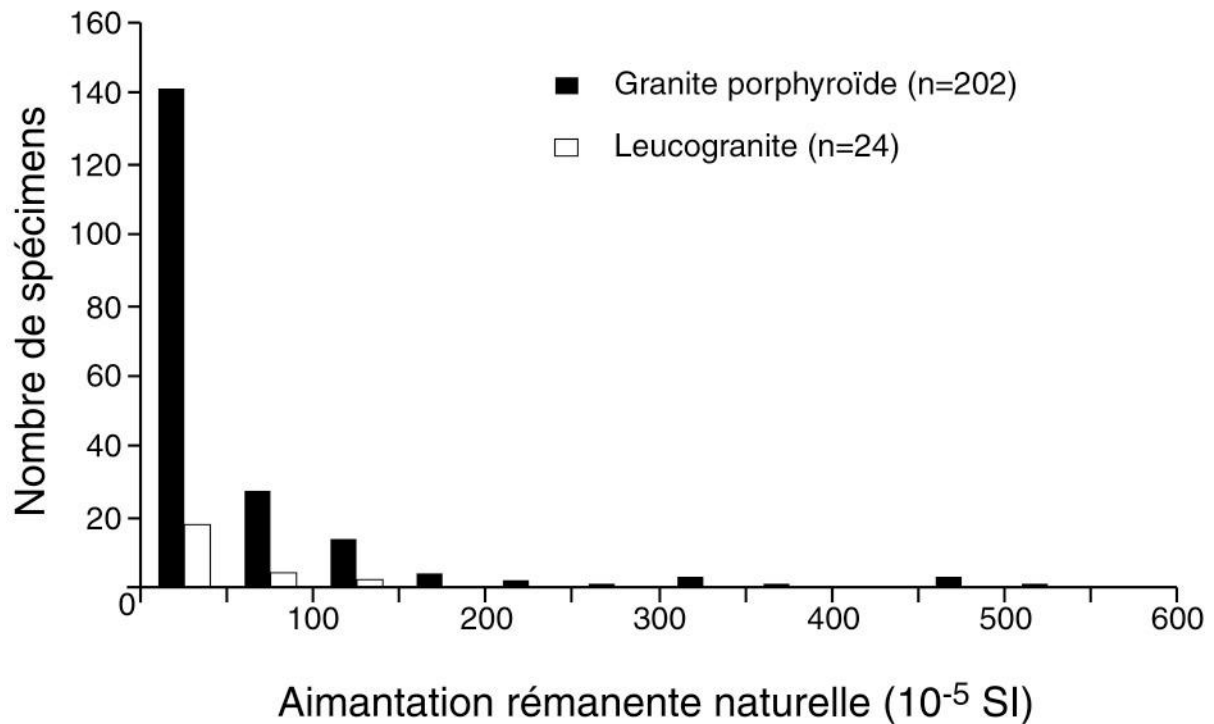


Fig. III-16. Histogramme d'aimantation rémanente naturelle sur certains spécimens d'ASM.

Par exemple, les températures de Curie de la magnétite et de l'hématite sont respectivement de 580°C et de 630 à 680°C. Enfin, les relations entre les courbes de chauffe et de refroidissement fournissent également des indications sur de possibles transformations minéralogiques et donc sur la nature de certaines phases minérales. Les mesures ont été réalisées à l'air libre avec l'appareil CS-3 de la société AGICO pour chauffer l'échantillon réduit en poudre et le susceptomètre KLY-3S pour mesurer la susceptibilité magnétique.

Plusieurs échantillons de granite porphyroïde, de granite de Saint-Christophe-d'Allier et de leucogranite et d'enclave ont été mesurés (Fig. III-17). Différents types de courbes sont obtenus. La plupart des échantillons de granite porphyroïde montre une courbe de chauffe qui diminue régulièrement (Fig. III-17a et c) témoignant de la seule présence de phases paramagnétiques. D'autres échantillons de granite porphyroïde montrent de légères chutes aux environs de 540-550°C faisant parfois suite à de légères augmentations de la susceptibilité (Fig. III-17b et d). Ces chutes non brutales indiquent peut-être la présence de magnétite titanifère qui n'est peut-être pas primaire mais formée suite à une transformation minéralogique lors de la phase de chauffe. Les courbes de refroidissement montrent divers comportements avec une augmentation de la susceptibilité. Cette augmentation peut-être soit brutale (Fig. III-17b, augmentation à 630°C marquant la présence d'hématite) soit plus douce à partir de 550°C indiquant une probable transformation minéralogique d'une phase en magnétite titanifère (Fig. III-17d). Un échantillon du faciès moyen présente un comportement assez particulier (Fig. III-17e). La susceptibilité augmente au delà de 400°C puis chute brusquement à 570°C. Ce type de courbe est probablement associé à la transformation d'une phase minérale en magnétite. Une courbe de chauffe assez similaire est rencontrée également pour un échantillon d'enclave microgrenue sombre (Fig. III-16h). A l'opposé, les granites à deux micas (Saint-Christophe-d'Allier et leucogranite) ne montrent pas de chute de susceptibilité importante confirmant leur minéralogie essentiellement paramagnétique (Fig. III-17f et g). Toutefois, ces échantillons montrent des transformations minéralogiques lors des mesures de thermomagnétisme.

Cette analyse par thermomagnétisme montre l'absence, ou l'extrême rareté, de minéraux ferromagnétiques au sein de nos échantillons. Cependant, beaucoup d'entre eux contiendraient une phase susceptible de se transformer en magnétite et parfois en hématite. Pour compléter ces diverses analyses minéralogiques, des observations au microscope électronique à balayage ont été réalisées.

III.4.2.5. Observations au MEB

Quelques lames-minces de granite porphyroïde ont été observées au microscope électronique à balayage (MEB) dans le but d'affiner nos analyses minéralogiques.

L'observation de deux zones d'une lame-mince provenant de l'échantillon du faciès sombre 10-60 (Fig. III-18a, b et c) révèle la présence de pyrite, de rutile (phases paramagnétiques) et d'hématite (phase ferromagnétique). Dans les deux cas, toutes ces phases sont en association avec la biotite.

L'échantillon du faciès moyen 65-384 montre la présence de rutile à l'intérieur d'un cristal de tourmaline (Fig. III-18d). L'échantillon du faciès moyen 18-104 montre une zone à minéralogie complexe (Fig. III-18e et f). Près d'un zircon et d'une biotite, on observe quatre phases imbriquées. La phase la plus claire correspond à de la pyrite. Les deux phases un peu

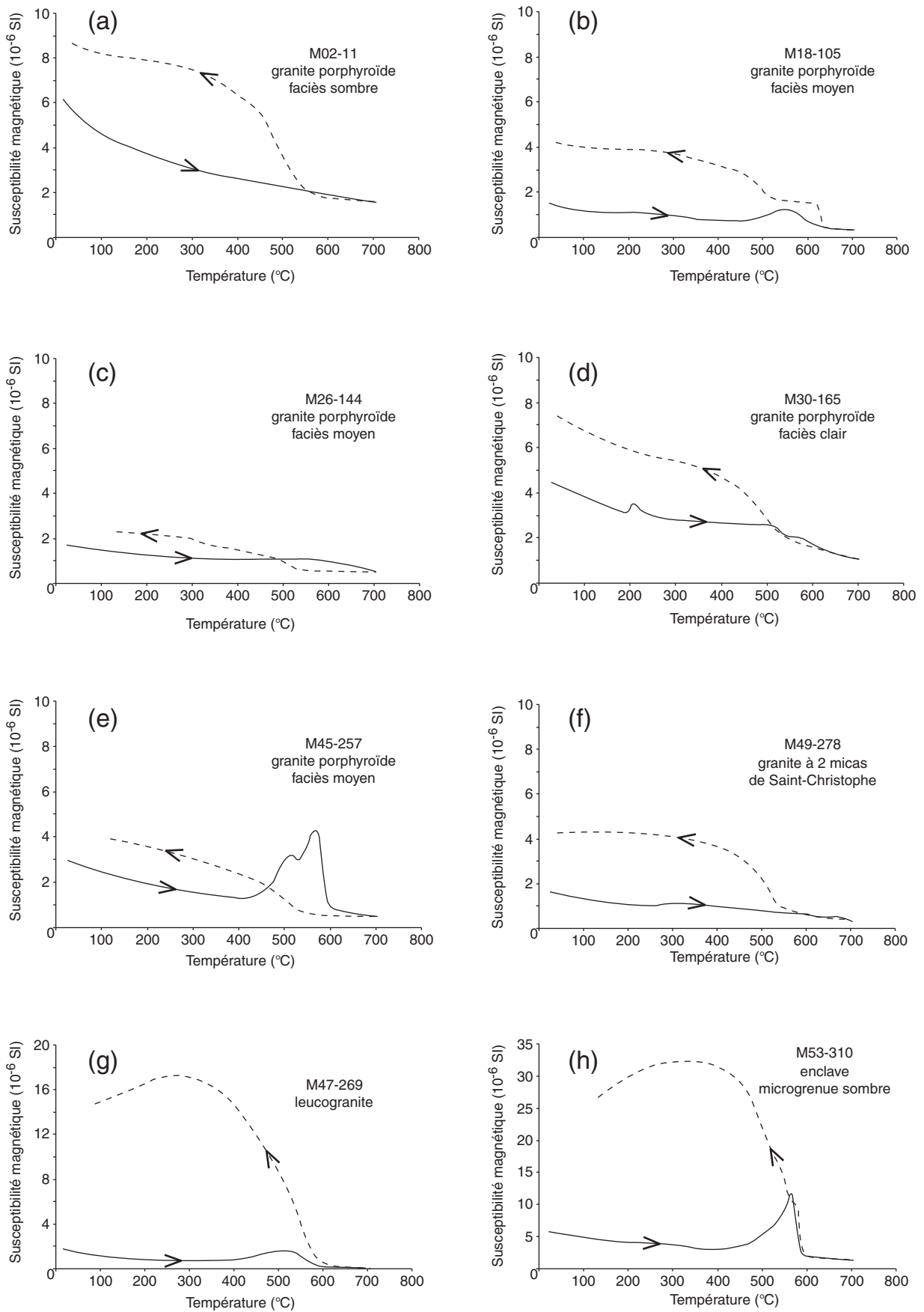
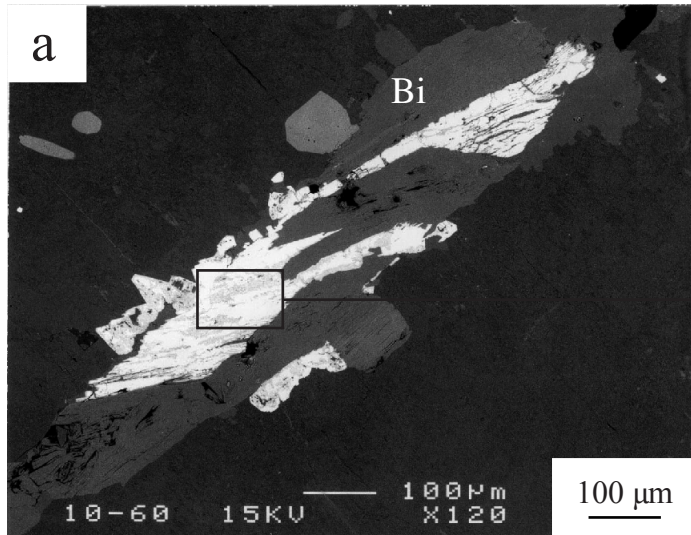
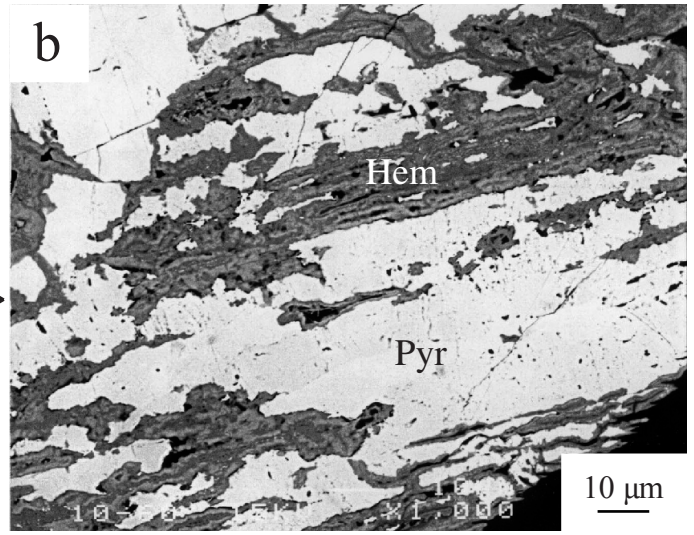


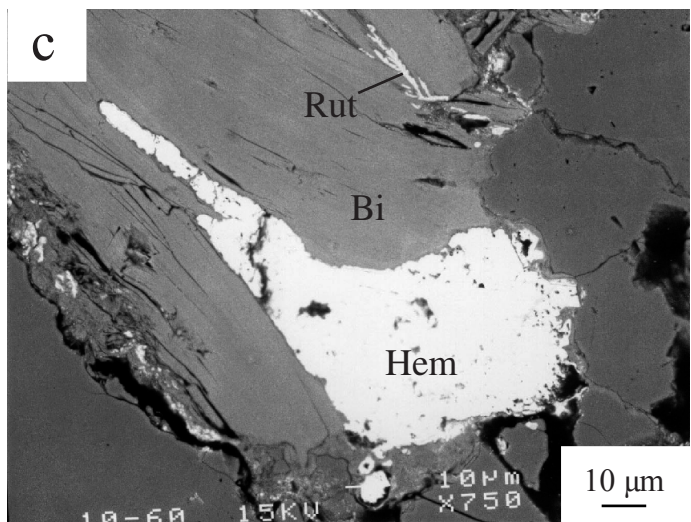
Fig. III-17. Courbe de variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la température. Trait plein: courbe de chauffe ; trait pointillé: courbe de refroidissement.



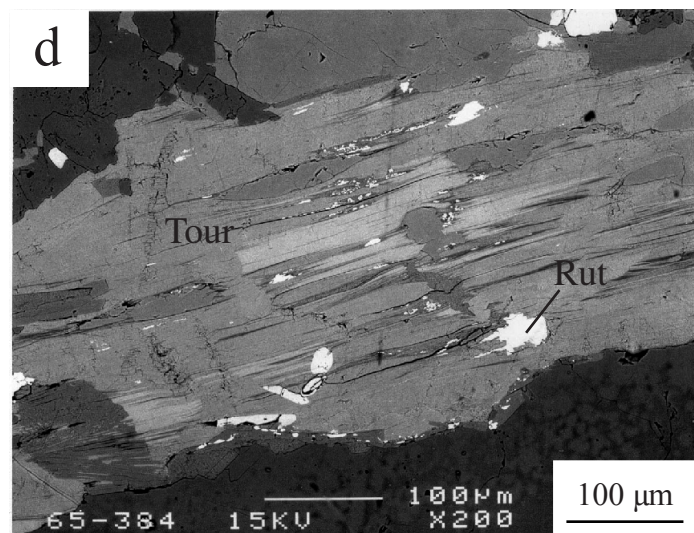
Echantillon 10-60, faciès sombre



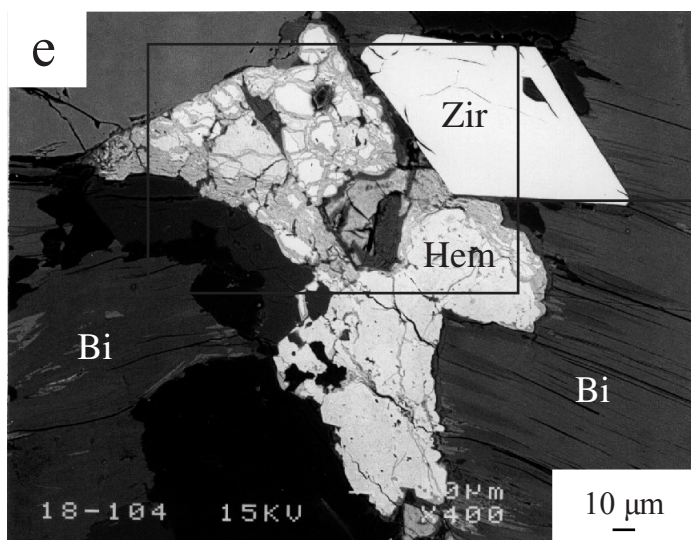
Echantillon 10-60, faciès sombre



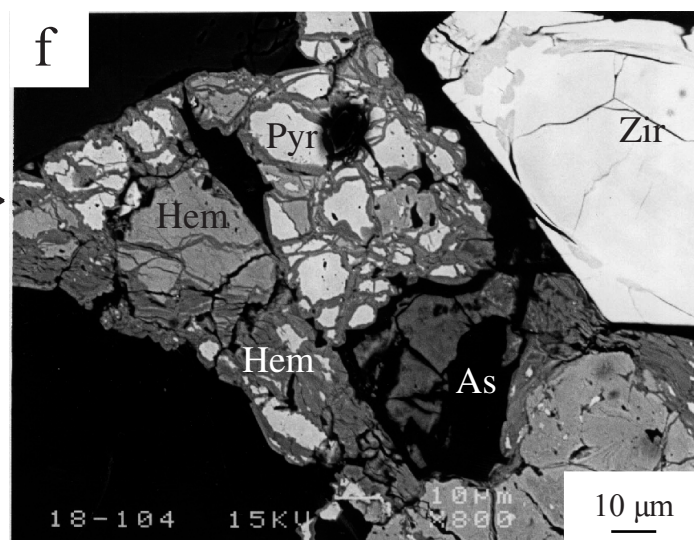
Echantillon 10-60, faciès sombre



Echantillon 65-384, faciès moyen



Echantillon 18-104, faciès moyen



Echantillon 18-104, faciès moyen

Fig. III-18. Microphotographies au MEB d'échantillons de granite porphyroïde.
Bi: biotite, Pyr: pyrite, Hem: hématite, Rut: rutile, Tour: tourmaline, Zir: zircon, As: phase arsénée.

plus sombres sont des hématites de compositions différentes et enfin la phase noire est un minéral ferro-arsénié.

Bien que succincte, cette étude au MEB a permis de mettre en évidence la présence de faibles quantités d'hématite et de rutile et de confirmer l'existence de petits cristaux de pyrite.

III.4.2.6. Courbe de mesure d'hystérésis magnétique

Les mesures de variation du moment magnétique induit dans un échantillon en fonction des valeurs du champ magnétique dans lequel il est placé apportent de nombreux enseignements sur la composition minéralogique magnétique de cet échantillon. Les minéraux paramagnétiques montrent des variations linéaires et réversibles dans un champ croissant et décroissant. A l'inverse, les minéraux ferromagnétiques montrent une courbe d'hystérésis. La courbe acquise en champ croissant ne se superpose pas à celle du champ décroissant. Une telle expérience permet aussi de définir, pour les minéraux ferromagnétiques, différents paramètres tel que le champ coercitif, l'aimantation à saturation et l'aimantation rémanente à saturation. Les valeurs de ces paramètres varient selon la nature et la teneur de ces phases ferromagnétiques dans l'échantillon. Cela se traduit graphiquement par des formes de courbes différentes selon la phase ferromagnétique.

La mesure de l'hystérésis sur plusieurs échantillons des différents types de granite du massif de la Margeride montre un comportement identique (Fig. III-19). La relation entre le moment magnétique induit et le champ magnétique est linéaire et identique pour une augmentation et une diminution du champ. Seuls, les échantillons de leucogranite montrent des courbes plus complexes (Fig. III-19f). Celles-ci sont tout simplement dues au fait que le moment induit mesuré est si faible que l'on se situe au seuil de mesure de l'appareil et la variation non-linéaire observée correspond principalement au bruit de fond de l'appareil. Toutes ces mesures témoignent de la prépondérance des phases paramagnétiques dans nos échantillons, les phases ferromagnétiques mises en évidence par d'autres méthodes contribuent extrêmement peu à l'ASM. En outre, les différences de valeurs du moment induit mesuré pour un champ magnétique identique entre les différents types de granite confirment la variation de teneur en phases paramagnétiques de ces granites (Fig. III-19a, d, e et f). Les courbes d'hystérésis sont en accord avec le fait que les enclaves microgrenues sombres contiennent plus de minéraux paramagnétiques ou des minéraux à plus forte susceptibilité ; à l'inverse, les leucogranites renferment peu de minéraux paramagnétiques.

III.4.2.7. Conclusion de l'étude minéralogique

Les observations au MEB montrent la présence d'hématite, de pyrite et de rutile. En tenant compte des mesures de susceptibilité, d'aimantation rémanente naturelle et des expériences de thermomagnétisme et d'hystérésis, on peut affirmer que l'hématite se trouve en très faible quantité. Par ailleurs, la magnétite mise en évidence par le thermomagnétisme provient probablement de réactions minéralogiques lors de la phase de chauffe des échantillons. Elle peut être le produit de l'oxydation des cristaux de pyrite (Tarling et Hrouda, 1993) ou apparaître au sein des cristaux de biotite (Trindade et al., 2001).

Cependant, tous ces minéraux se trouvant en très faible quantité dans nos échantillons, il est clair que les principaux porteurs de la susceptibilité magnétique sont les phases

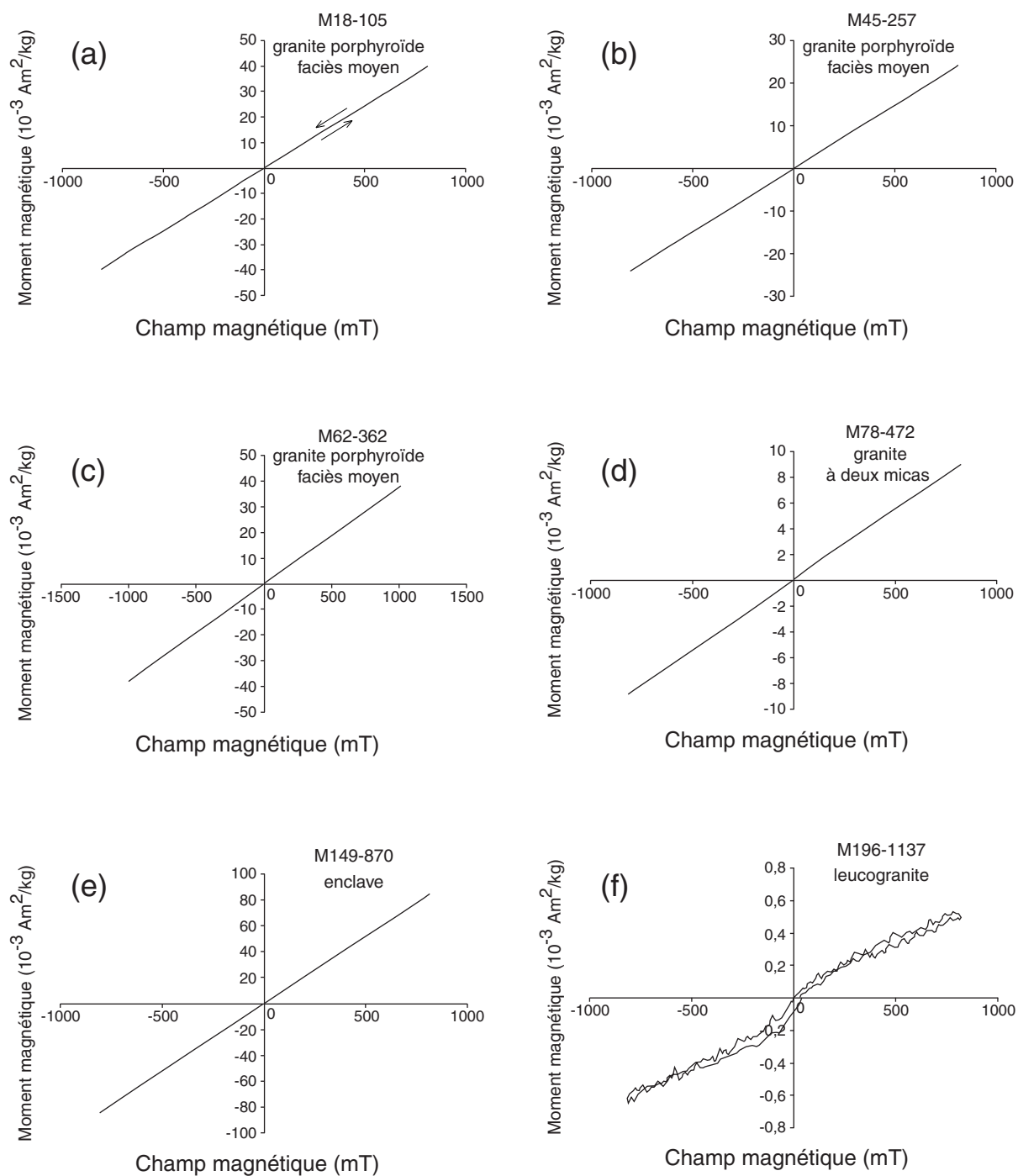


Fig. III-19. Courbe d'hystérésis magnétique des différents types de granite du massif de la Margeride. Les granites à deux micas (d) et les leucogranites (f) ont un moment magnétique très faible. Pour les leucogranites, les variations non linéaires semblent traduire le bruit de fond de l'appareil et sont donc difficilement interprétable.

paramagnétiques ferro-magnésiennes et donc principalement les micas. En ce qui concerne le faciès porphyroïde, le principal porteur est la biotite, la muscovite ferrifère en faible quantité contribue peu à l'ASM. En outre, cette prépondérance de la biotite dans le signal ASM augmente pour les faciès moyen et foncé. La cordiérite, minéral à fabrique magnétique inverse, qui est essentiellement présente dans le faciès clair influe peu sur l'ASM de part sa faible teneur et sa faible susceptibilité intrinsèque. Pour les autres types de granite qui sont à deux micas, Saint-Christophe-d'Allier et leucogranites, la contribution relative entre biotite et muscovite ferrifère est plus équilibrée. Cependant, compte tenu des teneurs modales et des susceptibilités intrinsèques des micas, la biotite reste le principal porteur pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier. En ce qui concerne les leucogranites, les teneurs relatives entre les deux types de micas sont plus variables et donc le porteur de l'ASM peut être selon les cas l'association biotite-muscovite ferrifère ou la muscovite seule. Localement, la tourmaline, minéral paramagnétique à fabrique inverse, présente dans quelques leucogranites peut "perturber" l'ASM de ces échantillons de leucogranite. L'ASM est dans ce cas de type mixte, c'est-à-dire une combinaison d'une fabrique normale due aux micas et d'une fabrique inverse induite par la tourmaline.

Le fait que les micas soient les principaux porteurs de l'ASM a pour conséquence que la valeur de susceptibilité magnétique moyenne d'un échantillon reflète approximativement sa teneur en fer. Ainsi, la variation spatiale de cette susceptibilité peut être utilisée pour cartographier les différents faciès pétrographiques du granite (Gleizes et al., 1993). Par ailleurs, l'ASM correspond à la sous-fabrique des micas, c'est-à-dire que la foliation magnétique donnée par le plan K_1, K_2 et étant perpendiculaire à l'axe K_3 est parallèle au plan moyen des clivages basaux des micas et que la linéation magnétique donnée par l'axe K_1 est l'axe de zone de ces plans de clivage.

III.4.3. Les paramètres scalaires de l'ASM

L'étude des valeurs des différents paramètres scalaires qu'offrent les mesures ASM, c'est-à-dire susceptibilité magnétique (K_m), degré d'anisotropie (P') et paramètre de forme (T) permet d'apprécier certaines caractéristiques de la minéralogie des roches pour K_m et de la déformation pour P' et T . Dans cette partie, des comparaisons entre les différents faciès granitiques pour chaque paramètre sont réalisées. Dans la suite, l'étude de la répartition géographique des trois paramètres est étudiée uniquement pour le faciès porphyroïde. En effet, le faible nombre ainsi que la non-continuité des corps leucogranitiques rend difficile l'étude des variations spatiales des paramètres scalaires dans ce faciès.

III.4.3.1. Répartition géographique de la susceptibilité magnétique

Nous avons vu dans la partie précédente (Section III.4.2.3) que les valeurs de susceptibilité magnétique de chaque site de granite porphyroïde étaient relativement faibles (entre 30 et 460×10^{-6} SI) et que ces valeurs étaient typiques d'un granite "paramagnétique". Cependant, la répartition de cette susceptibilité varie à l'échelle du granite. La carte d'isocontours des susceptibilités moyennes des sites de granite porphyroïde montre que les plus fortes susceptibilités ($> 150 \times 10^{-6}$) se rencontrent essentiellement à l'Est du massif (Fig. III-20). Ces zones de forte susceptibilité magnétique sont discontinues et se situent dans cette partie orientale du massif aussi bien en bordure que plus à l'intérieur du granite de la Margeride. Une autre zone à forte susceptibilité se rencontre près centre du massif à l'Est de l'Aubrac. La partie centre-est du massif ainsi que le lobe d'Entraygues sont, au contraire, des

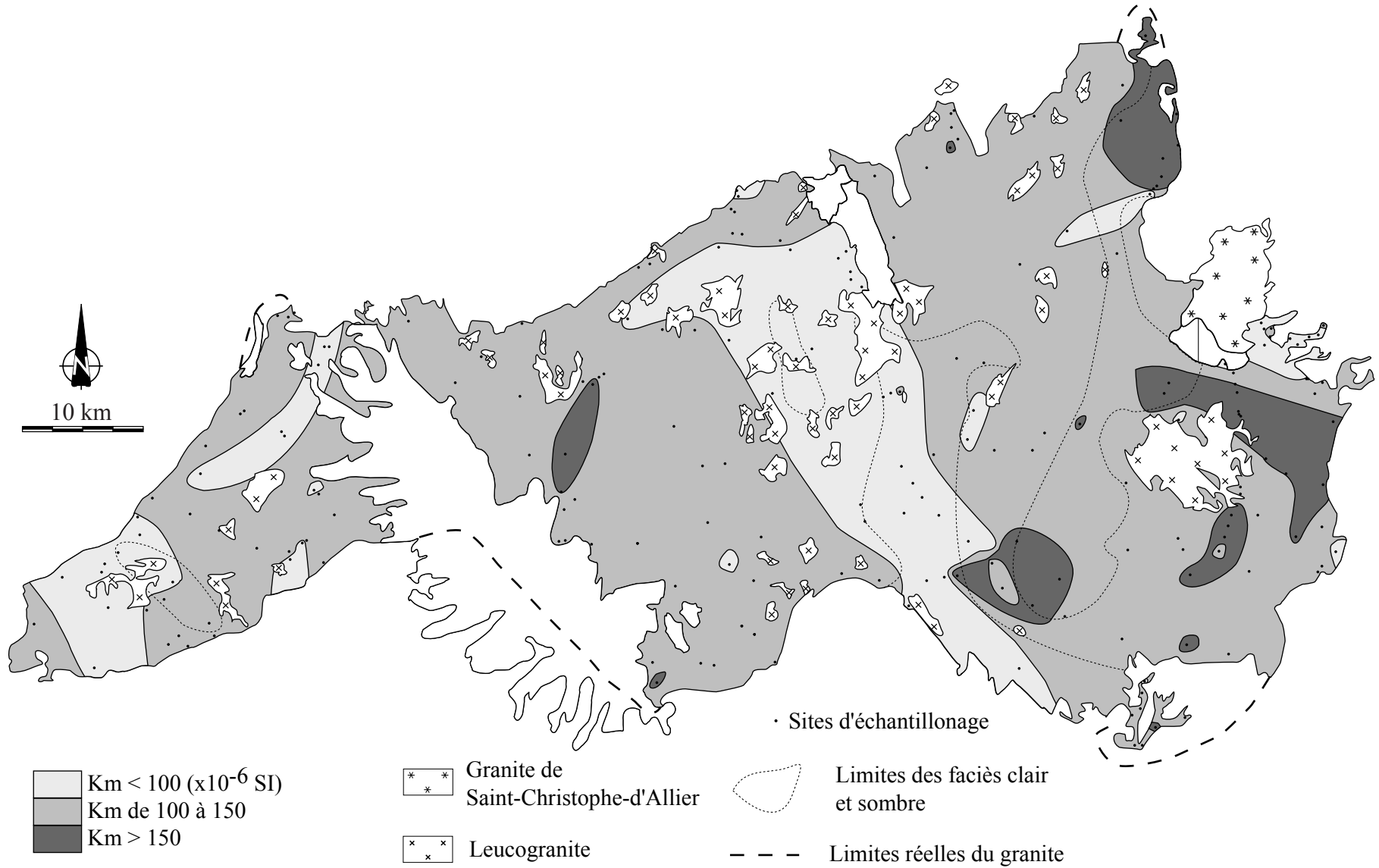


Fig. III-20. Carte de susceptibilité moyenne, Km ($\times 10^{-6}$ SI), du granite porphyroïde.

zones de faibles susceptibilités ($<100 \times 10^{-6}$). Deux autres zones de faible susceptibilité sont localisées près de la bordure orientale (Fig. III-20).

La biotite étant le porteur de la susceptibilité magnétique, on peut comparer cette carte de susceptibilité avec la carte des faciès pétrographiques (Fig. III-3) construite à partir de la teneur modale en biotite. En effet, depuis les travaux de Gleizes et al. (1993), il est reconnu que dans les granites "paramagnétiques", la susceptibilité magnétique peut être utilisée pour cartographier les différents faciès granitiques puisque cette susceptibilité est fonction de la teneur en minéraux paramagnétiques, c'est-à-dire dans notre cas de la biotite. On remarque que les zones à forte et moyenne susceptibilité de la partie orientale du massif coïncident avec les limites d'affleurement du faciès sombre. A la grande zone de faible susceptibilité au centre du massif correspond une zone de faciès clair. Enfin, au niveau du lobe d'Entraygues, se rencontrent des zones à faible et moyenne susceptibilité correspondant à des zones de faciès clair à moyen.

Dans le cas du massif de la Margeride, la corrélation entre la teneur en biotite du granite porphyroïde et la susceptibilité moyenne est donc relativement correcte, confirmant une nouvelle fois l'utilité de cartographie pétrographique de l'ASM.

III.4.3.2. Relations entre les différents paramètres scalaires

Les différents diagrammes, P'-T, P'-Km et T-Km permettent d'analyser ces relations.

(1) Le diagramme P'-T ou diagramme de Jelinek (1981)

Sur ce diagramme ont été reportées les valeurs des paramètres P' et des sites de granite porphyroïde, de granite de Saint-Christophe-d'Allier et de leucogranite (Fig. III-21a). La majorité des sites de granite porphyroïde ont des faibles valeurs du degré d'anisotropie ($< 5\%$), le maximum n'excédant pas $13,5\%$ et la moyenne étant de $3,5\%$. Tous les sites du granite de Saint-Christophe-d'Allier à l'exception d'un seul ont des valeurs de P' comprise entre 5 et 9% avec une moyenne de $6,8\%$. Les sites de leucogranite ont des valeurs de P' souvent plus élevées et hétérogènes, qui sont supérieures à 5% et atteignent 13 à 15% avec une moyenne de $6,7\%$. Un site de leucogranite présente une valeur de P' anormalement élevée de $47,2\%$.

Ces valeurs dans l'ensemble assez faibles sont typiques des granites "paramagnétiques" où P' excède rarement 10% . On observe également que P' est plus élevé pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier que pour le granite porphyroïde, ce qui est cohérent avec les observations de terrain montrant une nette orientation préférentielle des micas dans le granite de Saint-Christophe-d'Allier. Une telle orientation est difficilement visible sur l'affleurement dans le granite porphyroïde. Les plus fortes valeurs des leucogranites ne sont pas probablement pas associées à des taux d'alignement ou de déformation plus intense dans ce faciès que dans les autres types de granites, mais sont probablement liées aux faibles susceptibilités magnétiques des leucogranites. Comme indiqué à la section II.1.1, pour de très faible susceptibilité, une augmentation "artificielle" du paramètre P' est observée car la valeur de K_3 tend vers 0.

Du point de vue de la forme des ellipsoïdes (paramètre T), ceux-ci sont en majorité en galette ou "oblate" ($T > 0$) pour les trois types de granite et plus particulièrement pour le

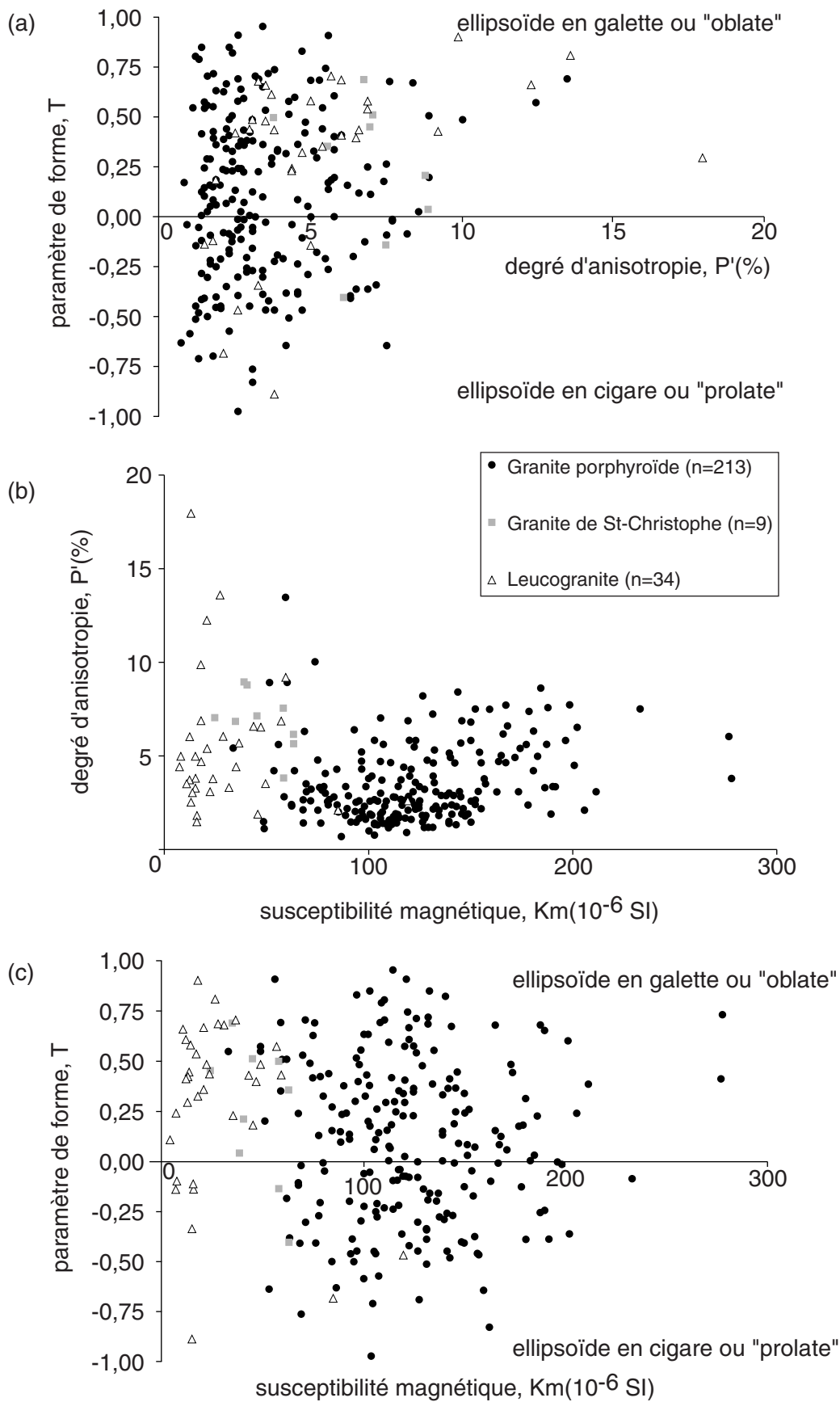


Fig. III-21. Diagrammes reliant les différents paramètres scalaires de l'ASM. (a) Paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie. (b) Degré d'anisotropie en fonction de la susceptibilité magnétique. (c) Paramètre de forme en fonction de la susceptibilité magnétique.

granite de Saint-Christophe-d'Allier et les leucogranites (Fig. III-21a). La répartition s'effectue selon la façon suivante (Tableau III-2) :

Type d'ellipsoïde	Granite porphyroïde	Granite de St-Christophe	Leucogranite
très oblate ($T > 0,5$)	20%	22%	32%
oblate ($T > 0$)	39	56	47
prolate ($T < 0$)	36	22	15
très prolate ($T < 0,5$)	5	0	6

Tableau III-2. Répartition en pourcentage des formes d'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (paramètre T) selon les trois types de granite.

On remarque donc que les ellipsoïdes en galette sont largement majoritaires pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier et les leucogranites (environ 80 %). Les ellipsoïdes en galette représentent pour le granite porphyroïde environ 60 % des sites. Cela témoigne d'une déformation générale en aplatissement pour l'ensemble du pluton. Seul le granite porphyroïde présente une part assez importante de zones à déformation constrictive (ellipsoïde en cigare ou "prolate").

Il n'existe pas de corrélation évidente entre P' et T pour les sites de granite porphyroïde ainsi que pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier. A l'opposé, il semblerait que les leucogranites les plus déformés soit toujours caractérisés par des ellipsoïdes "oblate".

(2) Les diagrammes P'-Km et T-Km

Ces diagrammes sont en général moins employés que le diagramme P'-T. Cependant, ils permettent d'apprécier l'influence possible de la minéralogie magnétique (nature et teneurs des différents porteurs magnétiques) sur la forme (paramètre T) et l'excentricité (paramètre P') de l'ellipsoïde.

Le diagramme P'-Km montre que pour les leucogranites et le granite de Saint-Christophe-d'Allier P' a tendance à diminuer lors d'une augmentation de la susceptibilité (Fig. III-21b). A l'opposé, le granite porphyroïde montre les plus faibles valeurs de P' pour des susceptibilités moyennes de 100 à 150×10^{-6} SI. Pour ce faciès, quand Km est inférieur à 100×10^{-6} SI ou supérieur à 150×10^{-6} SI, P' est en moyenne plus fort.

Le diagramme T-Km montre qu'il n'existe pas de relation véritable entre la susceptibilité magnétique et la forme des ellipsoïdes d'ASM pour les trois types de granites (Fig. III-21c).

III.4.3.3. Répartition géographique du degré d'anisotropie et du paramètre de forme

La répartition géographique du degré d'anisotropie, P', (Fig. III-22) montre que la partie orientale du massif présente les plus forte valeur de P' ($P' > 5$ %). Cette partie correspond principalement au faciès porphyroïde sombre ainsi qu'au granite de Chambon-le-Château. Cependant, les fortes valeurs de P' ne se limitent pas à ces faciès puisque certains sites de granite porphyroïde clair et moyen montrent également de fortes valeurs de P'. Ces résultats

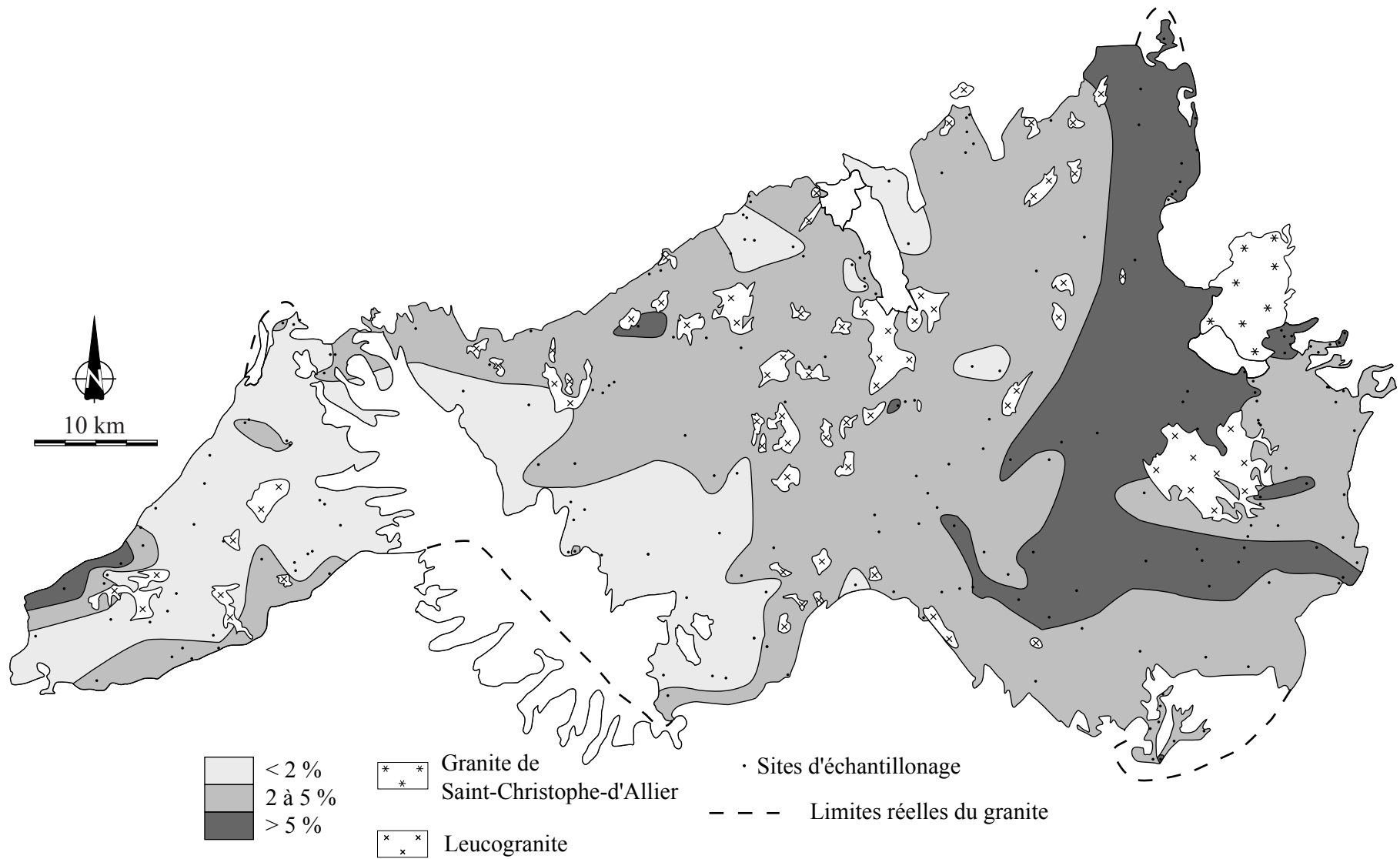


Fig. III-22. Carte du paramètre d'anisotropie, P' , du granite porphyroïde.

sont cohérents avec les valeurs élevés de P' rencontrées dans le granite de Saint-Christophe-d'Allier (Fig. III-21a) et indiquent que les variations de P' ne dépendent pas du faciès pétrographique mais plutôt de la localisation au sein du pluton. A l'opposé de ces fortes valeurs, P' est le plus faible dans la partie occidentale du massif. Seules les bordures nord et sud du lobe d'Entraygues montrent un degré d'anisotropie un peu plus fort que le reste du lobe. Ce sont les régions entourant l'Aubrac qui sont le moins déformés.

La répartition géographique du paramètre de forme T (Fig. III-23) est beaucoup moins homogène. Les ellipsoïdes de susceptibilité "en cigare" et "en galette" semblent se répartir au centre du pluton en alternance selon des zones allongées NW-SE bien que certaines zones où T est de type "oblate" présentent une orientation NE-SW. La bordure orientale du massif ainsi que les parties entourant l'Aubrac sont essentiellement caractérisée par des ellipsoïdes "prolate". D'une façon générale, la plus grande partie du massif se caractérise par des ellipsoïdes de forme "oblate".

L'interprétation de ces données scalaires sera discutée ultérieurement (section III.6).

III.4.4. Les fabriques magnétiques

Comme indiqué dans le chapitre précédent, la fabrique magnétique d'une roche est caractérisée par sa linéation magnétique (axe $K1$) et sa foliation magnétique (dont le pôle est l'axe $K3$). L'étude de la minéralogie magnétique (voir section III.4.2) a montré que la fabrique magnétique mesurée dans le massif de la Margeride correspond principalement à la sous-fabrique pétrographique des micas et essentiellement de la biotite.

Les figures (III-24a, b et III-25a, b) montrent respectivement la disposition des linéations et des foliations magnétiques pour les trois types de granite : granite porphyroïde, granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier et leucogranite. A partir de ces données, et principalement de la direction de la linéation magnétique, le granite porphyroïde a été subdivisé en quatre zones distinctes dans lesquelles les fabriques sont cohérentes (Fig. III-26a et b). L'ensemble des données ASM pour chaque site ainsi que la carte d'échantillonnage figurent à l'Annexe I.

L'examen des **linéations magnétiques** (Fig. III-24a, b et III-26a) montre des différences entre les trois types de granite. La linéation magnétique du granite porphyroïde est le plus souvent NW-SE ($N 120^\circ$ à $N 160^\circ$) à faible plongement ($< 30^\circ$). Cette direction se retrouve en général dans tout le massif et tout particulièrement dans sa partie Sud-Est où cette direction est pratiquement la seule représentée (zone 2). Au contraire, la partie Nord-Est montre une attitude des linéations différentes (zone 1). Au Sud-Est du granite de Saint-Christophe-d'Allier, on observe des linéations principalement E-W à plongement faible à moyen tandis que sur la bordure Nord-Est du massif de la Margeride, les linéations N-S plongent de 30 à 40° vers le Nord. Le long de cette bordure du granite autour de l'arc de Fix, les linéations sont très souvent perpendiculaires au contact. La partie centrale du massif (zone 3) montre une disposition plus dispersée où les linéations NW-SE plates restent cependant majoritaires. Localement, le "pattern" peut-être assez compliqué avec des directions de linéations très dispersées pour des sites se trouvant à proximité les uns des autres. A côté des linéations NW-SE plates, on rencontre des linéations NE-SW et d'autres à plus fort plongement ($> 60^\circ$). Le lobe d'Entraygues (zone 4) présente également une disposition des linéations assez complexe avec deux directions principales NW-SE et E-W. La première, NW-SE, est plus présente dans

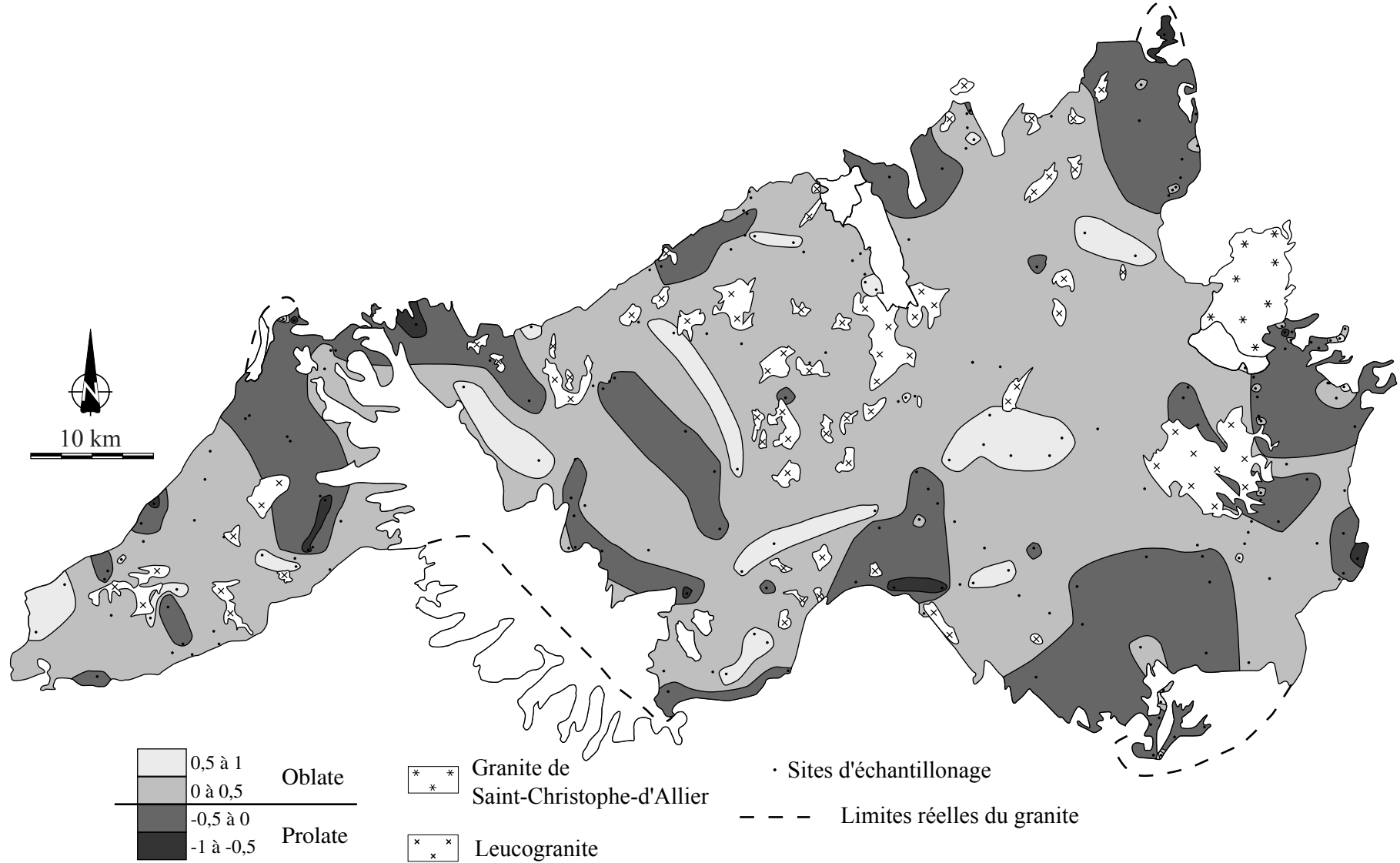


Fig. III-23. Carte du paramètre de forme, T, du granite porphyroïde.

la partie orientale du lobe tandis que les linéations E-W sont majoritaires à l'Ouest de cette partie du massif. Les pendages sont très variables. Pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier, les linéations sur la bordure sud montrent une direction dominante N140E avec des plongements faibles ou nuls tandis que plus au centre de ce granite, les linéations deviennent E-W mais restent plates. L'analyse des linéations magnétiques des leucogranites montre une assez grande dispersion. Dans les leucogranites localisés au Sud-Est du granite de Saint-Christophe-d'Allier, les linéations sont E-W avec des sens de plongement variables. Dans le reste du massif deux directions principales, NW-SE et NE-SW, sont présentes. Dans les deux cas, les linéations ont un plongement variable. La direction NW-SE est donc moins marquée pour les leucogranites que pour le granite porphyroïde mais néanmoins présente. Les linéations des enclaves microgrenues ne montrent pas de direction privilégiée mais, elles sont parfois de même direction que celle de leur encaissant granitique. Cependant, leur faible nombre ne permet pas de trancher définitivement quant à l'attitude de leur fabrique magnétique.

On remarque toutefois que les linéations magnétiques sont le plus souvent sur l'ensemble du massif de direction NW-SE à faible plongement.

Les **foliations magnétiques** (Fig. III-25a, b et III-26b) ont dans l'ensemble une attitude moins homogène. Pour le granite porphyroïde, la principale caractéristique des foliations magnétiques tient à leur pendage qui est en général faible à moyen (c'est-à-dire que l'axe K3 plonge fortement). Ces foliations ne montrent pas de direction privilégiée à l'échelle du massif, mais on observe parfois une certaine organisation locale. Par exemple le long de la bordure Nord-Est autour de l'arc de Fix (nord de la zone 1), les foliations parallèles aux contacts avec l'encaissant métamorphique présentent des pendages moyens vers l'intérieur du massif. On retrouve ce type d'organisation localement le long de la bordure Sud-Est, bien que d'autres foliations soient sécantes sur la bordure. A l'opposé, sur la bordure sud, les foliations sont essentiellement à pendage externe, vers l'encaissant. Plus à l'intérieur du granite et essentiellement dans sa partie centrale (zone 3), les foliations sont plus dispersées. La région Sud-Est (zone 2) présente cependant de nombreuses foliations NW-SE à pendage variable. On retrouve également ces foliations NW-SE à pendage variable dans la partie centrale (zone 3). Pour la région d'Entraygues (zone 4), les foliations au niveau des bordures nord et sud sont souvent de direction NW-SE à E-W à pendage moyen à fort vers le Sud. Le granite de Saint-Christophe-d'Allier montre comme pour les linéations une différence entre son extrémité sud et la partie plus centrale. Au centre, les foliations sont systématiquement E-W à pendage moyen à fort vers le Sud tandis qu'au Sud les directions de foliation sont complètement dispersées. Les foliations des leucogranites ne montrent pas de direction privilégiée. Leur pendage est de plus fortement variable.

La grande variabilité des foliations magnétiques peut suggérer néanmoins, l'existence de plissements à petite longueur d'onde (environ 1 à 5 km) dont la localisation précise à l'échelle de tout le massif est difficile car nos mesures ne sont pas en nombre suffisant.

A l'échelle de tout le massif, la fabrique linéaire NW-SE subhorizontale apparaît comme la structure dominante.

L'interprétation tectonique de ces fabriques magnétiques sera faite à la fin de ce chapitre (section III.6) après l'étude gravimétrique.

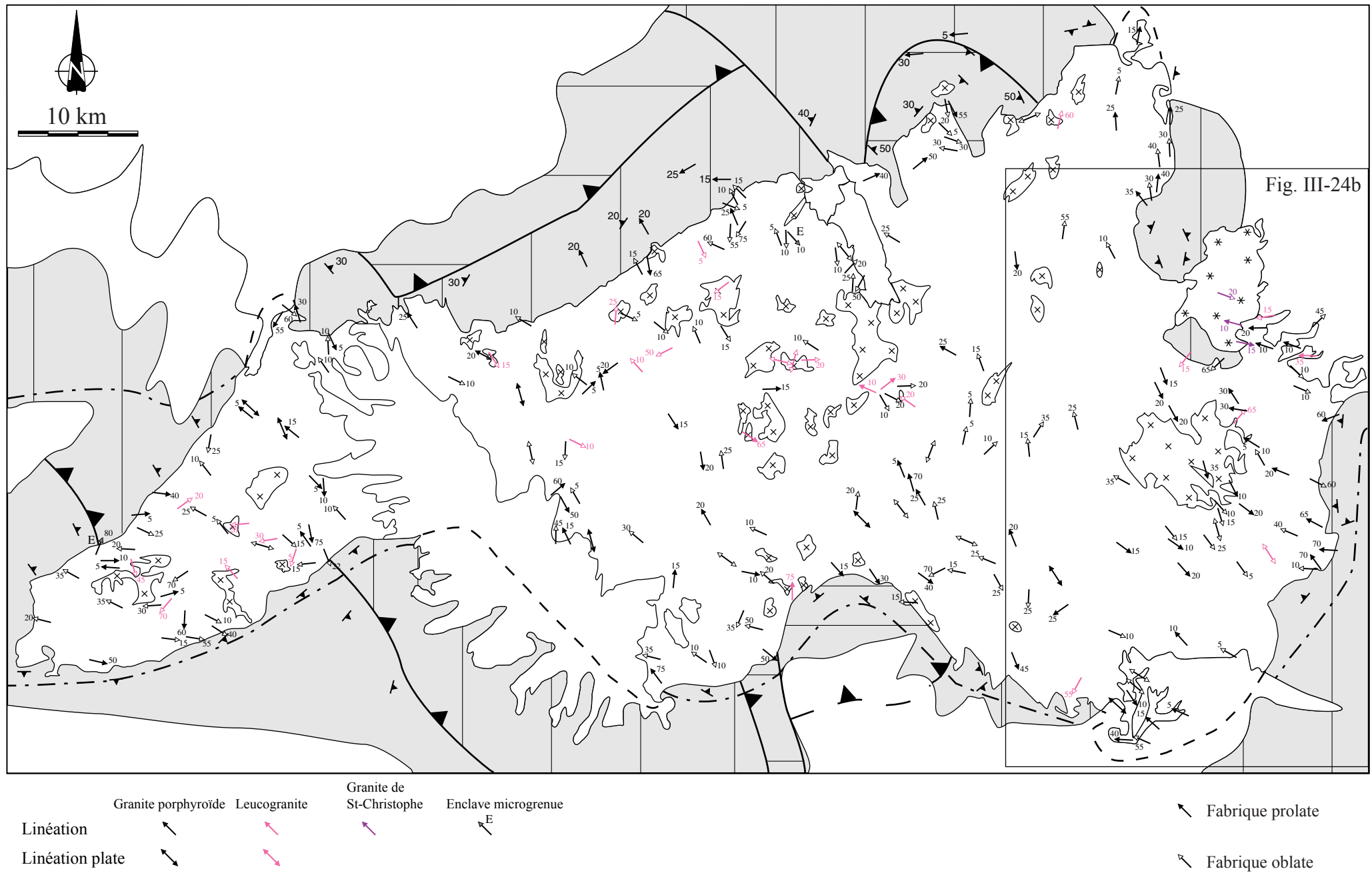


Fig. III-24a. Carte des linéations magnétiques du massif granitique de la Margeride.

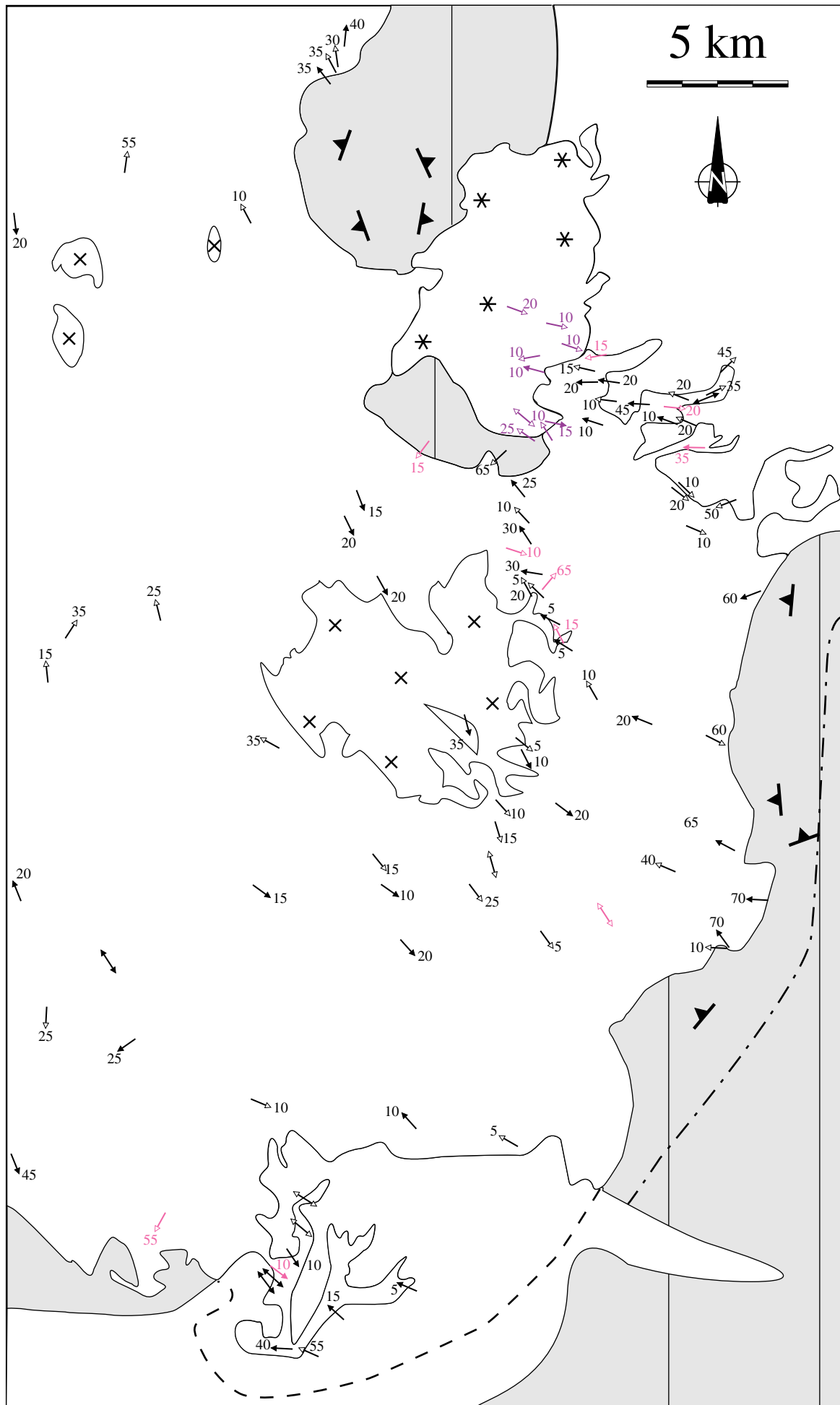


Fig. III-24b. Carte des linéations magnétiques de la région orientale.
Même légende que la Figure III-24a.

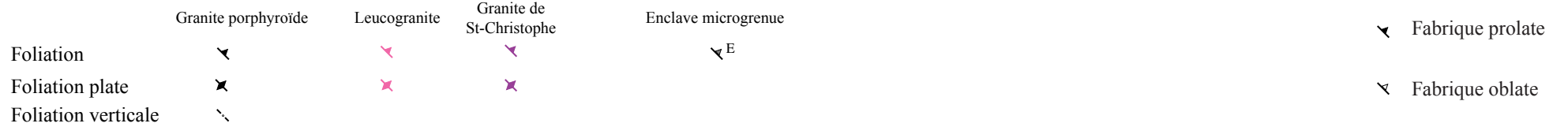
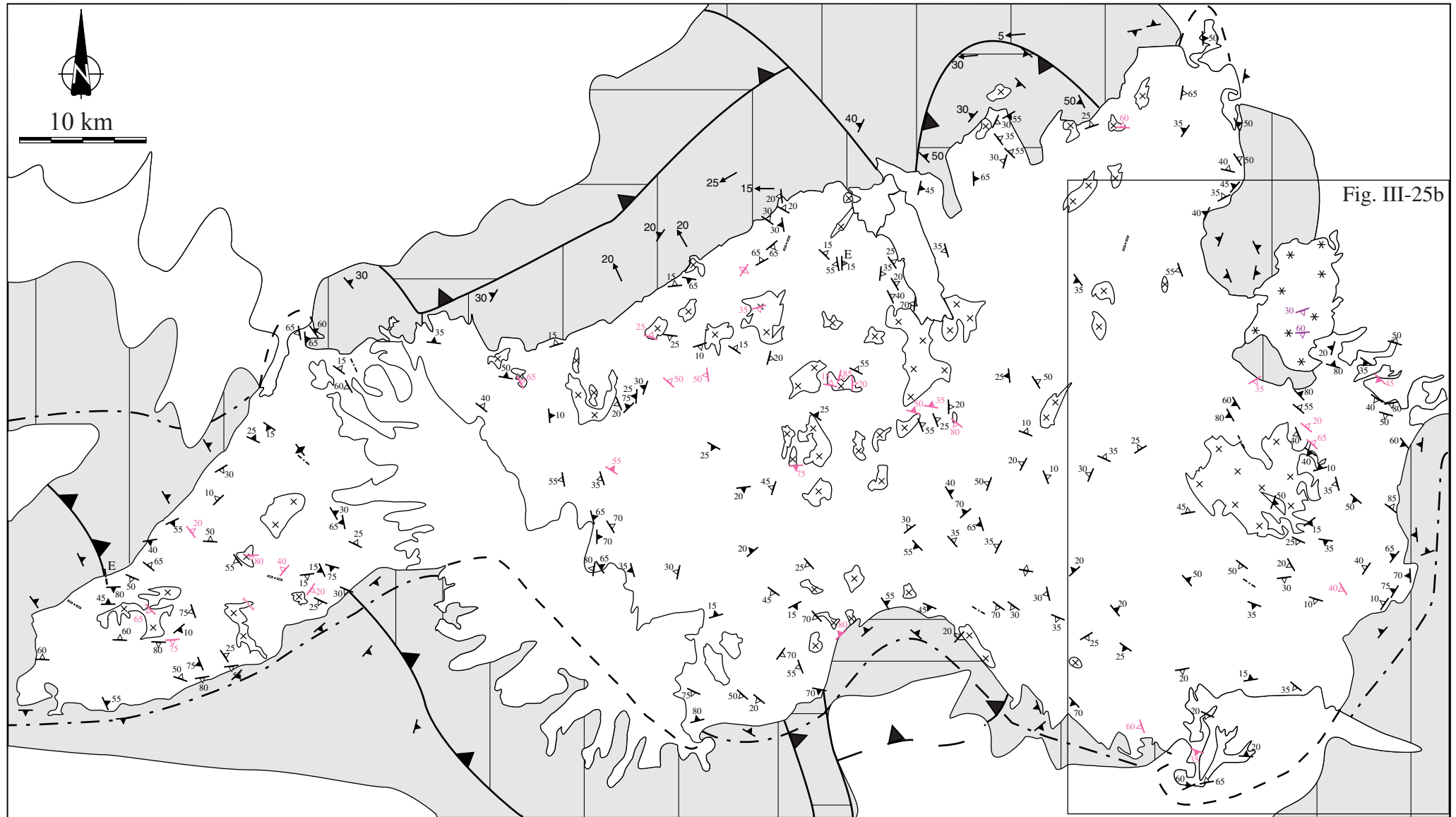


Fig. III-25a. Carte des foliations magnétiques du massif granitique de la Margeride.

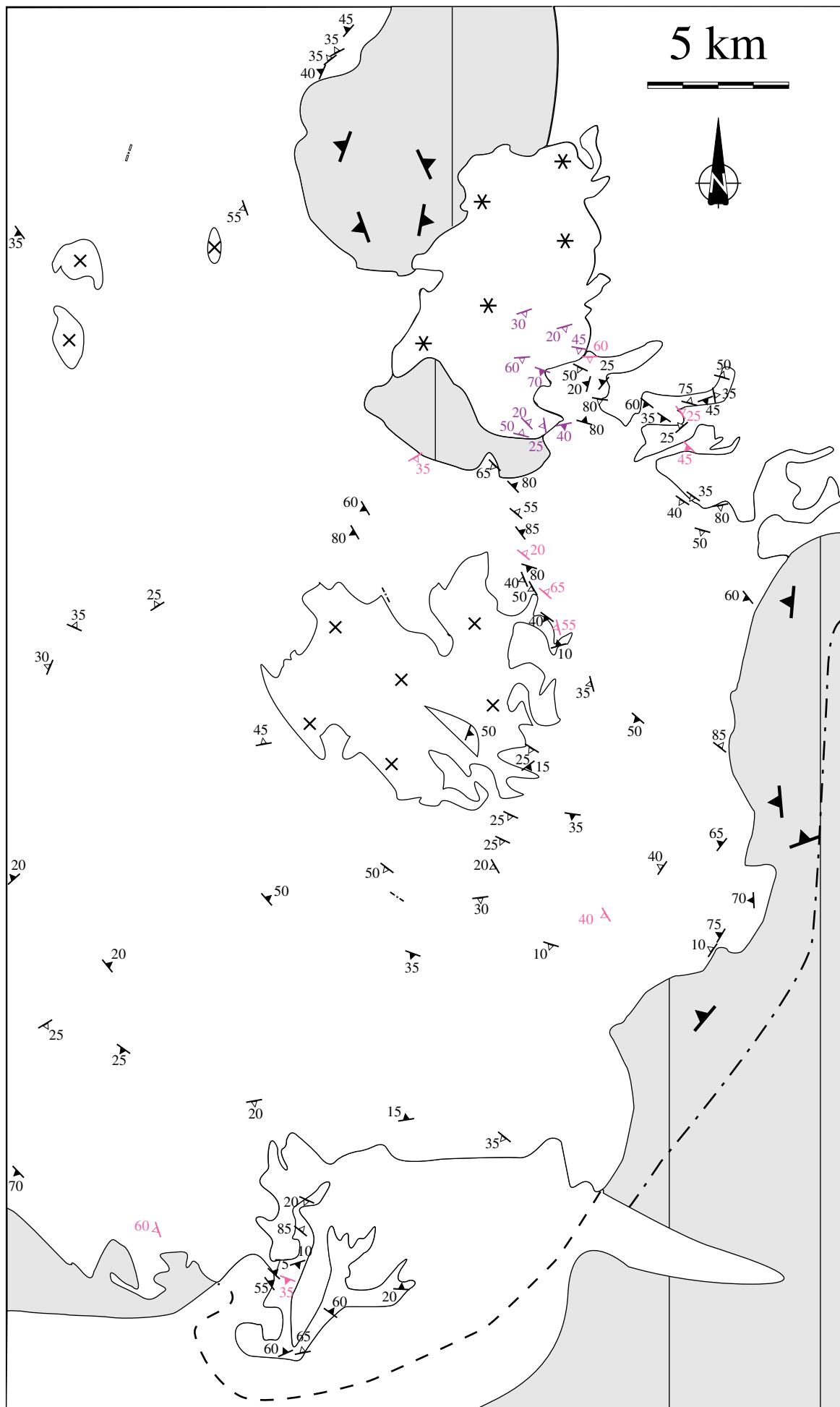


Fig. III-25b. Carte des foliations magnétiques de la région orientale.
Même légende que la Figure III-25a.

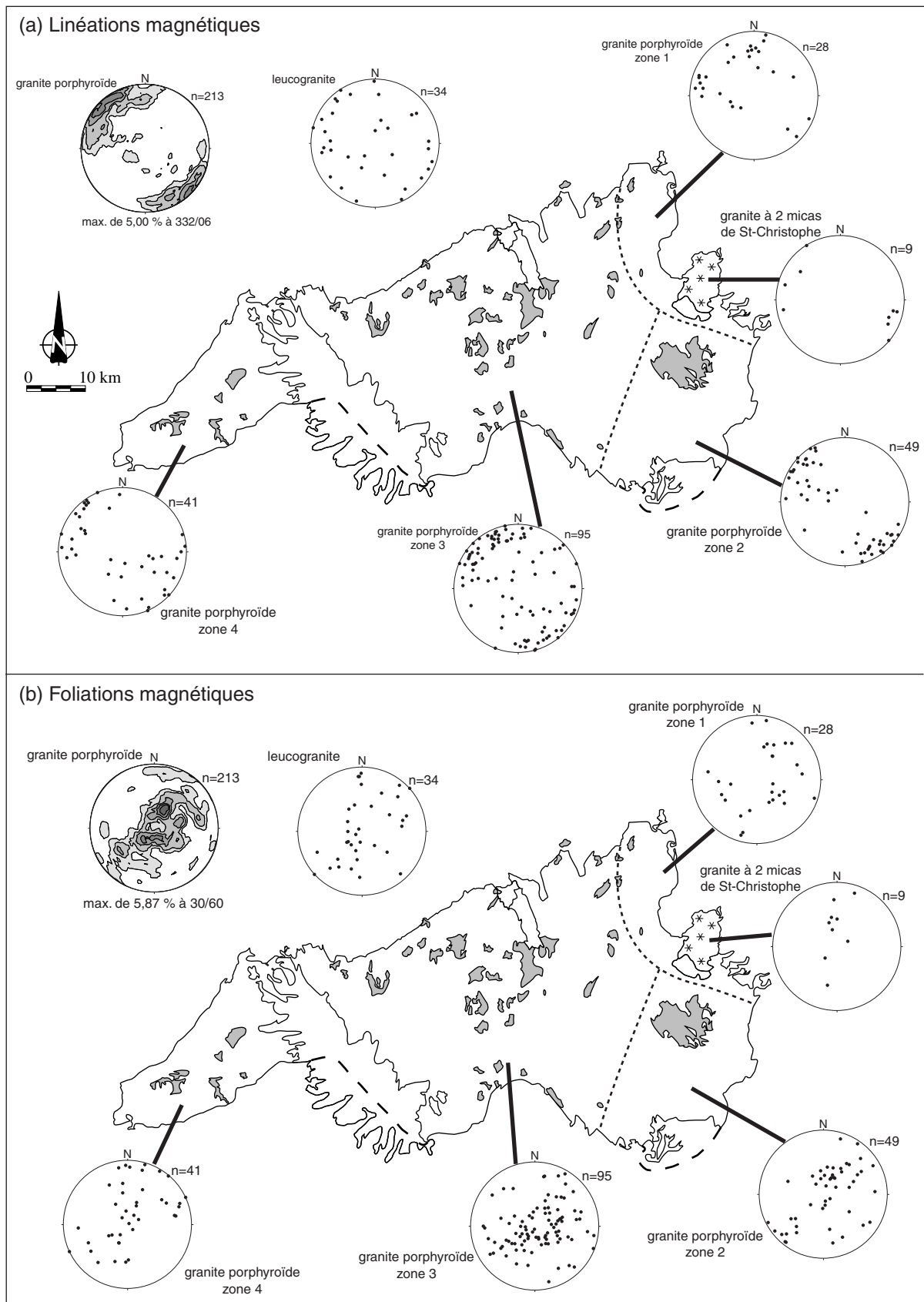


Fig. III-26. Stéréogrammes des fabriques magnétiques.

III.5. Etude gravimétrique du massif de la Margeride

III.5.1. Données géophysiques existantes

Le massif de la Margeride a déjà fait l'objet de quelques études gravimétriques (Aghshahi, 1979 ; Pétrequin, 1979 ; Van de Meulebrouck, 1983). Aghshahi (1979) et Pétrequin (1979) ont la même année effectués leurs études gravimétriques avec deux approches différentes. Les travaux menés par Aghshahi (1979) à partir de la carte gravimétrique au 1/1.000.000 éditée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). A l'opposé, Pétrequin a réalisé un levé détaillé sur la bordure sud du massif (Fig. III-27). Ces deux auteurs ont modélisé la géométrie du massif essentiellement selon des profils Nord-Sud et en prenant en compte les mêmes hypothèses de départ, c'est-à-dire des modèles à deux couches (granite et encaissant schisteux) et un contraste de densité de 0,1 entre granite et encaissant (Fig. III-28).

L'analyse de la carte gravimétrique au 1/1.000.000 conduit Aghshahi (1979) à proposer une forme de type laccolithe pour le massif de la Margeride. Ce massif correspond à une vaste anomalie négative. Les bordures du granite se corrént correctement avec les limites de l'anomalie négative, en particulier sur la bordure sud. Les modélisations montrent des contacts nord à pendage externe témoignant de la présence de granite sous les formations métamorphiques. Les contacts sud sont souvent plus verticaux, bien que localement au niveau de Marvejols et de Saint-Geniez-d'Olt, des pendages externes soient observés.

L'étude plus détaillée de Pétrequin (1979) a permis à cet auteur d'infirmer certaines hypothèses avancées par Couturié (1977) concernant la forme tri-dimensionnelle du massif. Pour Couturié, la disposition cartographique des différents faciès du granite de la Margeride était liée à une succession de plis à grande échelle, les faciès clair et sombre correspondant respectivement à des zones synclinale et anticlinale. En gravimétrie, les synclinaux devraient donc correspondre à des anomalies "légères" tandis que les anticlinaux seraient des régions à anomalies plus "lourdes". Or, Pétrequin n'observe pas de corrélation entre les différents faciès et la carte d'anomalie gravimétrique. Au contraire, cet auteur met en évidence à partir de la dérivée première de l'anomalie, trois zones de direction NE-SW à NNE-SSW à anomalie plus négative, une sur la région d'Entraygues, une au centre du massif et la dernière passant par la région sud du faciès sombre (Fig. III-29). Pétrequin envisage que ces axes gravimétriques plus négatifs représentent des zones d'alimentation du granite et met en doute l'hypothèse de Couturié de grand plissement tardif du massif.

Une expérience sismique a été réalisée en 1980 le long d'un profil E-W entre Langogne et l'Aubrac (Bayer et al., 1982). Trois tirs sismiques ont été réalisés, le premier à Aumont-Aubrac et les deux suivants à Grandrieu. L'enregistrement s'est effectué sur 14 stations. Deux phases, P et S, correspondant à des trajets directs des ondes sismiques dans le granite ont été mises en évidence. Une autre phase, P1, attribuée à une réflexion et/ou une réfraction à la base du granite est également décelée. L'analyse de cette phase P1 conduit les auteurs à estimer l'épaisseur maximale de granite dans cette région de 7,5 à 8,85 km. Le pendage du plancher du granite est inconnu car aucun tir inverse n'a été réalisé.

Toutes ces études géophysiques ont principalement porté sur les parties occidentales et centrales du massif. En particulier, les levés gravimétriques ont ignoré la bordure orientale. Or, cette bordure a été l'objet de plusieurs travaux de géologie structurale détaillés (Feybesse



Fig. III-27. Carte des isocontours de l'anomalie de Bouguer complète du granite de la Margeride (Bayer et al., 1982 d'après Pétrequin, 1979).

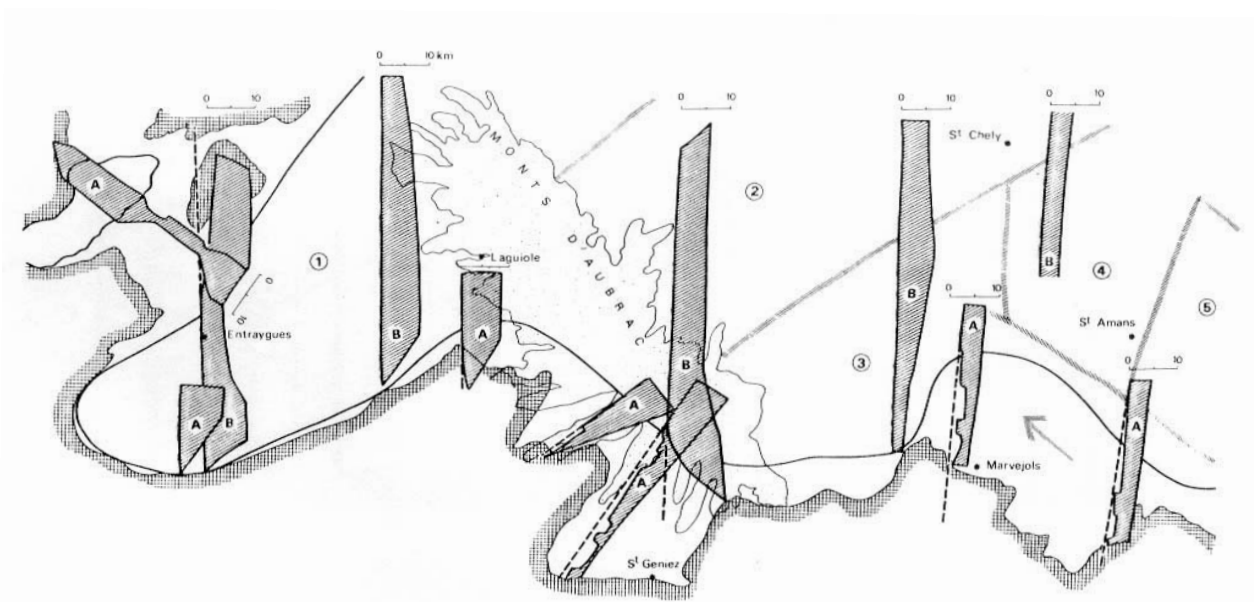


Fig. III-28. Localisation et tracé des modèles gravimétriques à deux dimensions précédemment réalisés sur la Margeride. (a) Modèles de Pétrequin (1979), (b) modèles d'Aghshahi (1979) (Bayer et al., 1982).

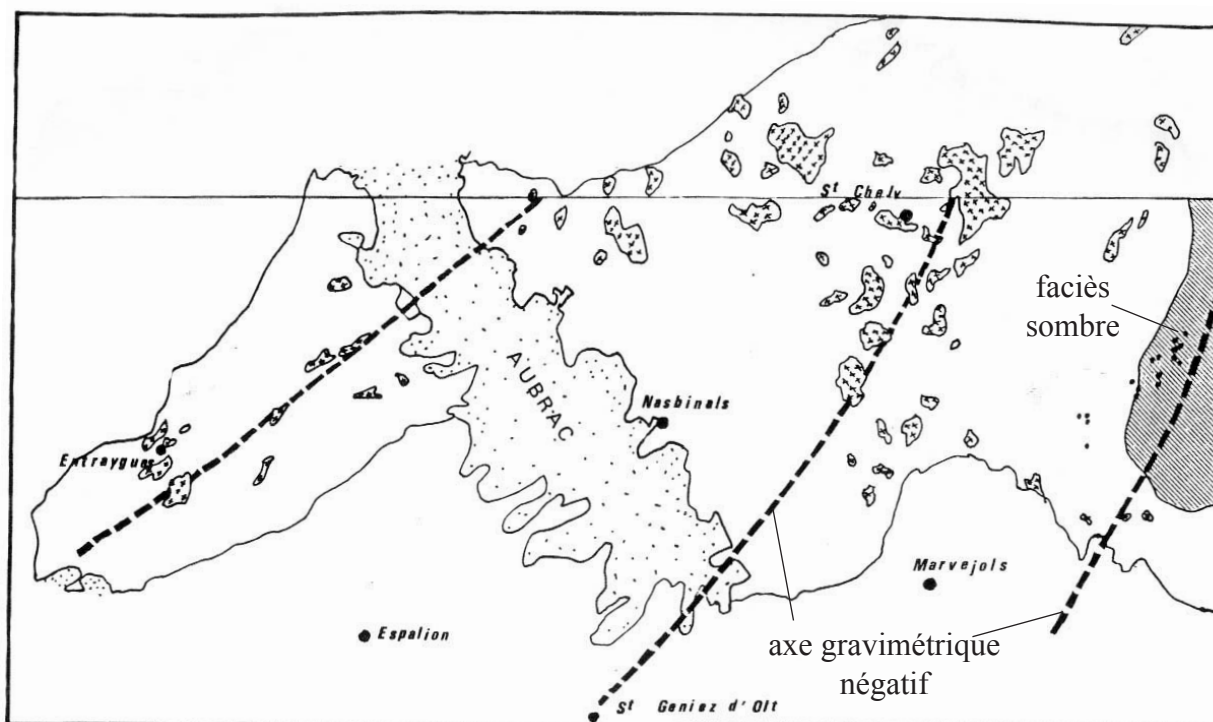


Fig. III-29. Axes gravimétriques négatifs NE-SW du massif de la Margeride (Pétrequin, 1979). Cet auteur interprète ces axes négatifs comme des zones d'alimentation.

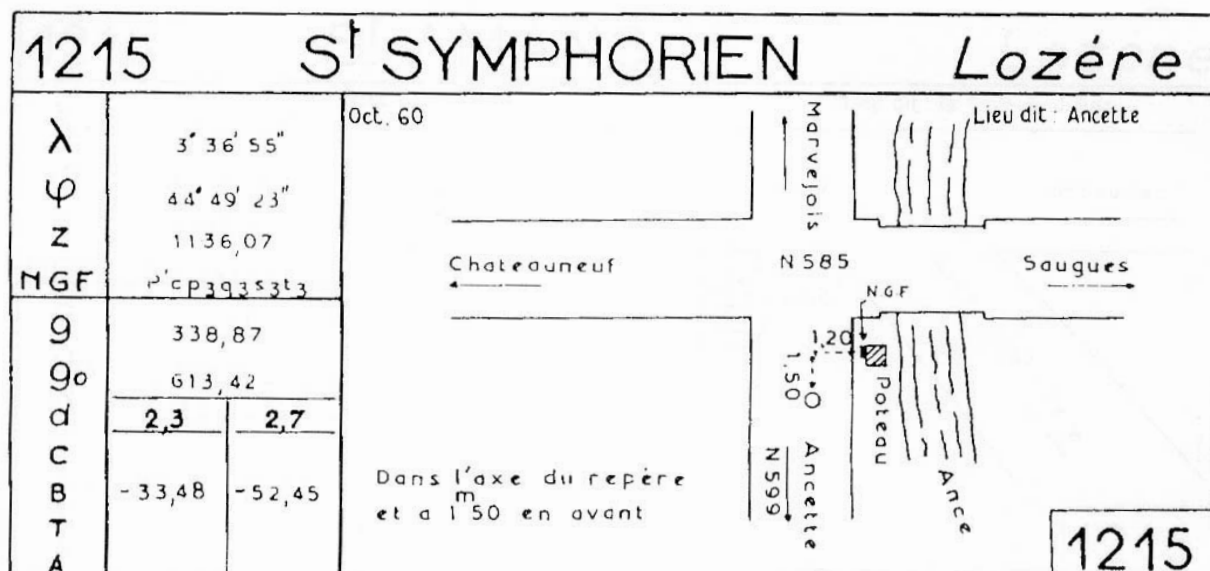


Fig. III-30. Exemple d'une base gravimétrique du réseau CGF 65 utilisée lors de notre levé.

et al., 1995 ; Grandjean, 1996 ; notre étude ASM, voir section III-4). En outre, cette région est celle où sont observés plusieurs types de granite (porphyroïde, Saint-Christophe-d'Allier). Cette bordure orientale est également la plus complexe avec plusieurs lithologies d'encaissant et les basaltes du Devès masquant les relations entre cet encaissant et les formations du Velay. Il a donc été décidé de mener un levé de mesures gravimétriques sur cette bordure orientale afin de déterminer les relations géométriques existant en profondeur entre le granite porphyroïde, le granite de Saint-Christophe-d'Allier et leurs encaissants respectifs.

III.5.2. Le levé sur la bordure orientale du massif de la Margeride

Dans ce paragraphe, on décrit les conditions dans lesquelles s'est déroulé le levé gravimétrique qui a été réalisé en deux campagnes de mesures en Septembre-Octobre 2002 et en Mai 2003.

III.5.2.1. Description du gravimètre utilisé

Lors des deux campagnes de mesures, un gravimètre Scintrex CG3-M a été utilisé. En réalité, les deux campagnes ont été faites avec deux appareils différents mais du même modèle, fournis par l'INSU. Ce type de gravimètre permet une mesure relative et non absolue de la composante verticale de la pesanteur g_z , c'est-à-dire que seules les variations du champ de pesanteur entre deux points ou en un même point au cours du temps sont mesurées. Ce dispositif de mesure nécessite donc d'effectuer au moins une mesure par jour sur une station de référence (base gravimétrique) dont on connaît la valeur de la composante verticale de la pesanteur (voir section III.5.2.3). Ce gravimètre permet des mesures rapides de haute résolution égale à 1 μ Gal. La précision de la mesure gravimétrique est bien meilleure que celle du positionnement ou celle de la correction terrain. Par réoccupation de stations, on constate que la précision du gravimètre Scintrex CG3-M est d'environ 10 μ Gal.

Les deux appareils utilisés présentent une dérive instrumentale, c'est-à-dire que la valeur de g varie au cours du temps en un point donné. Sur une journée cette dérive est de l'ordre de quelques centaines de microgals et doit donc être prise en compte. Cette dérive est quasi-linéaire à l'échelle d'une journée de mesure. Cette dérive journalière a été déterminée en effectuant une réoccupation d'au moins un point de mesure en début et en fin de journée. Pour des raisons pratiques, le point de mesure réoccupé pour calculer la dérive a toujours été une base gravimétrique.

III.5.2.2. Le positionnement altimétrique et géographique

Un positionnement précis est indispensable dans toute étude gravimétrique. En effet, l'altitude de chaque point de mesure entre en ligne de compte pour le calcul des anomalies à l'air libre et de Bouguer. Les variations d'altitude se caractérisent par l'intermédiaire du gradient vertical de pesanteur qui est de 0,3086 mGal/m. La précision de la connaissance de l'altitude en tout point de mesure doit donc être très précise et si possible de l'ordre du mètre pour nos levés. La précision du positionnement géographique en latitude/longitude ou cartographique en X/Y est moins critique. Cependant, elle est importante car ces positionnements sont utilisés pour les corrections de terrain.

Tous les points de mesure ont été réalisés sur des points cotés des cartes IGN au 1/25000. La précision altimétrique de ces points cotés est estimée à ± 1 mètre. L'erreur associée à la connaissance de l'altitude est donc d'environ ± 300 μ Gal. Le positionnement géographique s'est fait à l'aide de mesure GPS absolues avec un appareil Garmin. Une comparaison sur quelques points de mesures des positions GPS et des latitudes et longitudes recalculées à partir des cartes IGN a permis de constater que l'écart entre les deux mesures était très faible de l'ordre de la seconde d'arc (soit environ 30 m). La détermination des positions à l'aide du GPS étant plus rapide que le calcul sur carte, la première solution a été privilégiée. L'ensemble des coordonnées géographiques GPS (système géodésique WGS 84) a été recalculé en coordonnées cartographiques Lambert zone II étendu afin d'intégrer nos mesures gravimétriques dans les bases de données du BRGM.

III.5.2.3. Rattachement de notre levé au réseau gravimétrique national

Comme indiqué à la section III.5.2.1, les mesures effectuées avec le gravimètre Scintrex CG3-M sont relatives et il est donc nécessaire de réaliser des mesures régulières sur un point où la valeur absolue de la composante verticale de la pesanteur est connue afin de recalculer par la suite des valeurs absolues pour toutes nos mesures. Ces points particuliers sont appelés bases gravimétriques. Les mesures sur base permettent de rattacher notre levé à un réseau gravimétrique. Le réseau des bases gravimétriques le plus étendu en France est le réseau CGF 65 (Carte Gravimétrique de la France 1965). L'ensemble des mesures gravimétriques sur le territoire figurant dans la banque de données nationale du BRGM est référencé dans ce système.

Lors de notre levé, plusieurs bases gravimétriques ont été utilisées (Fig. III-30). La première partie de chaque campagne a consisté à faire des liaisons entre ces bases afin, d'une part d'étalonner et de vérifier le bon fonctionnement du gravimètre, mais aussi de choisir la ou les base(s) qui allaient être finalement utilisée. En effet, depuis leur définition, souvent durant les années 60, l'environnement des bases gravimétriques a pu être modifié rendant certaines bases inutilisables. Finalement, quatre bases ont été utilisées. Pendant la première campagne, les deux bases principales ont été celles de Lespéron-La Ribeyre et de Saint-Symphorien-Ancette. Une troisième base au Puy-en-Velay a été moins utilisée. Durant la deuxième campagne, toutes les mesures ont été rattachées à la base de La Bastide-Puy-Laurent. De plus, les calculs de dérive par réoccupation de points de mesure en début et fin de journée ont toujours été effectués sur ces bases gravimétriques. Toutes nos mesures sont donc rattachées au système CGF 65.

III.5.2.4. Caractéristique du levé

Le levé gravimétrique s'est concentré sur la bordure orientale du massif de la Margeride. Plus de 500 nouvelles mesures ont été acquises sur une superficie d'environ 800 km² soit une densité de 0,6 point/km². Les mesures sont localisées sur les faciès granitiques et débordent sur l'encaissant métamorphique au Sud et sur les basaltes du Devès. Pour certaines mesures, des stations déjà mesurées lors de précédents levés ont été réoccupées. Par exemple, au Sud-Est du leucogranite de Grandrieu, certaines stations effectuées par Pétrequin (1979) ont été réoccupées. De même à l'extrémité méridionale du massif, un recouvrement avec les données de Martelet (1999) a permis s'assurer du bon rattachement de nos données avec des mesures précédentes.

III.5.3. Obtention de l'anomalie de Bouguer complète

A partir des données brutes relatives acquises sur le terrain, un certain nombre de corrections doivent être effectuées en vue d'obtenir une carte d'anomalies gravimétriques interprétable en terme de variations de densité des terrains, c'est-à-dire la partie du signal gravimétrique qui nous intéresse.

III.5.3.1. Les différentes corrections

(1) Les corrections préalables et calcul de la pesanteur absolue

La première étape consiste à rattacher nos données brutes à un système géodésique. Comme indiqué précédemment, les mesures sur bases gravimétriques ont permis d'intégrer nos mesures au réseau CGF 65. Les premières corrections, celles de marée sont calculées directement par le gravimètre et inclus dans la mesure de la pesanteur relative lue sur le terrain. Les corrections de dérive instrumentale sont réalisées en comparant les valeurs de la pesanteur mesurée sur une base gravimétrique en début et en fin de journée. La dérive est considérée comme linéaire. Cette correction de dérive est ensuite prise en compte pour chaque point de mesure à partir de l'heure de chacune de ces mesures. A l'issue de ces deux corrections préliminaires, la valeur absolue de la pesanteur est donc déterminée en chaque point. A partir de ces valeurs, il est possible de calculer une anomalie de pesanteur. Cette anomalie correspond à la différence entre la pesanteur absolue calculée (g_{abs}) et la valeur théorique (g_{th}) de la pesanteur pour le point considéré au niveau du géoïde corrigée de l'effet de l'altitude et de la topographie. Cette anomalie de pesanteur correspond à un écart de la valeur de la pesanteur par rapport à une Terre considérée comme homogène. Or, dans cet écart, les effets des variations de densité des terrains (ce que l'on recherche) jouent un rôle. Pour calculer cette anomalie, un certain nombre de corrections doivent être apportés à la valeur théorique (g_{th}) de la pesanteur pour le point considéré au niveau du géoïde.

(2) La correction à l'air libre

La correction la plus importante à apporter à nos données concerne celle liée aux variations d'altitude. En effet, l'altitude joue un rôle prépondérant sur la valeur de la pesanteur puisque que celle-ci diminue quand l'altitude augmente. Cette caractéristique correspond à l'éloignement du point de mesure par rapport au centre de la Terre. Cette variation est se fait selon un gradient de 0,3086 mGal/m. L'anomalie à l'air libre (A_{al}) correspond donc à :

$$A_{al} = g_{abs} - (g_{th} - 0,3086.h)$$

avec h : altitude du point de mesure

Cette correction à l'air libre est donc importante dans les zones à forte dénivelée et nécessite une bonne détermination de l'altitude de nos points de mesure (voir section III.5.2.2).

(3) Les corrections de Bouguer

Avec la correction à l'air libre, il n'est pas tenu compte de la présence de terrain entre le point de mesure et le géoïde mais seulement de la différence d'altitude. Pour prendre en compte l'effet gravitationnel de ces terrains, on doit apporter deux autres corrections dites de plateau et de terrain. Ces corrections font intervenir dans leur calcul une valeur de densité dite densité de réduction de Bouguer qui doit être choisie assez proche de la densité réelle des terrains du secteur étudiée. Dans notre cas, la **densité de réduction de Bouguer a été fixée à 2,6** ce qui correspond à une valeur moyenne de la densité de terrains cristallins.

* la correction de plateau

Cette correction consiste à retirer à l'anomalie à l'air libre l'effet gravimétrique d'un plateau d'extension horizontale infinie et d'épaisseur égale à l'altitude du point de mesure. On remarque une nouvelle fois l'importance de connaître précisément l'altitude du point de mesure. Après cette correction, on obtient l'anomalie de Bouguer simple.

* les corrections de terrain

Avec l'anomalie de plateau, on sous-corrige l'effet du relief environnant. Afin d'y remédier, on applique les corrections de terrain. Ces corrections, toujours de même signe indépendamment que l'on corrige l'effet d'une "bosse" ou d'un "creux", sont fonction de la topographie et font intervenir la densité de réduction de Bouguer, fixée à 2,6. Bien que ces corrections puissent être réalisées entièrement à partir de Modèle Numérique de Terrain (MNT), les variations locales de topographie autour des points de mesure sont parfois ignorées par les MNT à cause de leur résolution trop faible. Pour résoudre ce problème, les corrections de terrain ont été réalisées en deux étapes : sur le terrain, au voisinage immédiat de nos mesures, et numériquement pour l'effet des zones plus lointaines.

- Corrections de terrain en champ proche

Ces corrections sont faites à l'aide des abaques de Hammer (1939), elles permettent, sur le terrain, à partir des observations directes de la topographie environnant le point de mesure, d'estimer la correction de terrain en champ proche. Hammer propose des tables de conversion variation d'altitude - variation de pesanteur. Cette conversion est fonction de la densité de réduction de Bouguer. Dans notre cas, les corrections en champ proche ont été réalisées jusqu'à une distance de 50 mètres du point de mesure.

- Corrections de terrain en champ lointain

Au-delà de 50 mètres du point de mesure et jusqu'à 167 km, les corrections de terrain ont été calculées au BRGM numériquement à l'aide de différents MNT de l'IGN (Institut Géographique National). Trois zones concentriques autour du point de mesure ont été définies et dans chacune de ces zones, un MNT de résolution variable est utilisé afin d'optimiser précision/temps de calcul :

de 50 m à 3 km : un MNT au pas de 50 m

de 3 à 10 km : un MNT au pas de 250 m
de 10 à 167 km : un MNT au pas de 1 km

Après l'ensemble de ces corrections, on obtient l'anomalie de Bouguer complète qui reflète la répartition des densités des terrains en profondeur.

III.5.3.2. L'anomalie de Bouguer complète

L'anomalie de Bouguer complète obtenue sur la bordure orientale se raccorde bien aux quelques données précédemment acquises sur cette bordure et s'intègre correctement aux mesures environnantes (Fig. III-31). Les mesures qui ont été faites aux cours de nos deux campagnes à des endroits où des données existaient déjà ont montré des valeurs tout à fait comparables aux précédentes (Pétrequin, 1979 ; Martelet, 1999). L'anomalie de Bouguer complète reflète à la fois les variations de grandes longueurs d'onde du champ de pesanteur (anomalie régionale, voir paragraphe suivant) et les effets de sources plus locales. Un commentaire rapide des anomalies observables est fait d'abord à l'échelle de la bordure orientale puis de tout le massif. Sur la bordure orientale (Fig. III-31), l'anomalie de Bouguer complète montre des valeurs toujours négatives entre -30 et -54 mGal. Les principales caractéristiques de cette anomalie sont une évolution entre des valeurs moins négatives (aux environs de -30 et -40 mGal) au Nord et des valeurs plus négatives au Sud. De plus, une anomalie assez négative est observée au niveau des basaltes du Devès. A l'échelle de tout le massif (Fig. III-32), la bordure orientale est une zone de faible anomalie négative. En effet, le reste du massif présente en général des anomalies assez négatives (entre -50 et -65 mGal). Cette anomalie négative du granite s'individualise bien par rapport aux terrains environnants. La bordure sud du granite montre un fort gradient tandis que la bordure nord est moins bien contrainte à cause du manque de données. Les parties centrales et d'Entraigues montrent les plus fortes anomalies négatives.

III.5.4. Obtention de l'anomalie de Bouguer résiduelle

III.5.4.1. L'anomalie régionale

Pour des études à l'échelle des plutons, l'anomalie de Bouguer complète n'est pas le signal gravimétrique le plus pertinent. En effet, bien que cette anomalie fournisse une information précieuse et des indications sur la répartition des masses en profondeur, elle prend également en compte des variations régionales du champ de pesanteur qui sont surtout dues aux corps et aux répartitions de masses à grandes profondeurs (par exemple la profondeur du Moho). Or, pour mieux contraindre la répartition des masses proches de la surface (ce qui nous intéresse), il faut s'affranchir de ces variations régionales de grandes longueurs d'onde et donc retrancher à l'anomalie de Bouguer complète, une anomalie dite régionale afin d'obtenir une anomalie de Bouguer résiduelle. Cette anomalie résiduelle est mieux interprétable en terme de répartition de masses proche de la surface que l'anomalie complète.

Il existe différentes méthodes pour calculer une anomalie régionale suivant les données disponibles ou le type de traitement effectué. Dans notre cas, l'anomalie régionale utilisée a été calculée sur l'ensemble du Massif Central et correspond à un filtre passe-bas de type gaussien avec une longueur de coupure de 250 km (Fig. III-33).

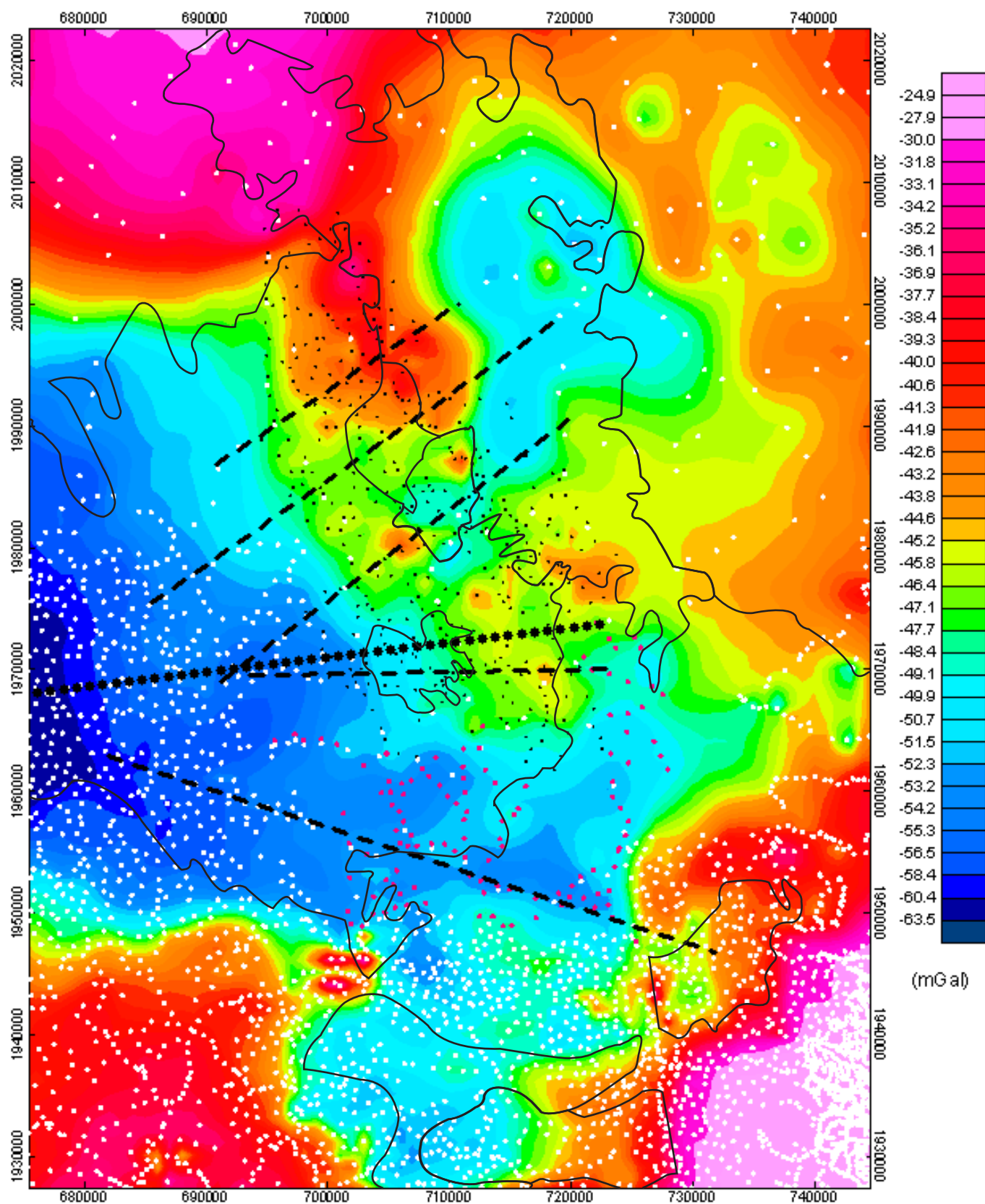


Fig. III-31. Anomalie de Bouguer complète de la bordure orientale.

Points blancs: stations préexistantes, points noirs: stations de la première campagne de notre levé, points rouges: stations de la deuxième campagne. Traits pointillés: profils des modélisations 2D. Les traits noirs représentent les contours géologiques. Les coordonnées en bordure de carte correspondent au quadrillage Lambert zone II étendu.

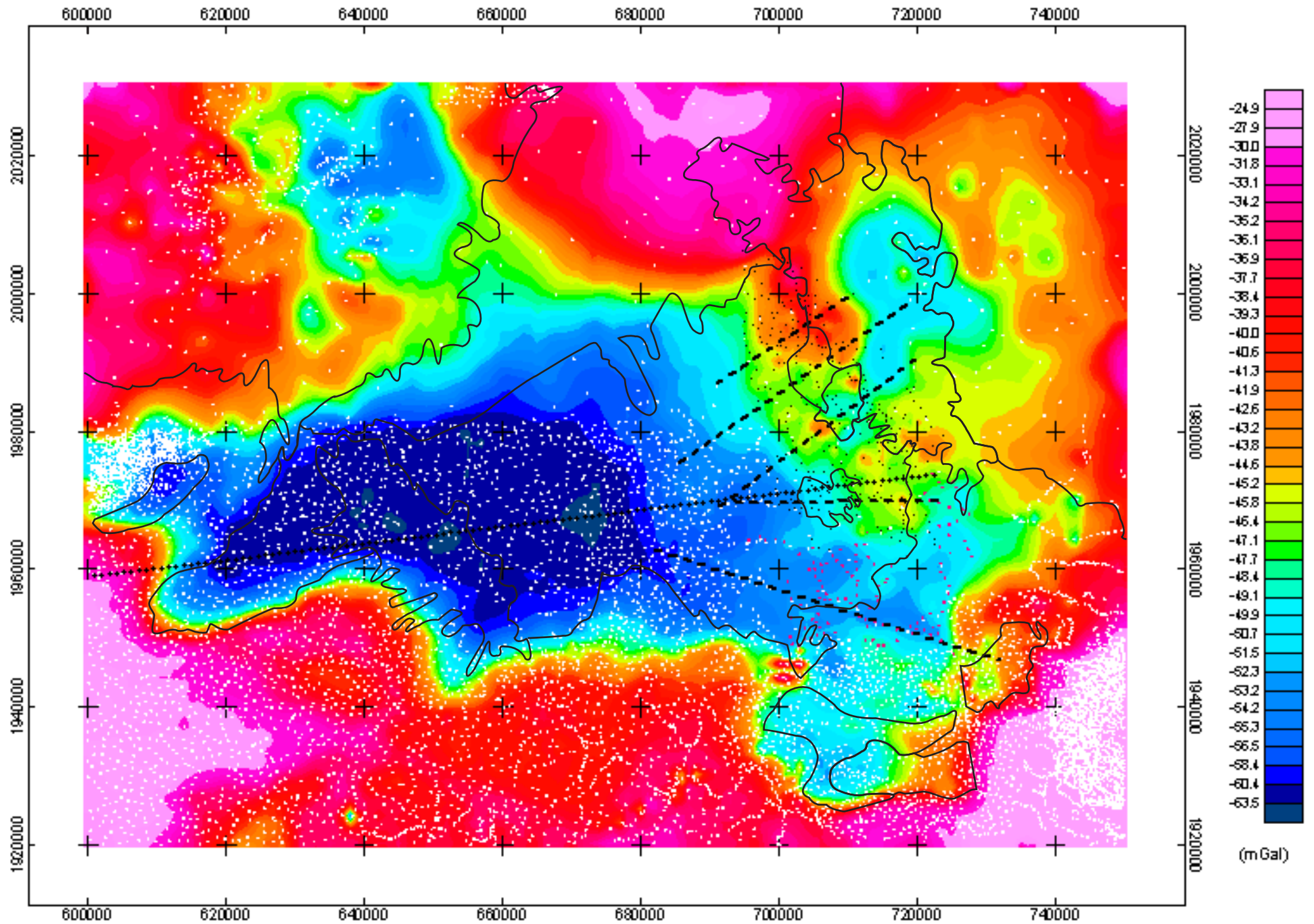


Fig. III-32. Anomalie de Bouguer complète du massif de la Margeride.

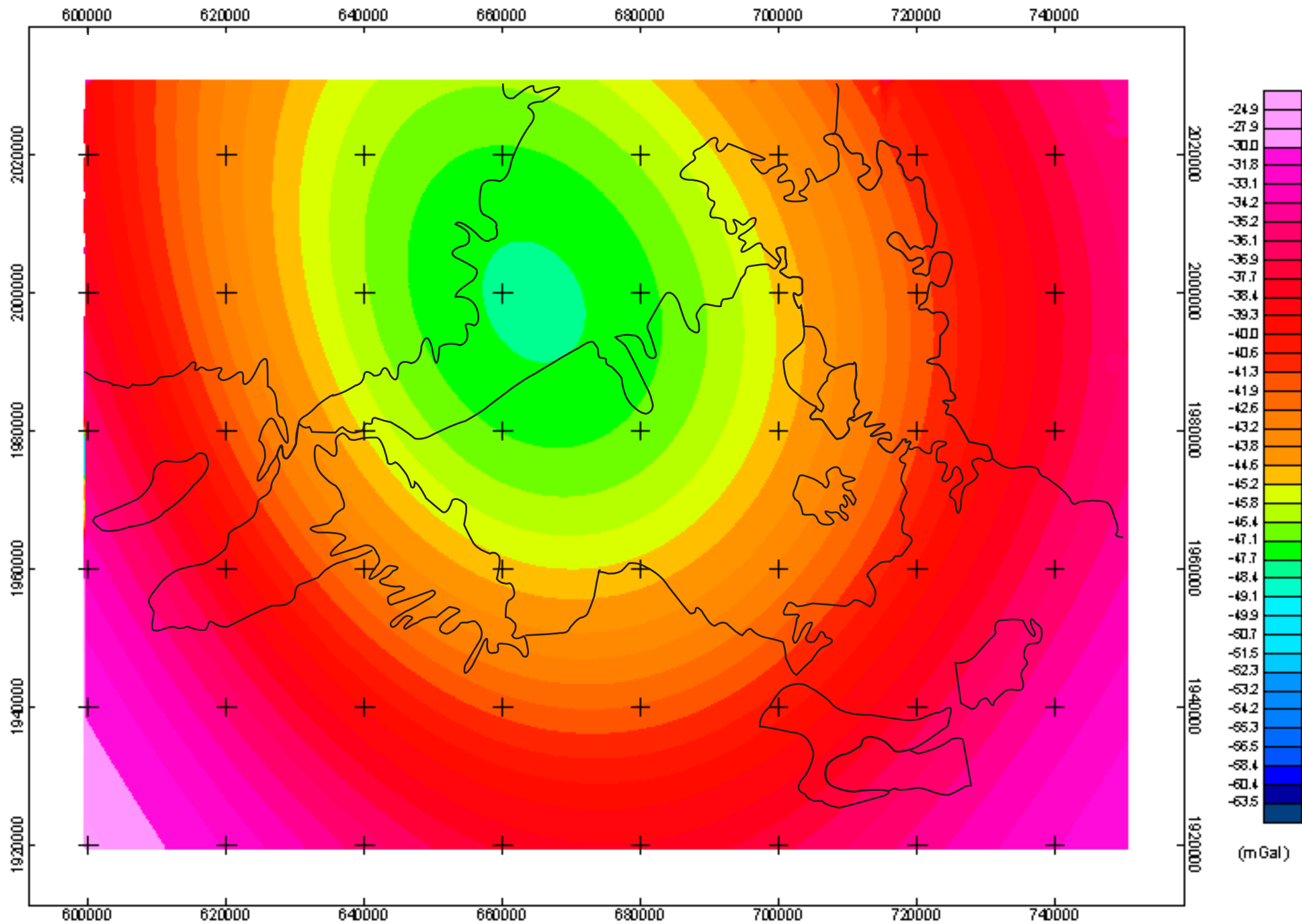


Fig. III-33. Anomalie de Bouguer régionale correspondant à un filtre passe-bas de type gaussien.

III.5.4.2. L'anomalie de Bouguer résiduelle

L'anomalie de Bouguer résiduelle présente un aspect assez similaire à l'anomalie complète. Sur la bordure orientale (Fig. III-34), l'anomalie résiduelle oscille entre 10 et -15 mGal. Les plus fortes valeurs se situent sur la bordure Nord-Est. Une anomalie positive de direction NW-SE se rattache à une plus grande anomalie positive de forme circulaire et centrée sur la région du Haut-Allier. A l'opposé, la bordure Sud-Est montre les valeurs les plus négatives. Cette anomalie négative E-W se rattache à l'anomalie négative du reste du massif vers sa partie centrale. L'anomalie négative de la bordure Sud-Est de la Margeride est également en continuité avec celle de l'Ouest du Mont-Lozère. Une jonction en profondeur entre les deux massifs est cependant improbable compte tenu de la disposition des contacts de ces deux granites et des structures de leurs encaissants respectifs. Entre les deux principales anomalies de la bordure orientale de la Margeride, c'est-à-dire au niveau des granites de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier, l'anomalie est moyenne bien que localement certaines petites anomalies positives se rencontrent comme par exemple au Nord-Est du granite de Saint-Christophe-d'Allier. Une autre particularité de cette anomalie est sa valeur négative dans la partie orientale des basaltes du Devès. Or, les basaltes ayant une forte densité, on devrait s'attendre à avoir dans cette région une anomalie positive. Cette anomalie négative se poursuivant dans le massif granito- migmatitique du Velay qui est de faible densité, il est probable que la présence de migmatites et de granites sous les basaltes compensent l'excès de masse dû au basalte pour "créer" cette anomalie sur le Devès. Cependant, cette interprétation est très spéculative en raison du faible nombre de mesures dans toute la région vellave. La variation d'anomalie entre le coin Nord-Est (anomalie positive) et la région Sud-Est (anomalie négative) est quant à elle plus difficile à expliquer. En effet, ce changement dans l'anomalie peut être lié à des variations d'épaisseur du granite et/ou à des encaissants sous-jacents différents. Les modélisations à 2 dimensions permettront de trancher entre ces hypothèses. On remarque également que l'anomalie résiduelle ne montre pas de corrélation avec la disposition des différents faciès granitiques. Par exemple, au faciès sombre du granite de la Margeride, correspond aussi bien l'anomalie positive sur la bordure Nord-Est qu'une anomalie négative à l'Ouest du leucogranite de Grandrieu.

A l'échelle de tout le massif (Fig. III-35), la bordure orientale présente les anomalies les plus positives. Comme proposé par Couturié (1977), le soulèvement de cette partie du massif après sa mise en place explique sa faible épaisseur sur cette bordure et l'affleurement des granites sous-jacents à celui de la Margeride (Chambon-le-Château, Saint-Christophe-d'Allier). Cette épaisseur plus faible de granite (roche de faible densité) explique l'anomalie positive sur cette bordure orientale. A l'opposé, les anomalies plus négatives sur le reste du massif coïncident avec une plus grande épaisseur générale du granite. Cependant, les parties centrales et occidentales du massif ne montrent pas une anomalie homogène. Les anomalies les plus négatives se situent au centre du massif et dans la région d'Entraygues. L'anomalie négative sur la région basaltique de l'Aubrac peut difficilement s'expliquer sans considérer que l'excès de masse engendré par les basaltes est compensé par une grande quantité de granite en profondeur. Le fort gradient sur la bordure sud témoigne de contacts à fort pendage. En revanche, la bordure nord étant mal contrainte à cause du faible nombre de mesures, il est difficile de définir sa géométrie exacte en profondeur.

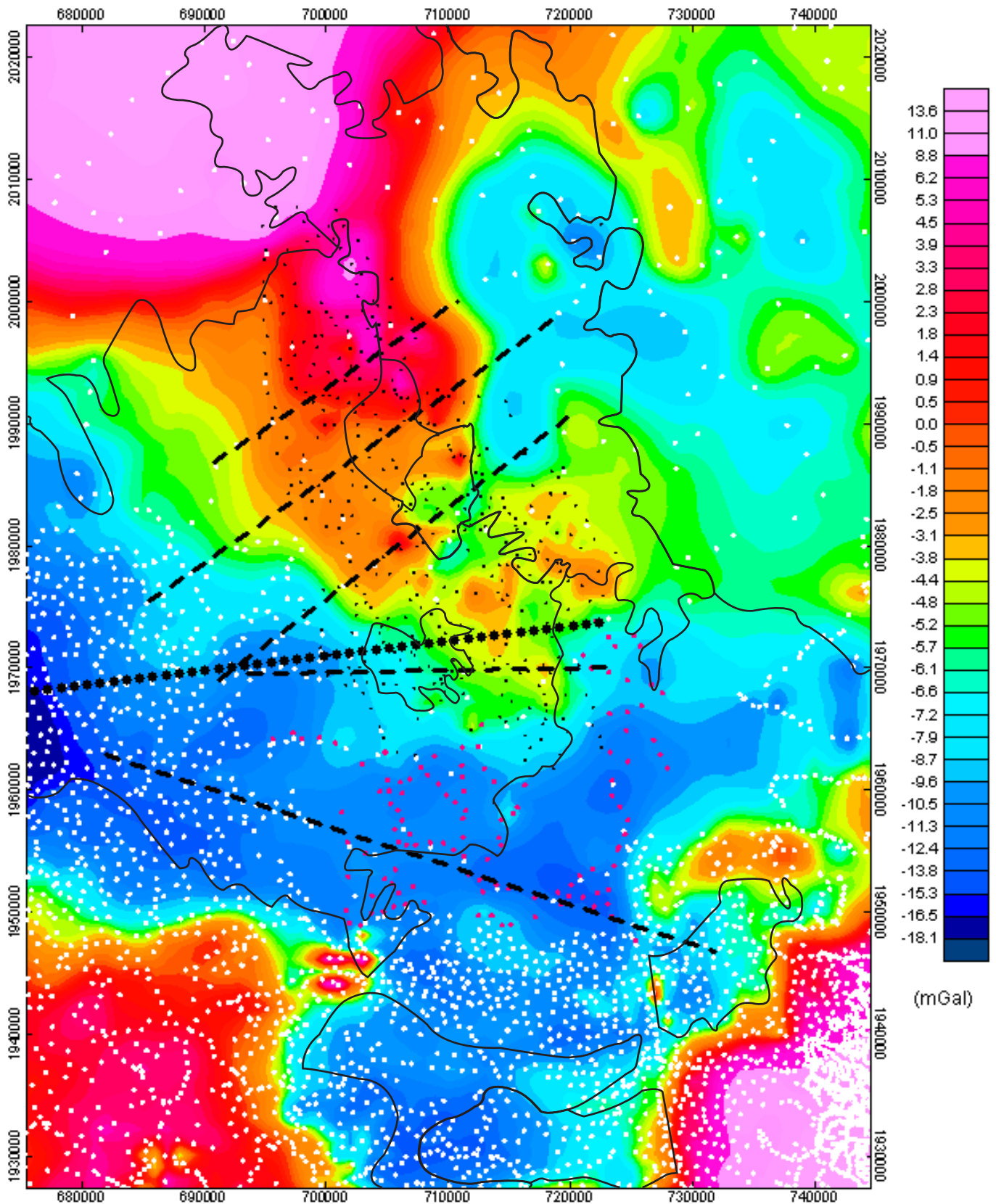


Fig. III-34. Anomalie de Bouguer résiduelle de la bordure orientale.

Points blancs: stations préexistantes, points noirs: stations de la première campagne de notre levé, points rouges: stations de la deuxième campagne. Traits pointillés: profils des modélisations 2D. Les traits noirs représentent les contours géologiques. Les coordonnées en bordure de carte correspondent au quadrillage Lambert zone II étendu.

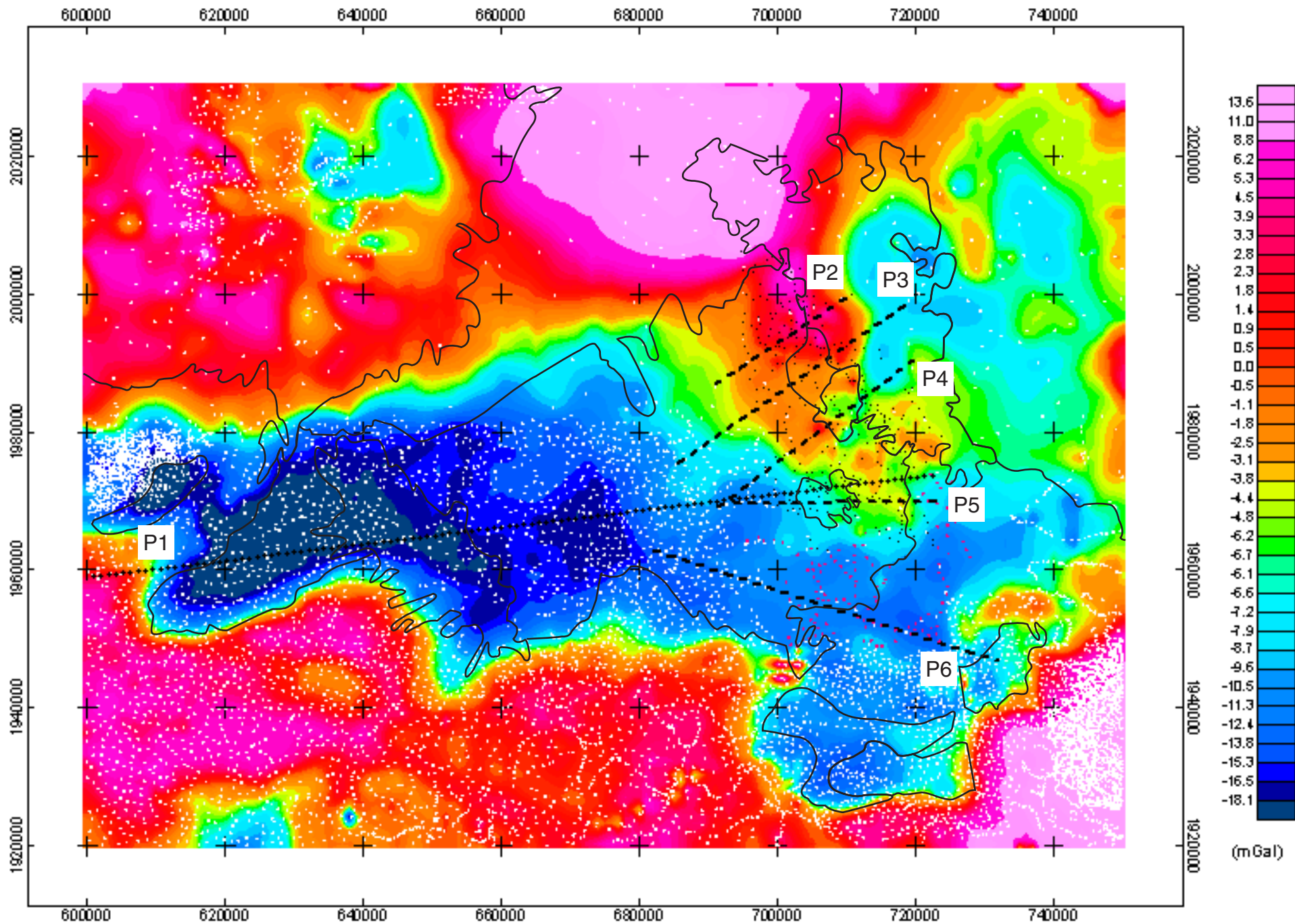


Fig. III-35. Anomalie de Bouguer résiduelle du massif de la Margeride.
P1 à P6: profils des modélisations 2D.

III.5.5. Modélisation 2D

A partir des anomalies gravimétriques, il est possible de modéliser la forme en profondeur des objets géologiques en 3 dimensions. Pour cela différentes méthodes existent. Cependant, dans notre cas une série de modélisations en 2 dimensions est plus appropriée. En effet, le nombre important d'objets géologiques existant sur la bordure orientale du massif de la Margeride ainsi que la trop faible densité de mesures (par exemple seulement 20 points pour le granite de Saint-Christophe-d'Allier) et une non-connaissance de la géologie sous les basaltes du Devès rend illusoire une modélisation tri-dimensionnelle.

Les modélisations des anomalies gravimétriques doivent être réalisées à partir d'un certain nombre d'informations que nous devons considérer. Ces informations sont d'une part la structure des formations géologiques et d'autre part les densités de ces formations. En effet, les anomalies représentant les variations de masse (ou de densité) des terrains sous-jacents, ces anomalies sont fonction des densités de ces terrains.

III.5.5.1. Détermination des densités des corps géologiques modélisés

(1) Densités des différents terrains selon les études antérieures

Dans les études gravimétriques antérieures, Aghshahi (1979) et Pétrequin (1979) utilisent les mêmes densités et modélisent les mêmes formations géologiques. Ces densités ont été déterminées à l'aide de différentes méthodes par Aghshahi (1979).

Pour les faciès granitiques de la Margeride, Aghshahi a procédé à des mesures sur 11 échantillons de roche et à des calculs de densité à partir des compositions minéralogiques modales établies sur 138 échantillons par Couturié (1977). Les résultats montrent un lien entre la densité et la teneur en biotite des échantillons. Les trois faciès clair, moyen et sombre ont des densités moyennes croissantes. Les mesures directes sur échantillons de roche montrent un accroissement linéaire de la densité en fonction du pourcentage de biotite entre 2,61 et 2,71 (Fig. III-36). Les résultats à partir des compositions modales de Couturié sont représentés sous forme d'histogramme (Fig. III-37). Les densités moyennes obtenues pour les trois faciès clair, moyen et sombre sont respectivement 2,65 ; 2,66 ; 2,67. La valeur moyenne pour tout le granite de la Margeride est de 2,66.

Les densités des formations de l'encaissant métamorphique sont mesurées directement sur échantillons (Fig. III-38). Pour chaque faciès métamorphique, les résultats sont assez dispersés. Aghshahi a considéré que la densité moyenne des schistes évaluée à 2,75, représentait la densité moyenne des formations encaissantes. Dans les modèles d'Aghshahi ainsi que dans ceux de Pétrequin, un contraste de densité de 0,1 entre le granite et l'encaissant a été utilisé avec des valeurs respectives de 2,65 et 2,75.

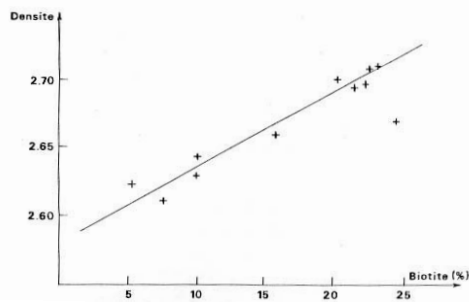


Fig. III-36. Mesure de densité sur 11 échantillons de granite porphyroïde en fonction de leur teneur en biotite (Aghshahi, 1979).

Nature	Nombre d'échantillons	Densité moyenne	Ecart
Schiste (Marvejols)	11	2.75	2.60 - 2.90
Leptyno-Amphibolique	14	2.90	2.58 - 3.10
Schiste (Espalion)	11	2.71	2.48 - 2.97
Quartzo-Feldspathique	4	2.64	2.57 - 2.75
Gneiss	6	2.71	2.60 - 2.82
Métadiorite	4	2.73	2.64 - 2.82

Fig. III-38. Densités d'échantillons d'encaissant du granite de la Margeride (Aghshahi, 1979).

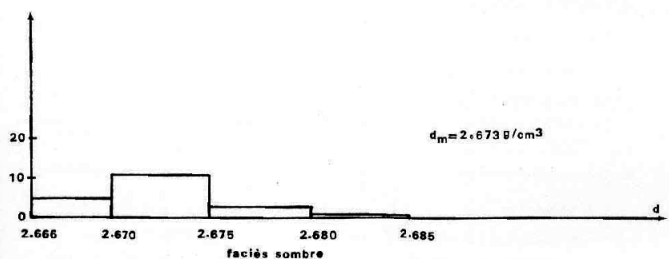
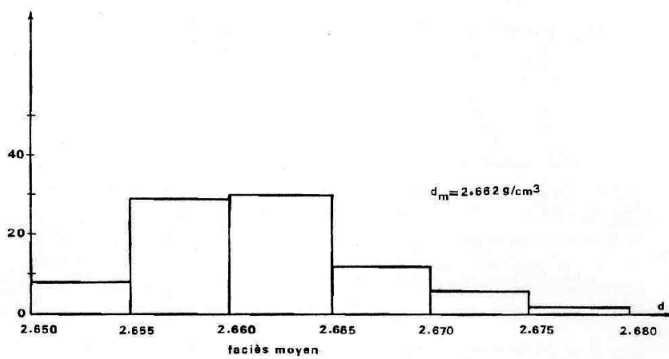
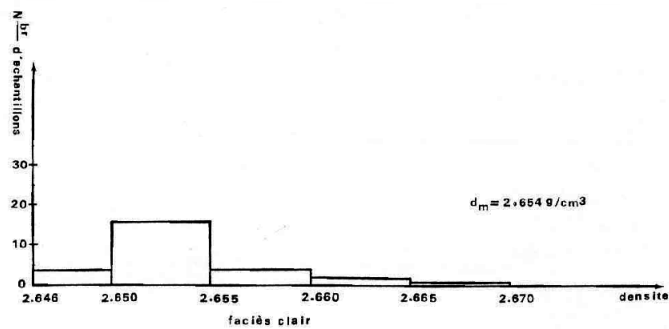


Fig. III-37. Histogrammes des densités pour les trois faciès du granite porphyroïde de la Margeride établies à partir des compositions modales de 138 échantillons (Aghshahi, 1979).

(2) Méthodologie

Afin de préciser et compléter ces mesures antérieures, une nouvelle estimation des densités des différents types de granites et de leur encaissant a été réalisée. Plusieurs méthodes pour déterminer la densité des formations géologiques existent. Les méthodes numériques de Nettleton (1939) et Parasnis (1952) utilisent la notion de décorrélation entre le relief et l'anomalie de Bouguer. Cependant, ces méthodes sont difficiles à appliquer si un nombre important de formations géologiques sont présentes dans la zone étudiée. La méthode la plus simple pour connaître la densité des formations est de la mesurer à partir d'échantillons de roches considérés comme représentatifs. Cette méthode a malgré tout quelques inconvénients. La mesure se fait souvent à partir d'échantillons prélevés en surface sur le terrain. Or, les roches près de la surface sont souvent plus fracturées et altérées qu'en profondeur et, par conséquent, leurs densités peuvent être légèrement sous-estimées. En outre, comme toute étude à partir de prélèvements, il existe le problème de représentativité des échantillons.

La méthode de mesure de densité des roches utilisée se fonde sur la technique de la double pesée. Chaque échantillon subit deux pesées. La première pesée se réalise dans l'air sur échantillon sec (m_1) tandis que la seconde se fait dans l'eau sur échantillon saturé en eau (m_2). La saturation en eau des échantillons permet de remplir toute la porosité de ceux-ci. Cette saturation est atteinte en plaçant les échantillons dans l'eau et en alternance sous vide et à pression atmosphérique pendant quatre jours.

La densité des échantillons est donnée par la formule :

$$\text{densité} = m_1 / (m_1 - m_2)$$

(3) Résultats

Les mesures ont porté sur 24 échantillons des différents faciès granitiques et de leur encaissant métamorphique. La taille des échantillons est variable car des spécimens ASM et des blocs de granite et d'encaissant ont été utilisés. Ces résultats sont consignés dans le tableau III-3.

Nom de l'échantillon	Type de roche	Masse sec dans l'air (m1 en g)	Masse dans l'eau de l'échantillon saturé (m2 en g)	Densité
MG22	leucogranite	220,60	136,52	2,62
217-1263	Saint-Christophe	28,51	17,67	2,63
222-1294	Saint-Christophe	27,19	16,86	2,63
224-1301	Saint-Christophe	27,44	17,03	2,64
142-835	faciès clair	29,08	18,22	2,68
252-1481	faciès clair	28,88	18,11	2,68
MG19	faciès moyen	257,88	161,23	2,67
65-381	faciès moyen	24,33	15,26	2,68
95-591	faciès moyen	27,70	17,32	2,67
245-1440	faciès moyen	28,09	17,72	2,71
258-1522	faciès moyen	29,08	18,22	2,68
05-35	faciès foncé	27,34	17,30	2,72
53-308	faciès foncé	26,22	16,64	2,74
263-1555	faciès foncé	26,93	17,09	2,74
D1	orthogneiss	365,42	227,59	2,65
MR1	gneiss	251,97	159,51	2,73
MR2	gneiss à muscovite	213,24	134,25	2,70
MR20'	gneiss à bio-sill	241,87	151,71	2,68
MR4	micaschiste quartzeux	169,85	106,63	2,69
MR6'	micaschiste quartzeux	187,30	118,64	2,73
D8	micaschiste	168,25	105,78	2,69
D11	micaschiste	212,73	133,92	2,70
MR10	cornéenne	253,37	162,22	2,78
MR18	cornéenne feldspathique	134,57	84,85	2,71

Tableau III-3. Mesures des densités pour les différents échantillons

Les densités mesurées confirment en partie les résultats obtenus précédemment cependant quelques différences sont visibles (Fig. III-39). Les granites à deux micas (leucogranite et granite de Saint-Christophe) ont des densités assez faibles entre 2,62 et 2,64. Les faciès clair et moyen du granite de la Margeride présentent des densités identiques de 2,67-2,68. Seul un échantillon du faciès moyen a une plus forte densité à 2,71. Les échantillons du faciès sombre ont au contraire des densités élevées entre 2,72-2,74. On retrouve donc grossièrement la relation teneur en biotite – densité déjà observée mais cette relation apparemment non-linéaire pour nos échantillons n'existe qu'entre faciès clair et moyen d'un côté et faciès sombre de l'autre. On remarque donc que le faciès sombre se distingue au sein du granite de la Margeride par sa densité élevée. Les formations encaissantes montrent des densités plus variables. Les orthogneiss (un seul échantillon, D1) ont des densités faibles à 2,65. Les paragneiss sont plus denses avec des valeurs entre 2,68 et 2,73. Les micaschistes non marqués par le métamorphisme de contact ont des densités comprises entre 2,69 et 2,73. Les deux échantillons mesurés de cornéenne, qui correspondent à d'anciens micaschistes, sont caractérisés par des densités très variables à 2,71 et 2,78. Le choix définitif d'attribuer une valeur de densité à chaque formation géologique ne sera fait que lors de la phase de modélisation.

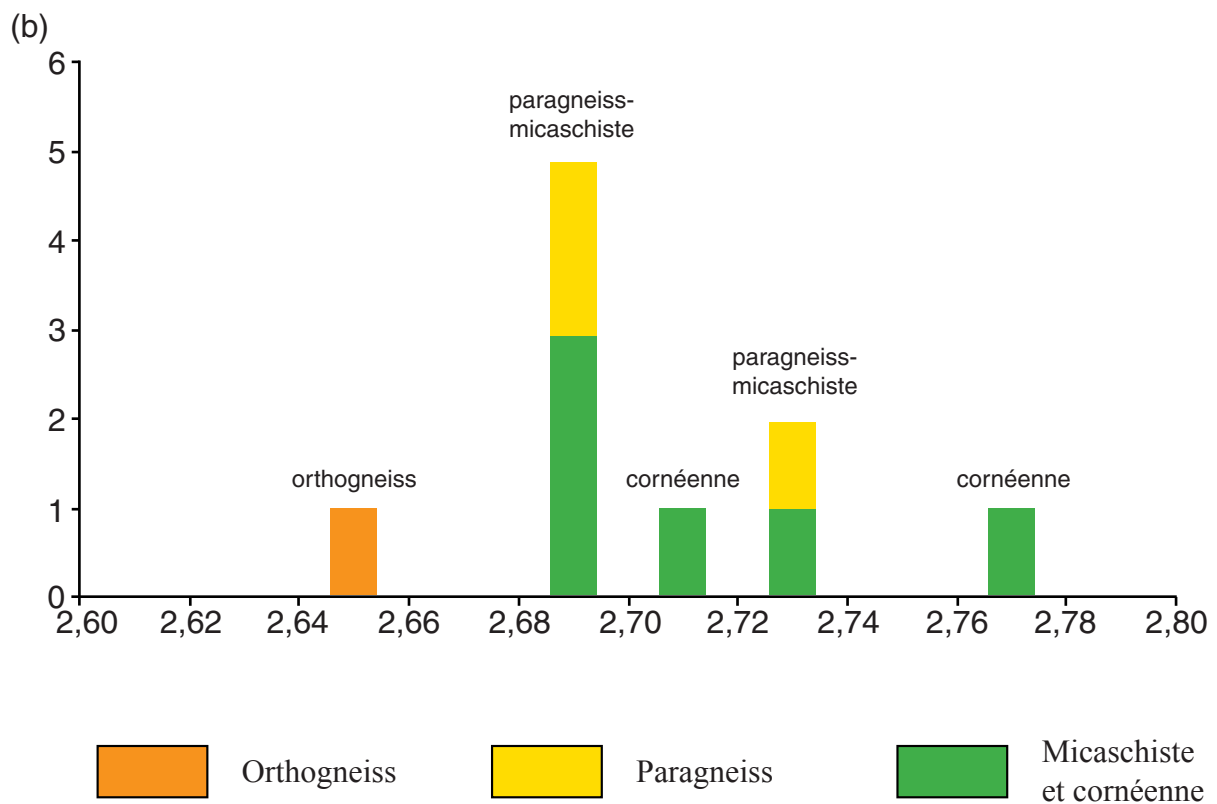
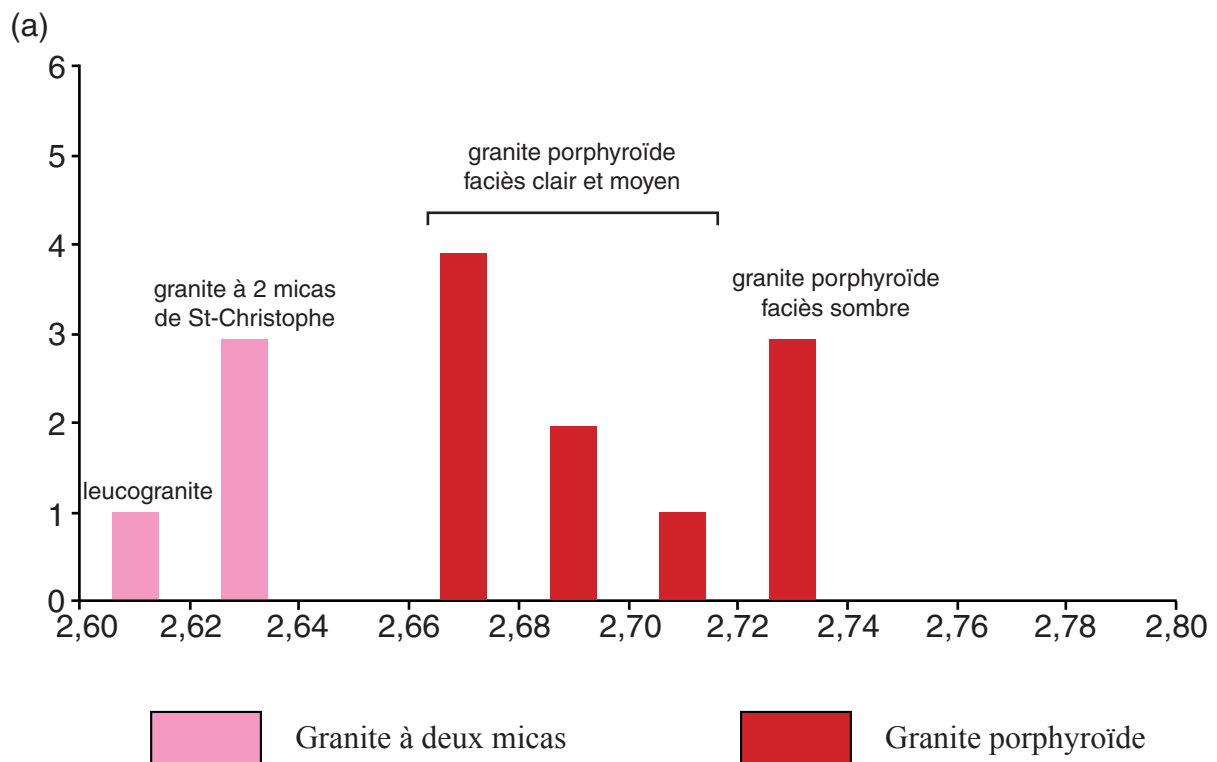


Fig. III-39. Histogramme des densités pour (a) les granites et (b) l'encaissant métamorphique.

III.5.5.2. Caractéristiques des modélisations 2D

Ayant estimé les densités des formations rencontrées dans notre zone d'étude, le choix de la localisation des modèles et des contraintes à y intégrer peut être fait.

(1) Choix et localisation des modélisations

Le nouveau levé sur la Margeride ayant porté sur la bordure orientale, les modélisations sont essentiellement localisées dans cette région (Fig. III-35). Ces modèles nous permettent d'estimer les relations existant en profondeur entre les différents types de granite et entre les granites et leur encaissant. Les structures et les contacts étant le plus souvent dans cette partie du granite de direction N-S à NW-SE, les coupes des modélisées sont le plus souvent perpendiculaire, c'est-à-dire NE-SW à E-W. Par ailleurs, une modélisation 2D située au Sud-Est du massif de la Margeride et recoupant son encaissant ainsi que le granite de la Borne permet également de rattacher nos données à celles existant sur ce dernier massif (Martelet, 1999 et article sur le pluton du Mont-Lozère – Borne du Chapitre IV). La direction, NW-SE, de ce modèle est perpendiculaire au contact qui est ici globalement NE-SW. Enfin, un modèle ESE-WNW sur l'ensemble du massif a été réalisé afin de connaître sa géométrie générale ainsi que les possibles zones d'alimentation. Ce modèle est perpendiculaire à la direction générale NW-SE des linéations magnétiques.

Des modèles transversaux de direction générale N-S n'ont pas été réalisés pour diverses raisons. D'une part, de tels modèles ont déjà été réalisés par Aghshahi (1979) sur tout le massif et Pétrequin (1979) sur la bordure sud. D'autre part, le très faible nombre de données sur la bordure septentrionale ne permet pas de construire des coupes relativement significatives.

(2) Contraintes a priori sur les modélisations

Les données géologiques, c'est-à-dire principalement les contours géologiques et les structures, doivent être prises en compte dans les modèles car ils fournissent des contraintes fortes sur la géométrie des formations géologiques en profondeur.

D'autre part les rares données sismiques (Bayer et al., 1982), nous indiquent une épaisseur maximale de granite de 7,5 à 8,85 km.

(3) Choix des densités des différentes formations modélisées

En fonction de la localisation des coupes et des densités obtenues précédemment (section III.5.5.1), les formations géologiques suivantes sont intégrées dans les modèles :

* **granite porphyroïde (densité : 2,68)**. Les différents faciès du granite de la Margeride ainsi que le granite de Chambon-le-Château sont regroupés. La densité choisie correspond à celle des faciès clair et moyen. Le faciès sombre ne représentant qu'une petite partie du granite à l'échelle de tout le massif, il a été regroupé avec les autres faciès bien que sa densité soit plus importante.

* **granite à deux micas (densité : 2,63)**. Les deux types de granites à deux micas, c'est-à-dire leucogranite et granite de Saint-Christophe-d'Allier, ne sont pas distingués dans les modèles. Leur densité correspond à la moyenne de nos mesures.

* **orthogneiss (densité : 2,65)**. De part leur faible densité, les orthogneiss ont été séparés des paragneiss.

* **paragneiss (densité : 2,70)**. La densité choisie correspond la moyenne des trois échantillons de paragneiss mesurés.

* **micaschiste (densité : 2,72)**. La densité choisie correspond à la moyenne des différents échantillons de micaschiste et de cornéenne qui correspondent dans notre cas à d'anciens micaschistes.

* **encaissant métamorphique indifférencié (densité : 2,72)**. La nature exacte de l'encaissant se trouvant sous le massif de la Margeride et en particulier sous sa partie centrale est inconnue. Cependant, il est peu probable qu'il s'agisse de formations du type soubassement ou croûte continentale supérieure (voir infra). Cet encaissant indifférencié est considéré comme étant du même type que ceux affleurant en bordure du granite. Une densité équivalente à celle des micaschistes lui a été attribuée car les micaschistes constituent la roche encaissante dominante.

Les modèles recoupent d'autres formations géologiques que celles dont on a déterminé la densité précédemment :

* **formations du Velay (densité : 2,60)**. Ces formations granitiques et migmatitiques affleurent à l'Est du massif de la Margeride. En raison de leur lithologie, une faible densité leur a été attribuée.

* **basalte (densité : 2,90)**. Les basaltes du Devès et de l'Aubrac sont recoupés par nos modèles. Leur densité correspond à une moyenne de données de la littérature.

* **soubassement (densité : 2,82)**. Une unité de croûte continentale supérieure représentant le soubassement des formations métamorphiques a été intégrée dans les modèles. Sa forte densité est en accord avec celle utilisée pour ce type de formation dans des études similaires (Martelet, 1999).

III.5.5.3. Les modélisations 2D

Les modélisations en 2 dimensions ont été réalisées à l'aide du logiciel GM-SYS de GEOSOFT à partir de la carte d'anomalie résiduelle. Les profils des modèles ne recoupent pas nécessairement des points de mesures. Les valeurs d'anomalie "mesurée" (Fig. III-40) correspondent donc en général à des extrapolations des vrais points de mesure. Ce détail est important à préciser car si un point de mesure présente une valeur "anormalement" forte ou faible par rapport aux autres points environnants, les valeurs extrapolées autour de ce point "anormale" montreront une bosse ou un creux qui n'ont pas de valeur réelle et rendent l'ajustement délicat.

Le premier modèle qui a été réalisé est un grand profil ESE-WNW recoupant tout le massif longitudinalement. De tous les profils effectués, celui-ci est le seul où les deux bordures du granite, micaschisteuse à l'Ouest et gneissique à l'Est, sont prises en compte. Cela permet de mieux contraindre l'ajustement de l'anomalie et en particulier ses variations aux grandes longueurs d'onde. C'est également à partir de ce premier profil qu'il a été décidé d'intégrer dans nos modèles une formation d'encaissant indifférencié sous le granite et de ne pas faire reposer celui-ci directement sur le soubassement de croûte supérieure en raison de problème d'ajustement de l'anomalie aux grandes longueurs d'onde. Les contraintes obtenues grâce à ce modèle sur la géométrie générale de la bordure orientale seront utilisées sur les modèles locaux sur cette bordure.

(1) Le modèle P1 de direction ESE-WNW

Ce modèle qui concerne une coupe à travers tout le massif montre des variations d'épaisseur notable du granite (Fig. III-40). Quatre zones sont caractérisées par une épaisseur de granite d'environ 5 à 6 km, la région d'Entraygues, l'Aubrac, le centre du granite et une zone à l'Est correspondant au faciès sombre. Entre ces régions, le granite est moins profond avec une épaisseur variable de 1 à 3 km. La bordure occidentale montre que le contact avec les schistes est à pendage externe sur 3 km. La transition représentée sur la Figure III-40 entre les schistes et l'encaissant indifférencié est purement théorique car ces deux formations ont même densité. On remarque également un amincissement progressif du massif sur sa bordure orientale. Le long de cette bordure affleurent des orthogneiss et des lambeaux de paragneiss situés entre les orthogneiss et le granite et à l'intérieur du massif entre les granites de Chambon-le-Château et de la Margeride. L'épaisseur des basaltes de l'Aubrac, au maximum de 200 mètres, a été estimée grâce aux données de la carte géologique. Malgré leur faible épaisseur, l'excès de masse résultant doit être compensé par une grande quantité de granite en profondeur afin d'ajuster l'anomalie négative. La faible épaisseur du leucogranite de Grandrieu a été fixée assez arbitrairement, bien que la variation d'épaisseur de ce granite affecte peu l'anomalie calculée.

(2) Le modèle P2 de direction NE-SW

Ce profil est localisé dans le coin NE du massif. Le modèle montre que les formations encaissantes, orthogneiss et paragneiss, pendent vers l'Ouest sous le granite (Fig. III-41a). Celui-ci s'épaissit progressivement vers l'Ouest jusqu'à atteindre 4 km d'épaisseur. A l'Est du profil, la relation orthogneiss-formations du Velay est inconnue car masquée par les basaltes du Devès. La géométrie représentée, très simplifiée, traduit notre méconnaissance et elle n'ajuste d'ailleurs pas correctement l'anomalie observée.

(3) Le modèle P3 de direction NE-SW

Le profil de ce modèle passe par la région d'Alleyras où sont observés des plis péri-vellaves associés à l'Arc de Fix (Fig. III-41b). La succession d'Est en Ouest anticlinal-synclinal-anticlinal des gneiss indiquée par la géologie structurale n'est pas incompatible avec l'anomalie gravimétrique. Les formations gneissiques "plongent" toujours vers l'Ouest sous le granite sur environ 20 km, un lambeau de paragneiss étant inséré entre le granite et les orthogneiss. Le granite s'approfondit vers l'Ouest de 6 km avant de s'amincir. Une nouvelle

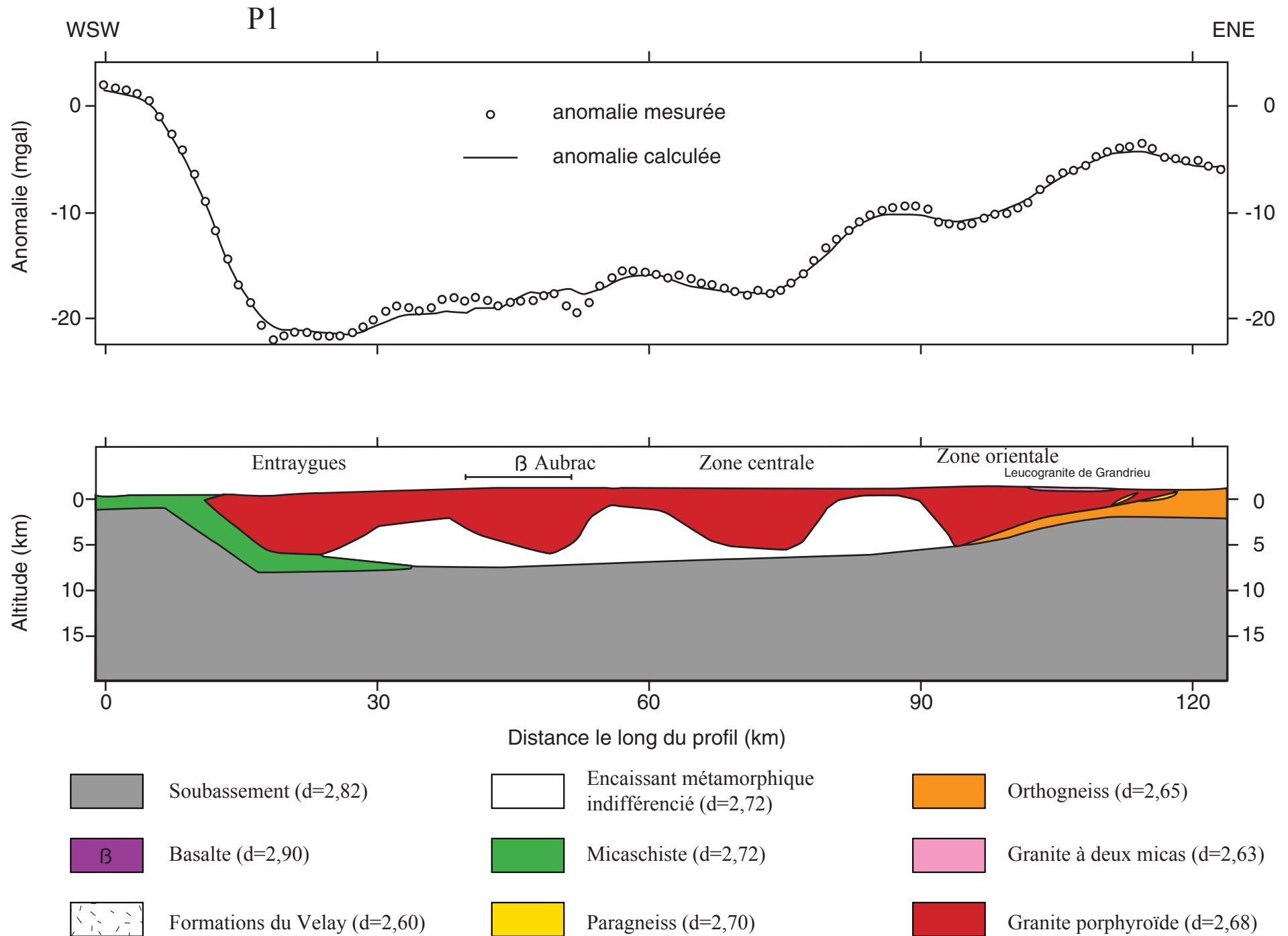


Fig. III-40. Modèle gravimétrique direct le long du profil ESE-WNW à travers la Margeride.

fois, les relations Velay-orthogneiss sont purement hypothétiques mais sur ce modèle cette géométrie ajuste assez bien l'anomalie gravimétrique.

(4) Le modèle P4 de direction NE-SW

Ce modèle passe par le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier et la zone d'encaissant de Laval-Atger (Fig. III-41c). La partie occidentale du modèle a été bien ajustée à l'anomalie gravimétrique contrairement à sa partie orientale. Le granite porphyroïde s'épaissit vers le Sud-Ouest avant de s'amincir brusquement jusqu'à une épaisseur de 2 km. Les gneiss pendent vers le Sud-Ouest sous le granite porphyroïde. Le lambeau d'encaissant de Laval-Atger forme un coin entre les granites de la Margeride et de Saint-Christophe-d'Allier. Celui-ci est peu épais (environ 1 km) et présente une forme de type laccolithe assez plate. Comme pour les autres modèles, le contact orthogneiss-Velay est hypothétique car masqué par les basaltes du Devès et dans ce modèle l'anomalie correspondante n'est pas du tout ajustée.

(5) Le modèle P5 de direction E-W

Ce modèle montre la même géométrie d'ensemble que les autres profils entre le granite porphyroïde, les paragneiss et les orthogneiss (Fig. III-41d). La seule différence réside en des pendages des contacts plus forts près de la surface. Le leucogranite de Grandrieu est de très faible épaisseur (quelques centaines de mètres).

(6) Le modèle P6 de direction NW-SE

Ce profil recoupe l'encaissant au Sud-Est du massif constitué des "micaschistes de Cévennes" et de l'unité orthogneissique de Masméjean ainsi que le granite porphyroïde de la Borne (voir Chapitre IV sur les Cévennes). Le granite de la Margeride montre un pendage interne moyen résultant en un épaississement du granite jusqu'à 4 km d'épaisseur suivi vers le NW d'un amincissement progressif (Fig. III-41e). La forte anomalie négative observée sur les orthogneiss de Masméjean n'est ajustable qu'en admettant dans le modèle une grande épaisseur pour ces orthogneiss. Dans cette zone, l'orthogneiss présente en surface une structure anticlinale bien marquée qui pourrait expliquer l'apparent épaississement de cette unité sur le profil. Cependant, les orthogneiss sont souvent migmatitisés (Faure et al., 2001). Or, les parties migmatitiques sont probablement moins denses que le reste de l'orthogneiss. Cette variation de densité rend encore plus difficile la modélisation exacte de cette unité. Une autre géométrie possible de ces orthogneiss serait d'y inclure des formations migmatitiques peu dense et donc de diminuer l'épaisseur totale de cette unité afin d'ajuster l'anomalie. La présence d'un lambeau de micaschiste entre le massif de la Margeride et les orthogneiss est déduite de la carte géologique. Au Sud-Ouest du profil, le pendage externe du granite de la Borne ainsi que son épaisseur est compatible avec les modèles gravimétriques réalisés sur ce massif (Martelet, 1999 et article sur le Mont-Lozère – Borne du Chapitre IV).

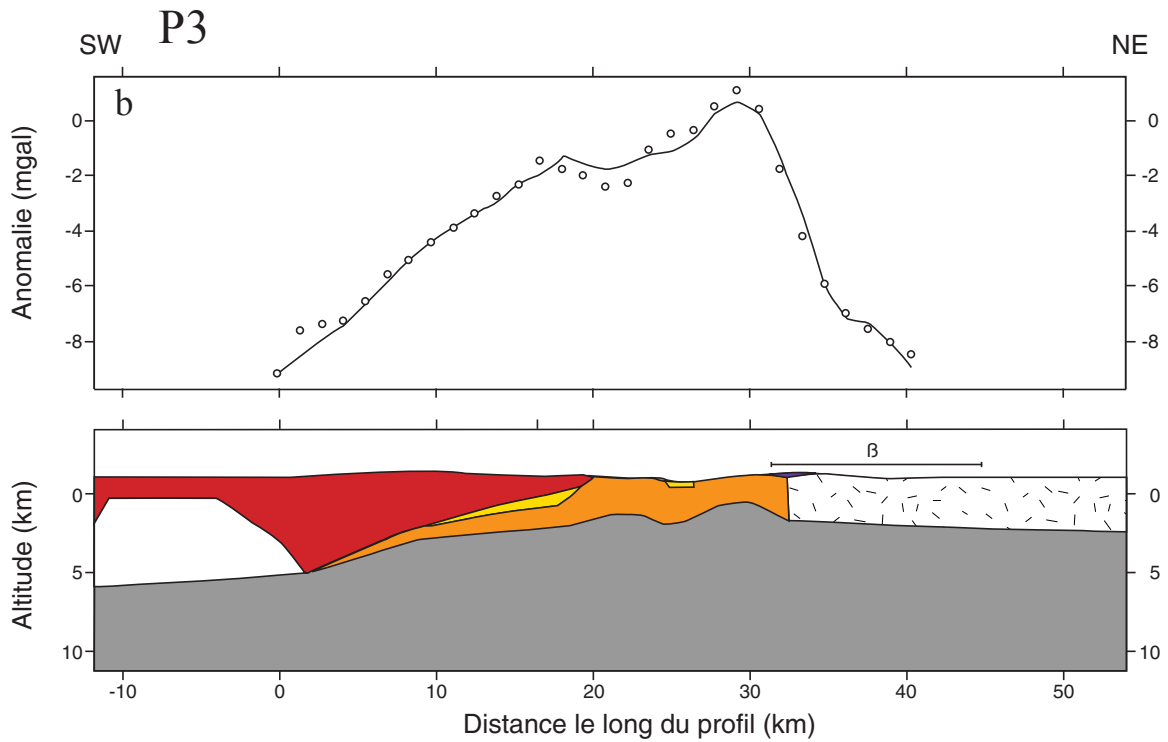
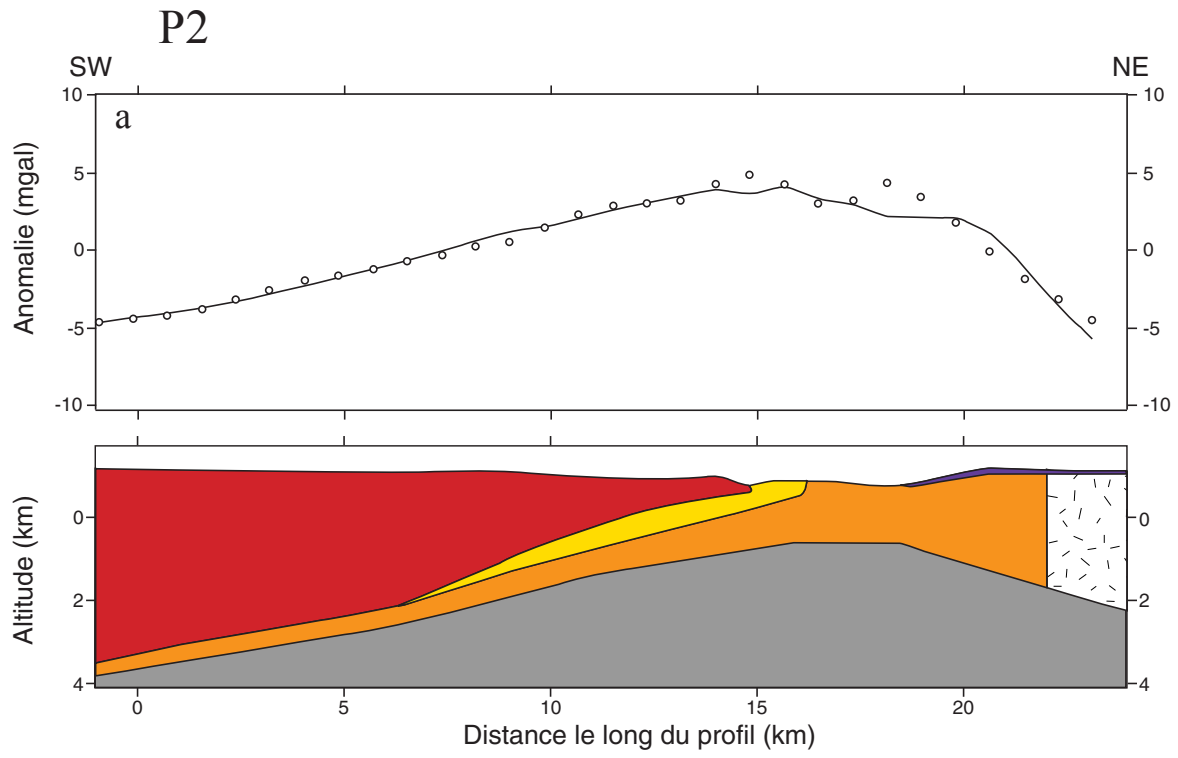


Fig. III-41. Modèles gravimétriques directs le long des profils sur la bordure orientale (P2 à P6).

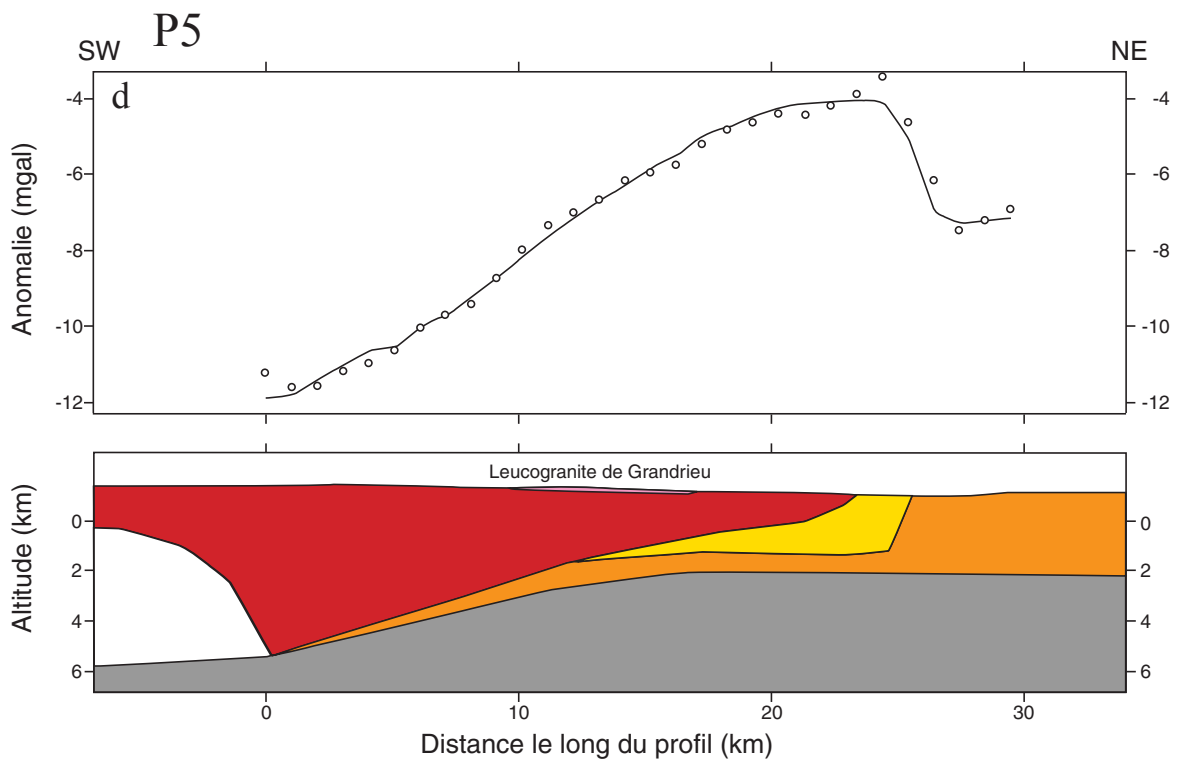
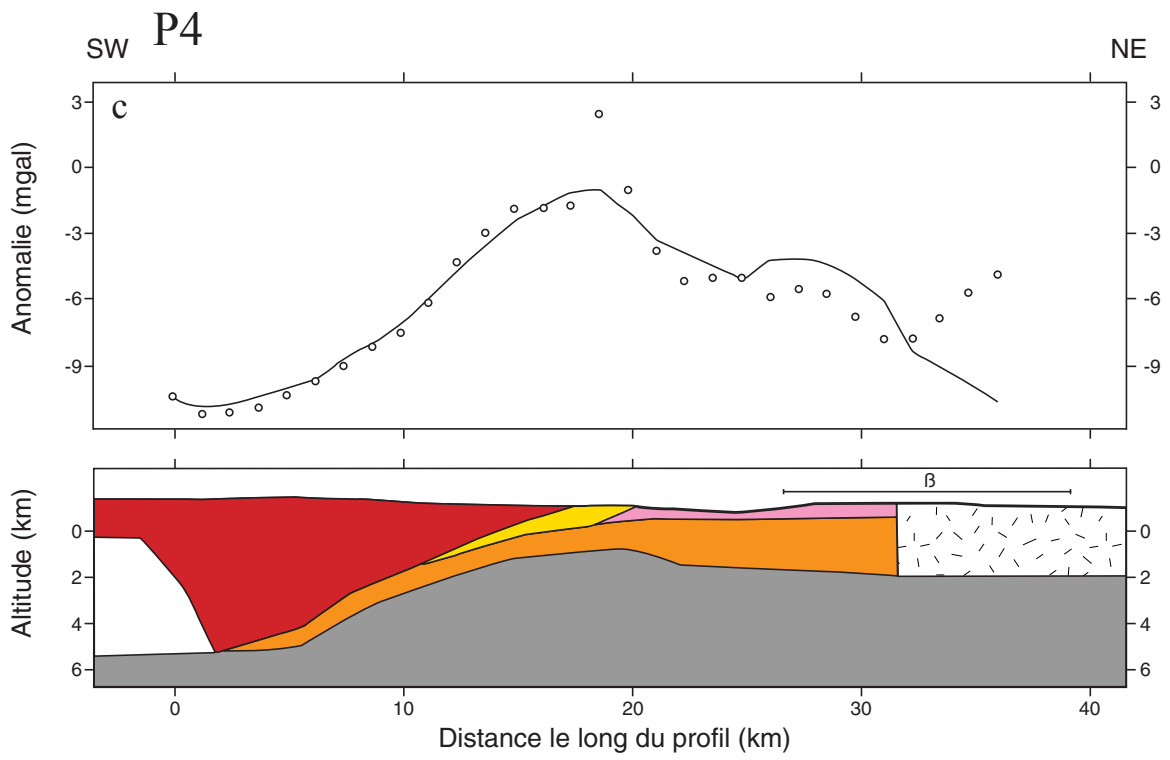


Fig. III-41. (suite).

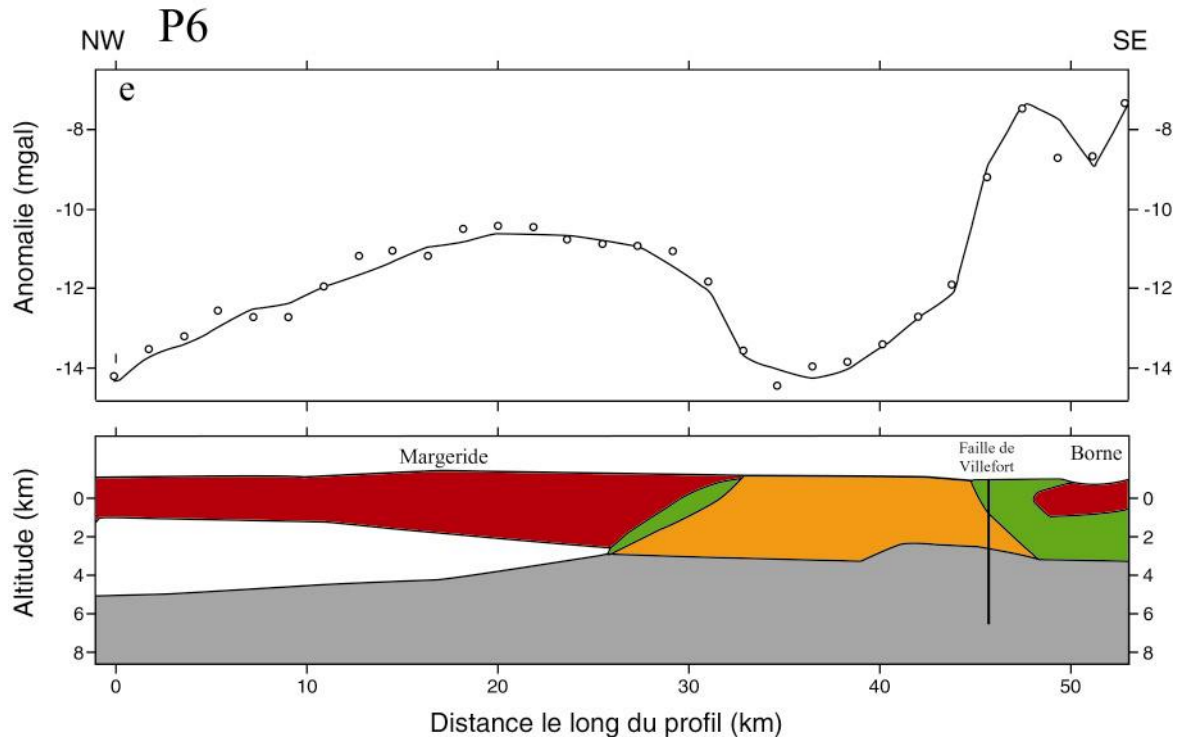


Fig. III-41. (suite).

III.5.6. Synthèse et discussion des résultats de l'étude gravimétrique

Les cartes d'anomalie gravimétrique ainsi que les modèles 2D réalisés à partir de ces cartes permettent de confirmer et/ou d'infirmer certaines hypothèses émises suite aux travaux antérieurs. La bordure orientale du massif de la Margeride est caractérisée par des anomalies gravimétriques moins négatives que le reste du massif. Ceci est compatible avec un amincissement différentiel est-ouest du granite qui pourrait être interprété comme résultant du soulèvement de la bordure orientale après à la mise en place du massif (Couturié, 1977). Cependant, l'anomalie de Bouguer montre des variations le long de cette bordure. Le coin nord-est présente les anomalies les moins négatives qui diminuent progressivement vers le Sud-Est. Ces variations sont difficilement explicables par une simple modification de l'épaisseur du granite porphyroïde. Au contraire, un changement dans la nature et l'épaisseur des formations encaissantes métamorphiques le long de cette bordure est plus à même d'expliquer les modifications de l'anomalie de Bouguer. Il faut également prendre en compte l'influence des basaltes du Devès et des formations du Velay dont la géométrie en profondeur est inconnue. Toutefois, tous les modèles élaborés sur cette bordure orientale ont montré que l'hypothèse du pendage interne (ou vers l'Ouest) et assez faible des contacts du granite porphyroïde était compatible avec les variations observées de l'anomalie. Les modèles ont également permis de contraindre l'épaisseur du granite à deux micras de Saint-Christophe-d'Allier et du leucogranite de Grandrieu. Si ce dernier apparaît, à l'échelle du massif, assez peu épais, le granite de Saint-Christophe-d'Allier pourrait atteindre environ 2 km d'épaisseur. Cependant, il semble qu'il ne se prolonge pas sur une grande distance sous le lambeau d'encaissant de Laval-Atger.

A l'échelle de tout le massif, le modèle longitudinal ESE-WNW a permis de mieux contraindre la forme de l'ensemble du granite (Fig. III-40). La géométrie obtenue n'est cependant valable qu'à condition que nos hypothèses sur les corps profonds (densités de l'encaissant de 2,72 et du soubassement profond de 2,82) soient correctes. Si des hétérogénéités sensibles de densité existent dans ces formations (présence d'autres plutons, de corps basiques, etc...), nos modélisations en seront bien évidemment altérées. Pétrequin (1979) estimait que les trois régions à anomalie plus négative équivalaient à trois zones d'alimentation. Sur notre modèle (Fig. III-40), quatre zones fortement épaissies sont observées. Trois de ces zones correspondent à celles décrites par Pétrequin : celle au niveau du lobe d'Entraygues, celle du centre du massif et la zone passant par le sud du faciès sombre à l'Est. La quatrième zone épaissie se situe sous les basaltes de l'Aubrac. La carte d'anomalie de Bouguer montre que ces basaltes se trouvent à l'aplomb d'une anomalie assez négative. Malgré leur faible épaisseur, de 200 mètres au maximum, l'excès de masse créé par les basaltes doit être compensé par un approfondissement du granite sous-jacent. L'épaisseur du granite, et en particulier au niveau des zones épaissies, n'excède pas 6,5 km. Cette épaisseur est difficilement comparable avec celle obtenue dans les modèles de Pétrequin (1979) et Aghshahi (1979) qui pouvaient atteindre 8 km. En effet, ces auteurs utilisaient un modèle à deux couches, granite et encaissant, alors que nos modèles font intervenir trois couches, granite, encaissant et soubassement. Cependant, nos résultats montrent un massif granitique globalement moins épais que dans les modèles antérieurs avec de plus fortes variations d'épaisseur.

En accord avec Pétrequin (1979), aucune corrélation n'est observée entre les faciès granitiques et l'épaisseur du granite. L'hypothèse de Couturié (1977) de l'existence de grands plis expliquant la disposition des différents faciès granitiques semble être infirmée par les modélisations gravimétriques. Cependant, la succession de zones sur-épaissies et de zones peu épaissies de granite pourrait être liée à des plissements de grande longueur d'onde, mais dont la localisation diffère de celle proposée par Couturié (1977). Néanmoins, la géométrie observée peut également être expliquée par une mise en place du granite porphyroïde à partir de quatre zones d'alimentation ("racines") sans que les zones épaissies correspondent à de grands synclinaux. La mise en place du granite suivant plusieurs racines aurait été suivie par un soulèvement de sa bordure orientale, expliquant son amincissement, lors de la formation du dôme du Velay. Cependant, l'amincissement progressif vers l'Est de cette bordure orientale pourrait être un caractère primaire du massif et être liée à la mise en place du magma et non à une déformation ultérieure de cette bordure. La combinaison des données gravimétriques avec les résultats de l'ASM peuvent permettre de trancher ces différentes hypothèses.

III.6. Discussion d'un modèle de mise en place du massif de la Margeride

III.6.1. Synthèse des résultats

Nos nouvelles datations radiochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont confirmé que le massif granitique de la Margeride s'était mis en place à la fin de l'orogène varisque vers 310 Ma. Les faciès porphyroïdes de la Margeride et de Chambon-le-Château ainsi que le granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier sont subcontemporains. Les leucogranites sont quant à eux légèrement plus jeunes avec une mise en place vers 305-300 Ma. Les différentes datations effectuées sur plusieurs de ces leucogranites montrent qu'ils sont globalement contemporains

les uns des autres (Lafon et Respaut, 1988 ; Monié et al., 2000). Le magmatisme leucogranitique recoupant le granite de la Margeride est donc un phénomène général unique à l'échelle du massif. Ces données géochronologiques permettent de replacer la mise en place du massif granitique dans le contexte tectonique régional.

Les microstructures observées sont principalement de deux types, magmatique et de déformation à l'état solide de haute température. Une distinction dans la répartition géographique existe entre ces deux types puisque les parties centrale et occidentale présentent essentiellement des microstructures magmatiques tandis que la partie orientale ainsi que le granite de Saint-Christophe-d'Allier montrent des microstructures de déformation à l'état solide de haute température. Cette étude indique que les fabriques magnétiques ont été acquises probablement à la fin ou juste après la cristallisation du magma. Elles ne fournissent donc *a priori* aucune information concernant l'ascension ou les premiers stades de mise en place du magma dans son site actuel.

La partie orientale du massif se distingue également du reste du pluton par ses fortes valeurs du degré d'anisotropie, P' . Cette répartition de P' se corrèle assez bien avec la répartition des microstructures. L'augmentation de P' observée près de la bordure orientale du massif est donc d'origine structurale et correspond aux déformations à l'état solide. Ce phénomène est connu dans de nombreux plutons de type "paramagnétique" où les zones à déformation magmatique présentent des valeurs de P' en général plus faibles que les zones à déformation ductile (Bouchez et al., 1990).

Comme l'indiquent les expériences de minéralogie magnétique, les micas et plus particulièrement la biotite, sont les principaux porteurs du signal de l'ASM pour les différents types de granite constituant le massif. Seuls, certains leucogranites montrent une prépondérance de la muscovite sur la biotite. Les autres phases paramagnétiques (pyrite, cordiérite, tourmaline) et ferromagnétiques (hématite) mises en évidence contribuent très peu à l'ASM. La fabrique magnétique est donc interprétable en terme de sous-fabrique des micas, ce qui correspond au cas le plus simple d'ASM présenté par les granitoïdes (voir chapitre II).

La fabrique magnétique se caractérise par une foliation qui à l'échelle de l'ensemble du pluton est assez plate mais avec des directions très variables. L'organisation générale de la foliation n'est pas très claire, elle est difficilement interprétable en termes de trajectoires de foliation. Au contraire, les linéations magnétiques montrent une direction NW-SE et un faible pendage sur pratiquement toute la surface du massif à l'exception de la région du granite de Saint-Christophe-d'Allier où des linéations E-W plates sont observées et de la bordure Nord-Est où les linéations ont une orientation subméridienne. Toutefois, localement, l'organisation des linéations peut être plus complexe, notamment sur le lobe d'Entraygues où l'on rencontre aussi des linéations de direction E-W. Le fait que la linéation NW-SE plate se rencontre aussi bien dans les zones de microstructures magmatique et de déformation à l'état solide de haute température montre que cette structure acquise probablement dans les derniers stades magmatiques (ou encore plus précocement) a persisté une fois franchi le solidus. Cette linéation apparaît ainsi caractéristique d'un continuum de déformation entre les conditions magmatique et post-solidus.

Cette direction NW-SE d'âge Carbonifère supérieur (époque de mise en place du pluton) correspond à la direction d'allongement maximum reconnue dans tout le Massif Central (Faure, 1995) et notamment dans d'autres plutons granitiques. Elle est interprétée comme résultant un régime tectonique extensif. Cet assez bon couplage entre les structures de

l'encaissant et les fabriques linéaires du granite peut indiquer que les fabriques du pluton refléteraient des incréments de la tectonique régionale existant lors de la mise en place, de la cristallisation puis de la déformation à l'état solide du magma. Par ailleurs, le fait que la linéation NW-SE soit bien exprimée dans la partie Sud-Est du pluton, là où l'on observe des microstructures de déformation à l'état solide de haute température, indique que cette direction n'est pas liée à la dynamique interne de la chambre magmatique dont les structures représentatives montreraient une déformation de type magmatique. A l'opposé, les régions centrales et d'Entraygues où existent des microstructures magmatiques, présentent en plus des linéations magnétiques NW-SE, des directions plus variés et en particulier des linéations E-W sur le lobe d'Entraygues. Ces autres directions linéaires peuvent correspondre à des déformations précoces liées à l'écoulement du magma dans la chambre magmatique et refléter la dynamique interne de cette chambre. Enfin, les fabriques magnétiques observées sur la bordure Nord-Est autour de la région d'Alleyras sont concordantes avec les structures de l'encaissant qui sont associées à la formation de "l'Arc de Fix". Cette structure "courbe" s'est développée tardivement lors de la mise en place du dôme granito-migmatitique du Velay. On remarque donc que la tectonique péri-vellave a probablement réorientée les fabriques internes du massif granitique de la Margeride dans sa partie nord orientale.

On voit donc que les fabriques magnétiques du granite porphyroïde sont d'origines multiples :

1- Les linéations dispersées de la partie centrale du massif reflètent probablement la dynamique interne de la chambre magmatique.

2- La direction très dominante des linéations, NW-SE, est concordante avec la déformation régionale extensive contemporaine de la mise en place du pluton. Le massif de la Margeride serait donc aussi un granite syntectonique contemporain de la phase extensive tardi-hercynienne (Burg et al., 1994 ; Faure, 1995). Un champ de déformation syn-mise en place en extension caractérisé par une direction de raccourcissement, Z, verticale et une direction d'allongement maximum NW-SE, résultant d'un champ de contrainte avec la contrainte principale maximale, σ_1 , verticale, est en accord avec le faible pendage des foliations sur l'ensemble du massif.

3- Un troisième type de fabrique correspond à une réorientation d'ensemble des fabriques de la région nord orientale par la tectonique péri-vellave.

Les fabriques magnétiques des leucogranites sont assez dispersées et donc difficilement interprétables d'une manière générale. En outre, les observations microstructurales indiquent que ces fabriques ont été acquises soit à l'état magmatique, soit à l'état solide de haute température. En fait, il est probable que ces fabriques reflètent des déformations différentes selon le corps leucogranitiques. Les filons aplitiques étant des corps magmatiques à refroidissement très rapide, leur fabrique interne pourrait être lié à l'écoulement primaire du magma dans ces dykes. A l'opposé, la fabrique des petits stocks leucogranitiques a peut-être été plus influencée par des contraintes externes. On remarquera toutefois, que la direction dominante de la linéation des leucogranites est identique à celle du granite porphyroïde, c'est-à-dire NW-SE. Cela indiquerait que le contexte tectonique extensif contemporain de la mise en place du granite porphyroïde était toujours actif lors de la mise en place des leucogranites. Cela est tout à fait cohérent avec les données géochronologiques montrant que les

leucogranites ne sont que légèrement plus jeunes (quelques millions d'années) que le granite porphyroïde.

Bien que, localement, la disposition des foliations magnétiques puisse être interprétée comme le signe de petits plissements internes au massif, la localisation des quatre zones d'approfondissement du granite mise en évidence par la gravimétrie ne concorde pas avec l'hypothèse de grands plis tardifs affectant l'ensemble du pluton (Couturié, 1977). Par ailleurs, le schéma d'ensemble des fabriques magnétiques ne révèle pas l'existence de ces grands plissements. Les quatre zones d'approfondissement du granite correspondent probablement à quatre zones d'alimentation du pluton. Trois de ces zones : celle au niveau du lobe d'Entraygues, celle du centre du massif et la zone passant par le sud du faciès sombre à l'Est, concordent avec les zones d'alimentation proposée par Pétrequin (1979 ; Fig. III-29). Or, selon cet auteur, ces zones coïncideraient avec des axes gravimétriques négatifs de direction NE-SW à NNE-SSW mis en évidence par la dérivée première de l'anomalie (Fig. III-29). Ces zones d'alimentation seraient donc orientées NE-SW à NNE-SSW, c'est-à-dire perpendiculaires (ou à fort angle) par rapport à la direction d'allongement maximum NW-SE. La direction de la quatrième zone située sous l'Aubrac est difficile à mettre en évidence car elle est "masquée" sur la carte d'anomalie gravimétrique par les basaltes. On peut toutefois supposer que cette "racine" est probablement parallèle à la direction générale NW-SE d'affleurement des formations basaltiques (Fig. III-42a). On remarquera également que dans ces régions, le granite épaissi ne présente pas de linéations verticales. Cela indique qu'en surface on observe actuellement une position relativement assez haute dans le pluton et non la base de la zone d'alimentation.

L'étude des fabriques magnétiques ainsi que les structures de l'encaissant ont montré que la partie Nord-Est du massif avait subi des déformations tardives péri-vellaves. Or, cette région montre un amincissement progressif du granite vers l'Est. Il est donc fort probable que cet amincissement soit associé à la tectonique tardive péri-vellave. L'hypothèse proposée par Couturié (1977) d'un soulèvement de la partie orientale du massif provoqué par la mise en place du dôme granito-migmatitique du Velay est ainsi confirmée.

III.6.2. Proposition d'un modèle de mise en place

Les fabriques du massif granitique de la Margeride ayant été acquise assez tardivement au cours de la cristallisation du magma, et même en partie après cette cristallisation, elles fournissent peu d'informations sur les mécanismes précoces de mise en place du pluton. Cependant, la tectonique extensive régionale, avec une direction d'allongement maximum NW-SE, qui a été enregistrée par ces fabriques au cours de la cristallisation du magma existait déjà lors des premiers stades de la mise en place. Par ailleurs, la gravimétrie nous ayant permis de situer les différentes zones d'alimentation du pluton, le modèle suivant de mise en place du pluton peut être proposé (Fig. III-42).

Vers 310 Ma, la chambre magmatique du granite de la Margeride s'est construite à partir de trois zones principales d'alimentation de direction générale NE-SW à NNE-SSW correspondant aux trois grands axes d'anomalie négative décrite par Pétrequin (1979) et localisées au niveau du lobe d'Entraygues, au centre du massif et au niveau de la région passant par le faciès sombre à l'Est (Fig. III-42a). Ces zones peuvent être interprétées comme des "fentes de tension" d'échelle régionale et perpendiculaires à la direction d'allongement maximum NW-SE contemporaine de la mise en place. Ces trois zones aurait été reliées entre elles par des failles décrochantes orientées NW-SE à N150E et servant de relais aux trois

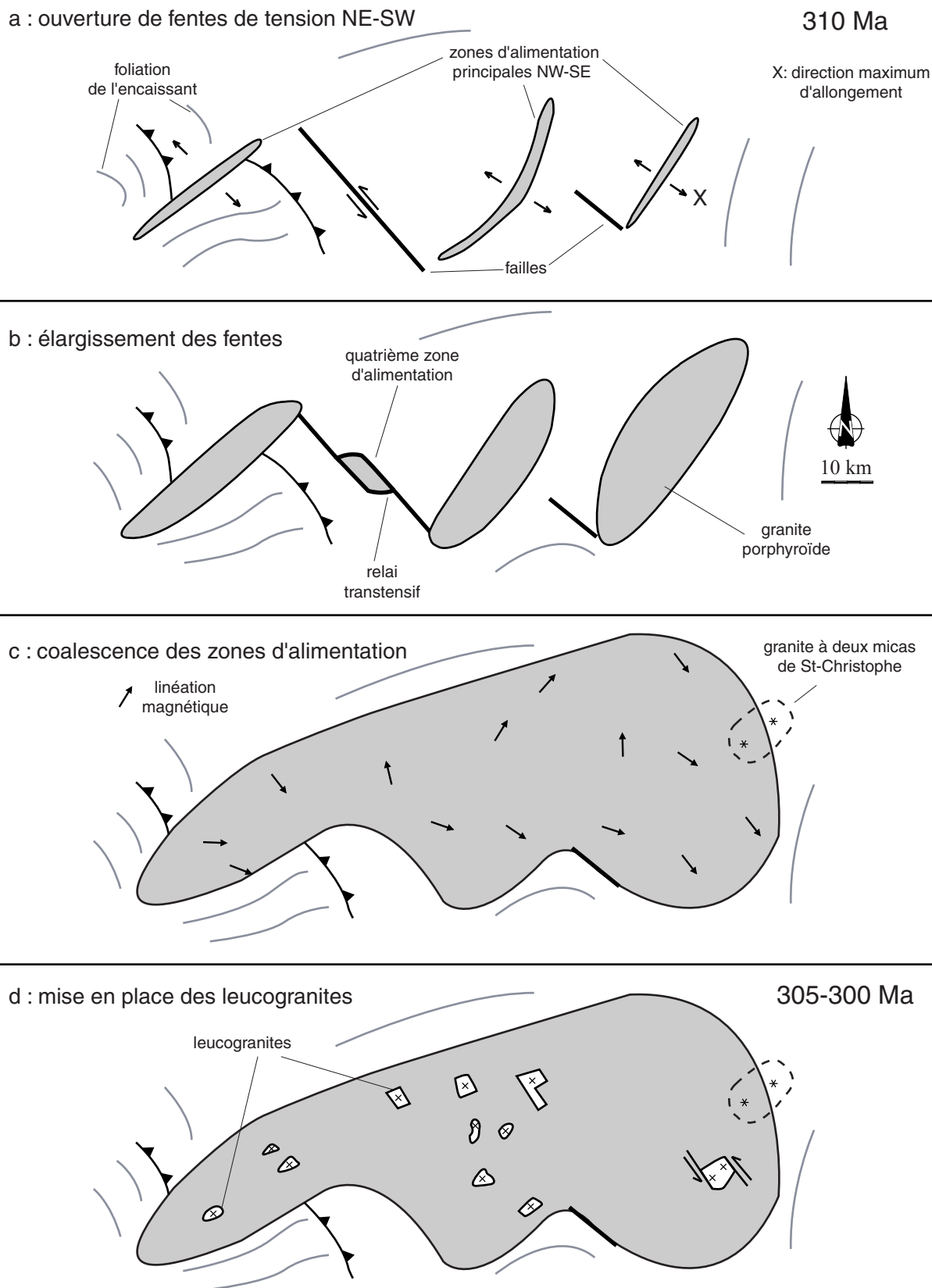


Fig. III-42. Modèle de mise en place du massif granitique de la Margeride. (a, b) Mise en place du granite porphyroïde à partir de trois zones d'alimentation NE-SW et une de direction NW-SE. (c) Mise en place du granite de Saint-Christophe-d'Allier. (d) Les leucogranites recourent l'ensemble du massif probablement guidés par des accidents transtensifs.

racines. A l'heure actuelle, ces failles ne sont pas directement observées ni dans le pluton, ni dans son encaissant. Cependant, les échancrures de direction NW-SE limitant la bordure sud du massif, par exemple au Nord de Mende ou entre le lobe d'Entraygues et la série du Lot ne sont certainement pas fortuites et peuvent correspondre à de tels décrochements en relai entre les fentes de tension. Il est à noter que la bordure au Sud-Est du lobe d'Entraygues est masquée par les coulées basaltiques de l'Aubrac, elles même épanchées à partir d'une faille NW-SE. Cette fracturation de direction NW-SE est la mieux représentée à l'échelle du massif et son histoire cinématique est complexe (Dutartre, 1982). La fracture NW-SE séparant la zone d'alimentation du lobe d'Entraygues de celle du centre du massif a pu servir de drain au magma et donc représenter également une zone d'alimentation. Dans ce cas, il faut interpréter cette faille comme un relai transtensif. A l'inverse, les autres accidents NW-SE ne semblent pas avoir été utilisés pour l'ascension de magma. A partir de ces quatre zones d'alimentation, la chambre magmatique a pu croître, le magma se serait épanché préférentiellement vers le NW et le SE selon les limites actuelles d'affleurement (Fig. III-42b). Cependant, ces limites actuelles du granite n'étant pas nécessairement les limites de la chambre magmatique lors de la mise en place, à cause des possibles déformations ultérieures (ductiles ou cassantes) et de l'érosion, le processus exact de construction de la chambre magmatique est difficile de mettre en évidence.

Sur la bordure orientale, les granites de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier se mettent en place sous forme de laccolithe en position sous-jacente par rapport au granite de la Margeride (Fig. III-42c). Cette mise en place a pu s'accompagner de déformations intenses, modifier le comportement rhéologique du granite et y induire des microstructures de type "déformation à l'état solide". Le mécanisme exact de ces mises en place n'est pas vraiment déterminée par nos données, en partie à cause d'une densité de mesures gravimétriques trop faible par rapport à la taille de ces deux granites. Par la suite, quelques millions d'années après la mise en place du granite porphyroïde, les leucogranites sous forme de filons ou de petits stocks granitiques recourent le massif (Fig. III-42d). Là encore, leur mode de mise en place n'est pas vraiment mis en évidence par les rares données ASM acquises sur chaque leucogranite. Cependant, les stocks de leucogranite, et en particulier celui de Grandrieu, sont souvent bordés et découpés par des accidents NW-SE et NE-SW. Par ailleurs, les filons leucogranitiques sont également préférentiellement orientés NW-SE et NE-SW. Une mise en place des leucogranites accompagnée par ces accidents selon des mécanismes transtensifs dans un contexte général en extension NW-SE est donc probable. Enfin, suite à la montée du dôme granito-migmatitique du Velay, la bordure orientale du massif est relevée.

Ce modèle de mise en place du granite de la Margeride guidé par la tectonique extensive tardi-hercynienne NW-SE est peu compatible avec le modèle de mise en place proposé par Olivier et Améglio (2002) pour les granites du Veinazès et de Marcolès situés au Nord du lobe d'Entraygues (Fig. III-43). A partir d'une étude combinant ASM et gravimétrie, ces auteurs considéraient que ces deux plutons se formaient à partir d'accidents sénestres ENE-WSW avant de subir une rotation horaire liée à une bande de décrochement dextre de direction NNW-SSE. Or, les structures internes au granite de la Margeride, et en particulier le faible pendage des foliations magnétiques, rend improbable un modèle de mise en place générale dans un contexte en décrochement.

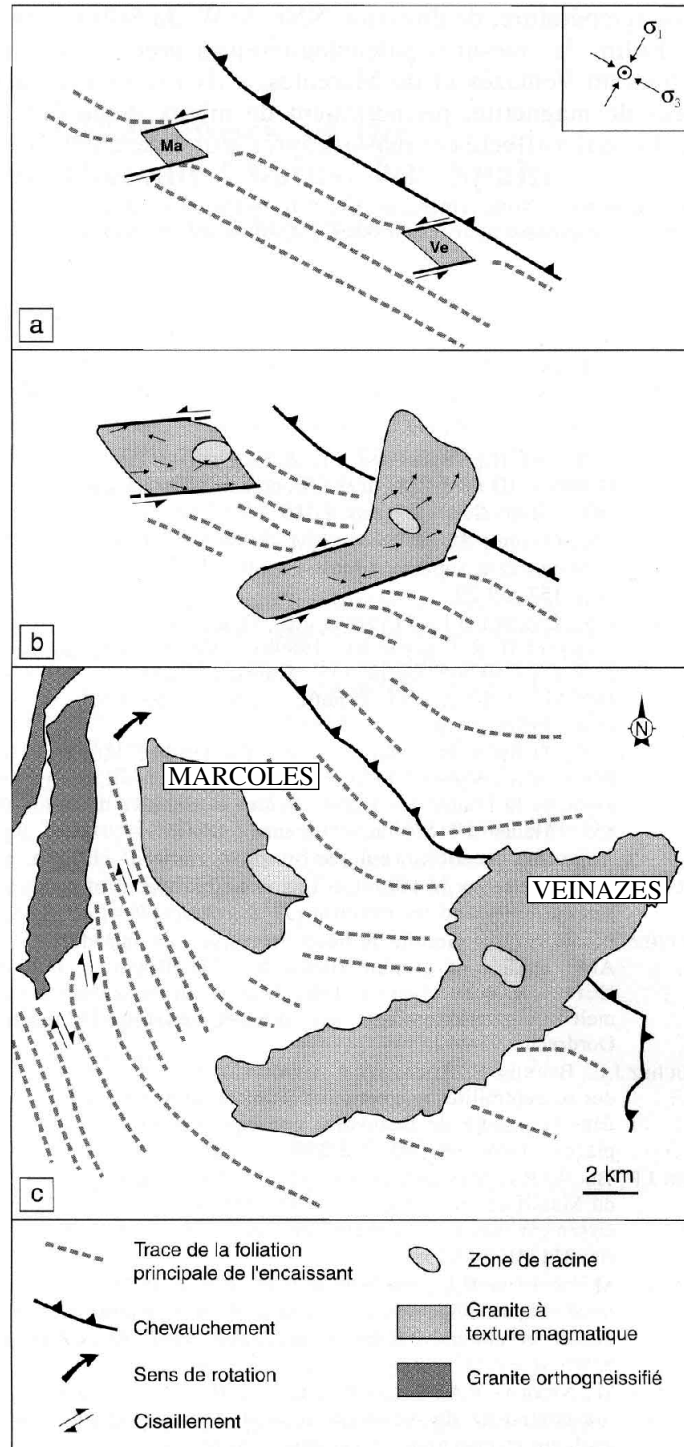


Fig. III-43. Modèle de mise en place des plutons de Marcolès et du Veinazès, (a, b) en régime décrochant sénestre puis, (c) rotation horaire de Marcolès et de l'extrémité ouest du Veinazès (Olivier et Améglio, 2002).

Chapitre IV

ARCHITECTURE ET CONTEXTE

DE MISE EN PLACE

DES PLUTONS DES CEVENNES

Ce chapitre est consacré à l'étude de la structure et au contexte de mise en place des deux complexes plutoniques les plus importants des Cévennes, le Mont-Lozère – Borne et l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Après une présentation géologique générale de la région cévenole, les résultats acquis sur ces deux plutons sont présentés.

IV.1. Contexte géologique des Cévennes

La région des Cévennes est située au Sud-Est du Massif Central (Fig. IV-1). Elle est limitée au nord par le dôme migmatitique du Velay et le massif de la Margeride. A l'ouest, les formations sédimentaires mésozoïques des Causses séparent les Cévennes de l'Albigeois où les terrains affleurant sont identiques à ceux rencontrés dans les Cévennes. Au sud, des séries du Viganais, s'étend un bassin d'avant-pays formé par des formations terrigènes viséennes. Enfin, les Cévennes sont bordées au sud-est et à l'est par des sédiments mésozoïques ainsi que par la faille NE-SW des Cévennes. Au cœur des Cévennes, deux principaux plutons granitiques recoupent les formations métamorphiques, au nord, le Mont-Lozère – Borne et au sud, l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron.

Les Cévennes métamorphiques se composent de deux grandes unités d'importance inégale. A l'extrémité sud, dans la région du Vigan, affleurent des séries paléozoïques. Plus au nord, le reste des Cévennes est constitué d'une épaisse série de micaschistes, dite "micaschistes des Cévennes" ainsi que de plusieurs séries de gneiss, les gneiss de la Cézarenque et ceux de Masméjean.

Les séries viganaises, renfermant des fossiles, ont été datées du Cambrien à l'Ordovicien. Plusieurs chevauchements ainsi que des plis couchés indiquent une structuration à vergence sud. Celle-ci s'est accompagnée d'un métamorphisme épizonal à anchizonal (Alabouvette et al., 1988). Cette série est considérée comme formant l'autochtone des "micaschistes des Cévennes" et plus généralement, comme l'autochtone de toutes les unités chevauchantes du Massif Central (voir chapitre I).

Les "micaschistes des Cévennes" représentent le domaine para-autochtone chevauchant au sud, les séries viganaises et étant eux-même chevauchés au nord par l'Unité Inférieure des Gneiss. Ce para-autochtone constituant le principal encaissant des deux plutons étudiés, une présentation détaillée des lithologies rencontrées, de leur structuration ainsi que de l'évolution tectono-métamorphique de cette région est effectuée à partir des synthèses de Faure et al. (1999, 2001).

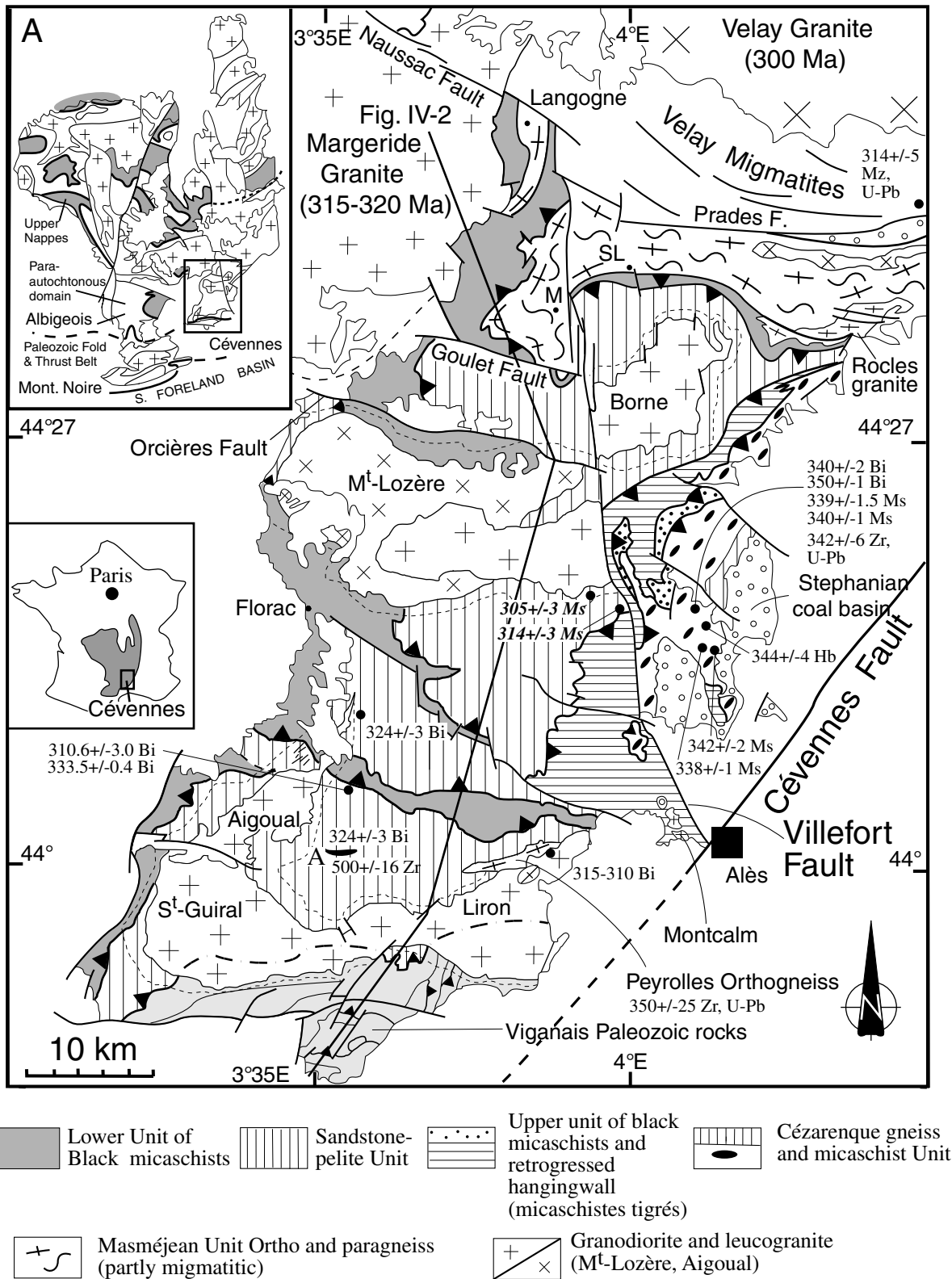


Fig. IV-1. Carte structurale des Cévennes (Faure et al., 2001).

IV.1.1. Lithologie des séries

Suite aux travaux de Brouder (1963, 1964), trois séquences lithologiques sont reconnues dans les Cévennes.

* la série grésopélitique contenant des grès feldspathiques, des quartzites et des conglomérats dont l'âge est estimé Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur.

* la série pélitique constituée de micaschistes noirs graphiteux à chlorite-séricite et de niveaux de quartzites.

* la série gneissique et micaschisteuse de la Cézarenque contient des gneiss œillés, des gneiss finement grenus à albite, et enfin des micaschistes et des quartzites surmontant ces gneiss. L'origine des gneiss, para- ou orthodérivés est encore débattue.

Ces trois ensembles présentent des répétitions qui peuvent être interprétées soit comme de simples répétitions sédimentaires dans une séquence lithologique continue (Brouder, 1964) soit comme des superpositions anormales (Arnaud, 1997 ; Faure et al., 1999). Depuis la mise en évidence de charriages dans les Cévennes (Arnaud, 1997), la deuxième interprétation semble être confirmée.

IV.1.2. Structuration des Cévennes

En plus du chevauchement à vergence sud séparant les « micaschistes des Cévennes » des séries du viganais, plusieurs contacts anormaux sont observés dans les Cévennes à l'intérieur même des "micaschistes des Cévennes" permettant de distinguer cinq unités tectoniques, de haut en bas (Fig. IV-1 et Fig. IV-2) (Faure et al., 1999) :

- les gneiss et micaschistes de la Cézarenque
- l'unité supérieure des micaschistes noirs
- l'unité supérieure grésopélitique
- l'unité inférieure des micaschistes noirs
- l'unité inférieure grésopélitique

Les limites entre ces cinq unités sont souvent marquées par des lentilles de quartz suggérant que ces limites sont de nature tectonique (Arnaud, 1997).

Dans les Cévennes septentrionales, au nord du massif du Mont-Lozère, l'augmentation du métamorphisme rend l'identification lithologique délicate. Cependant, ces séries peuvent se corréler à celles observées dans les Cévennes centrales. En outre, une nouvelle unité, formée de paragneiss et d'orthogneiss œillés partiellement migmatitiques, apparaît au cœur de l'anticlinal de Masméjean. Cette unité (dite de Masméjean) se situe géométriquement sous les "micaschistes des Cévennes" et le contact micaschiste-gneiss, jalonné de mylonites est de nature tectonique. Cette nouvelle interprétation structurale des gneiss de Masméjean est en contradiction avec celle de Ledru et al. (1989) qui considéraient que ces gneiss appartenaient à l'Unité Inférieure des Gneiss et étaient donc structurellement situés au-dessus des "micaschistes des Cévennes".

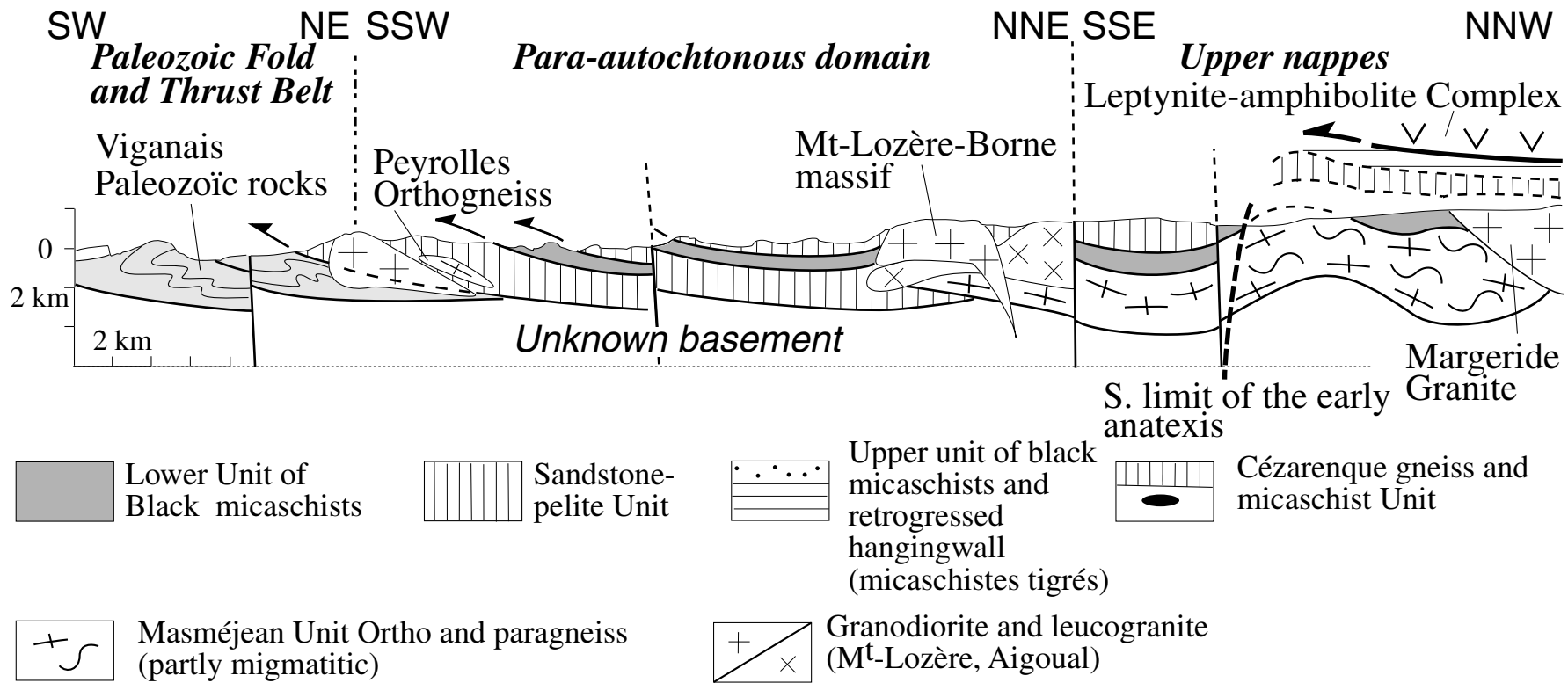


Fig. IV-2. Coupe schématique à travers les Cévennes (Faure et al., 2001).

IV.1.3. Evolution tectono-métamorphique

Les études structurales sur les Cévennes reconnaissent l'existence de deux phases principales de déformation varisque affectant les terrains métamorphiques. La plus précoce de nature compressive est responsable de la structuration majeure de la région en chevauchements et plis et de la formation d'une foliation plate portant une linéation subméridienne (Mattauer et Etchecopar, 1977). La seconde phase a été mise en évidence plus récemment et est caractérisée par une linéation minérale et d'allongement de direction NW-SE à E-W. Cette seconde phase est interprétée comme étant liée à une déformation en régime extensif (Faure, 1995). De nouvelles données indiqueraient que ces deux phases ductiles seraient séparées par un épisode de migmatitisation (Laumonier et al., 1991 ; Mougeot et al., 1997 ; Be Mezeme, 2002).

IV.1.3.1. La tectonique précoce de chevauchement

Cette déformation est essentiellement caractérisée par une foliation plate ou à léger pendage nord résultant d'un cisaillement ductile d'échelle crustal (Mattauer et Etchecopar, 1977). Cette foliation est une surface composite entre la stratification d'origine S_0 , une première schistosité S_1 et une seconde schistosité S_2 (Fig. IV-3). Ces trois surfaces S_0 , S_1 et S_2 sont souvent confondus bien que localement S_2 soit une schistosité de crénulation avec une ancienne foliation, S_1 , dans les microlithons. Une linéation minérale et d'allongement $L1$ orientée N-S à NE-SW associée à des critères de cisaillement (pressure shadows, quartz sigmoïdes, critères σ et δ) indiquant un sens de cisaillement de la partie supérieure vers le sud ou le sud-ouest se rencontre dans toutes les unités. Des plis isoclinaux accompagnent le cisaillement. Une deuxième phase de plissement affecte la foliation et la linéation $L1$ précoce selon des plis d'axe N110E à N140E à déversement vers le sud-ouest. Une schistosité de crénulation, faiblement pentée au nord, est souvent associée à ce second plissement. Cependant, cette deuxième déformation est considérée comme un incrément tardif de la même déformation cisailante précoce à vergence sud. Cette déformation ductile correspondant à la mise en place de nappes vers le sud est associée à un métamorphisme épizonal dans le faciès schiste vert à amphibolite inférieur. Ce métamorphisme a été daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plusieurs minéraux symmétamorphes (biotite, muscovite, amphibole) vers 340 Ma.

IV.1.3.2. La période de migmatitisation

Cette anatexie s'observe dans le nord des Cévennes où l'unité gneissique de Masméjean subit une fusion partielle. Cet épisode de migmatitisation ne doit pas être confondu avec celui associé à la formation du Velay vers 300 Ma dont il se distingue par des conditions pression-température différentes avec $P > 5$ kbar et $T < 750^\circ\text{C}$ (Montel et al., 1992). L'apport de chaleur responsable de cette fusion partielle est peut-être aussi à l'origine du second épisode de métamorphisme régional des Cévennes. Celui-ci est caractérisé par des conditions haute température-basse pression. Des porphyroblastes de biotite et de grenat post-foliaux dont la formation correspond à un métamorphisme thermique se rencontrent dans les "micaschistes des Cévennes" même à distance des plutons granitiques. Les isogrades de ce métamorphisme sont obliques par rapport à la foliation régionale et aux contacts anormaux ce qui implique que le métamorphisme est postérieur à ces derniers. De plus, ces isogrades se disposent de façon concentrique par rapport à l'anticlinal de Masméjean (Rakib, 1996). Toutefois, ce

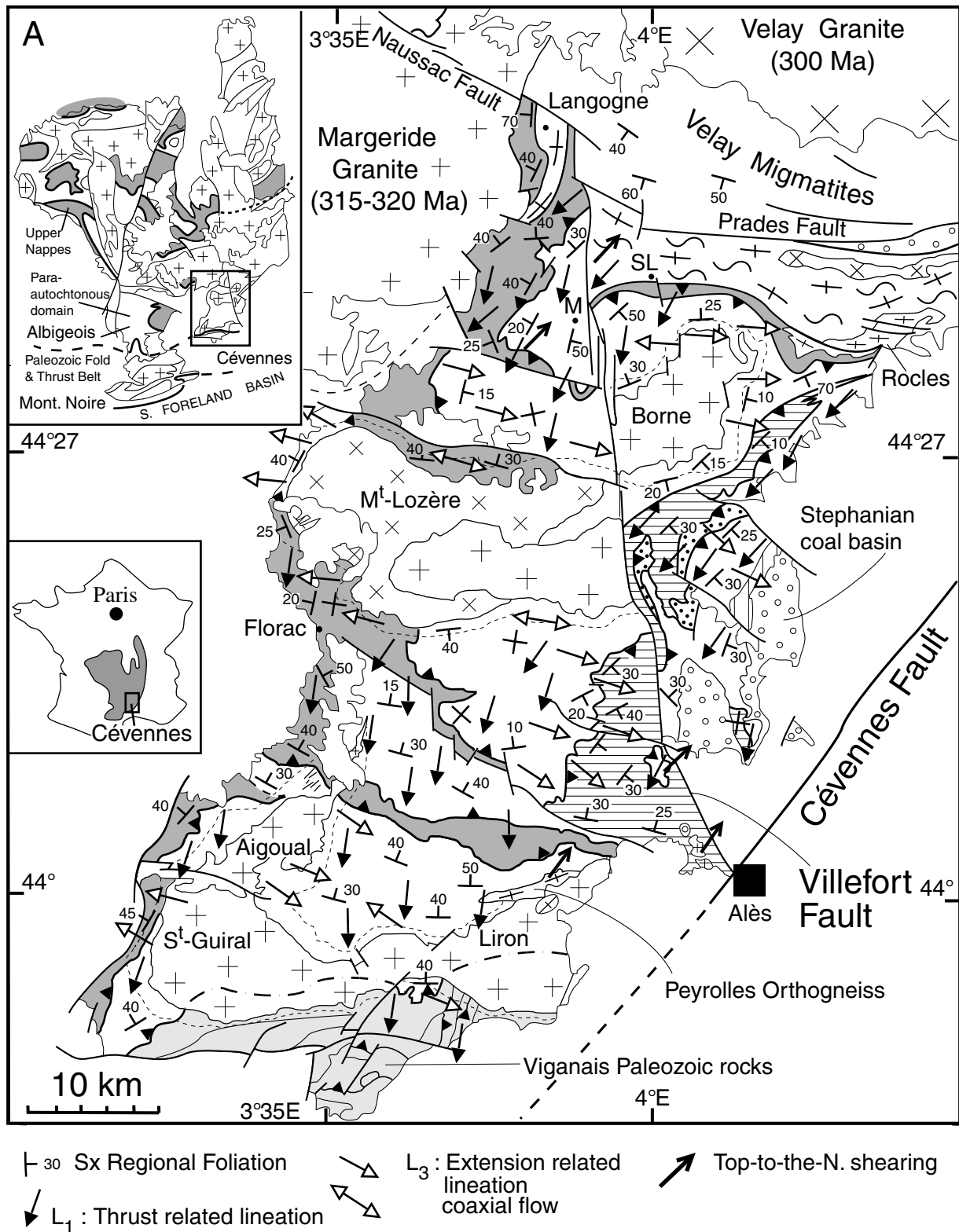


Fig. IV-3. Carte microtectonique des Cévennes (Faure et al., 2001).

dernier auteur voyait plutôt les isogrades centrés sur le dôme du Velay et attribuait à la mise en place de ce dernier la cause de métamorphisme de haute température. Cependant, ceci est incompatible avec l'évolution géologique de la région puisque l'anatexie visible dans l'unité de Masméjean est antérieure à la mise en place des granites du massif du Mont-Lozère. Ainsi, cette anatexie "pré-Velay" et le métamorphisme de haute température seraient donc liés. Ce dernier point est confirmé par des datations U-Th-Pb sur monazite à 330-325 Ma (Be Mezeme, 2002).

La déformation associée à cette anatexie est difficile à mettre en évidence. Cependant, les migmatites sont déformées par un cisaillement ductile et un plissement à vergence nord (Marignac et al., 1980 ; Laumonier et al., 1991). De plus, certaines linéations orientées Nord-Sud comme les linéations L1 présentent des sens de cisaillement vers le nord (Fig. IV-3). Ces linéations difficilement interprétables comme étant associées à la tectonique chevauchante pourrait être contemporaines de la phase d'anatexie.

IV.1.3.3. La tectonique extensive

Ultérieurement à l'anatexie, une nouvelle déformation ductile affecte l'ensemble des Cévennes. Elle a été attribuée à un épisode extensif (Faure, 1995). Cette déformation s'exprime le mieux dans les auréoles de métamorphisme de contact des plutons granitiques et semble donc être contemporaine ou postérieure à ces derniers. Elle est caractérisée par des bandes de cisaillement pénétratives d'échelle centimétrique à métrique ainsi que par une linéation-strie d'allongement haute température de direction E-W à NW-SE (Fig. IV-3). Autour des plutons, dans les auréoles de métamorphisme de contact, les minéraux de contact, tel la biotite ou l'andalousite, marquent une linéation minérale ou de crénulation de direction N80E à N150E. Les andalousites boudinées et les ombres de pression formées de quartz autour des porphyroblastes de biotite montrent un allongement dans cette même direction. Le sens général de cisaillement de cette déformation est vers l'est ou le sud-est bien que sur les bordures occidentales des plutons des critères de cisaillement vers l'ouest ou le nord-ouest soit rencontrés. Des plis droits de direction NW-SE ainsi qu'une linéation de crénulation subhorizontale sont également associés à cette déformation.

La tectonique varisque prend fin dans les Cévennes par une seconde phase d'extension stéphano-autunienne. Celle-ci se caractérise par la mise en place au nord du dôme migmatitique du Velay aux environ de 300 Ma ainsi que par la formation des bassins sédimentaires houillers intra-montagneux, tel le bassin d'Alès. Cette extension se fait selon une direction générale NE-SW (Faure, 1995).

IV.2. Le complexe granitique du Mont-Lozère - Borne

IV.2.1. Présentation du complexe granitique

Le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne se situe au cœur des Cévennes et affleure sur environ 400 km². Il est constitué de deux parties, le Mont-Lozère où l'on observe plusieurs faciès granitiques et le massif de la Borne où seul un faciès porphyroïde identique à celui de la Margeride est rencontré (Fig. IV-4). Le complexe granitique intrude les "micaschistes des Cévennes" dans lesquels il développe une auréole de métamorphisme de contact de faible largeur, environ 1 km.

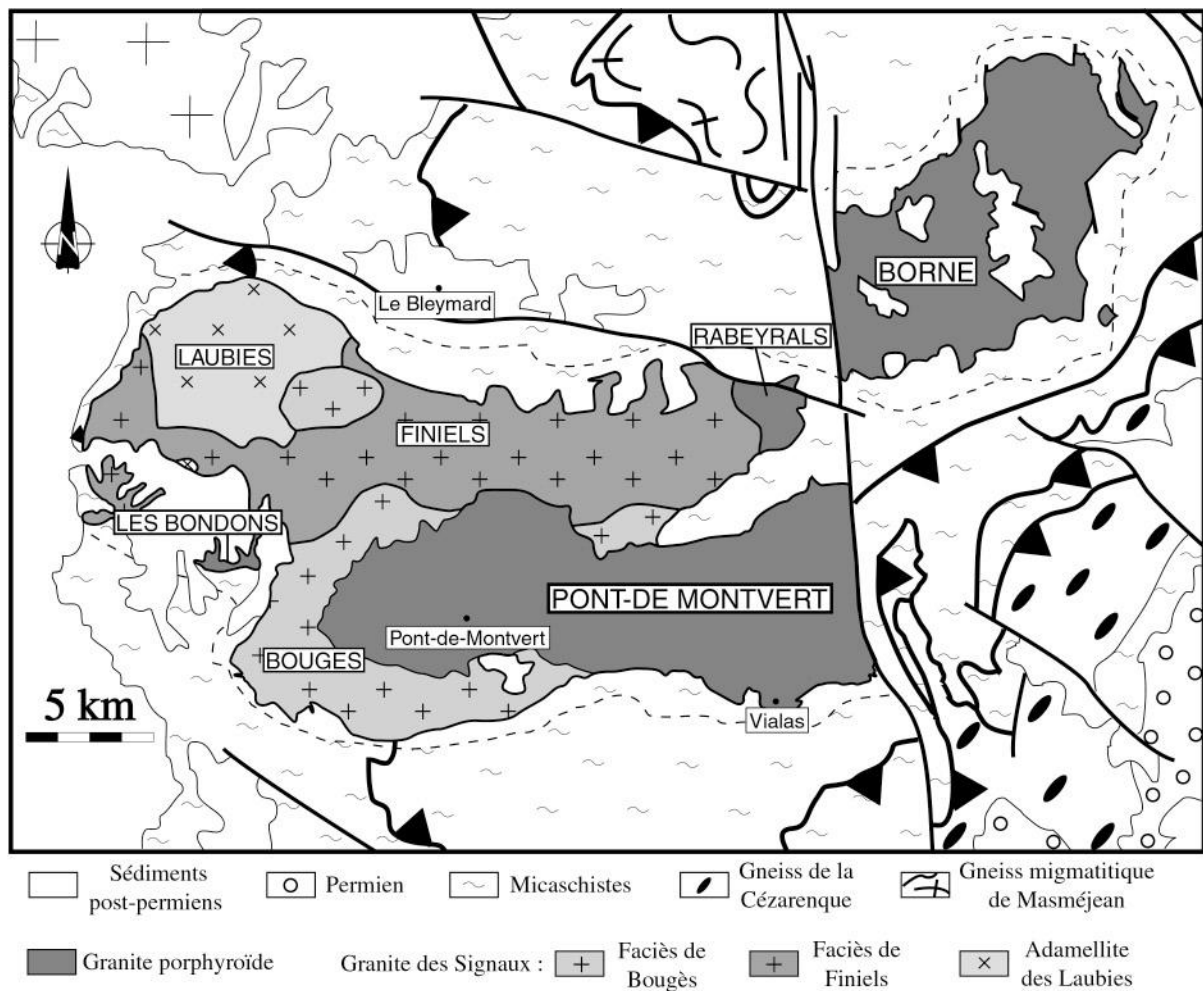


Fig. IV-4. Le complexe granitique du Mont-Lozère - Borne et ses différents faciès granitiques.

IV.2.1.1. Les différents faciès granitiques

Depuis Van Moort (1966), il est reconnu deux principaux faciès granitiques dans le complexe du Mont-Lozère – Borne, un faciès leucocrate à 2 micas dit granite des Signaux et un faciès porphyroïde observé dans plusieurs massifs (Fig. IV-4). Le tracé des limites des différents faciès n'est pas clairement établi car l'érosion importante ainsi que les glaciations quaternaires ont pénéplané ce relief rendant les conditions d'affleurement, en particulier pour le granite des Signaux, difficiles.

(1) Le faciès leucocrate à deux micas ou granite des Signaux :

Ce faciès est subdivisé en trois sous-faciès selon la teneur respective en biotite et muscovite et/ou la présence de cordiérite.

* l'adamellite des Laubies

Ce sous-faciès est localisé au nord-ouest du complexe et s'étend sur environ 35 km². Il s'agit d'un leucogranite à muscovite et biotite qui est caractérisé par la présence de gros cristaux automorphes de cordiérite pinnitisée (jusqu'à 2 cm). Il contient en outre de nombreuses et grosses enclaves sombres granodioritiques.

* le sous-faciès de Finiels

Il s'étend au nord du massif sur environ 100 km². Il est riche en muscovite et présente une teneur en biotite de 2 à 5 %. Ce sous-faciès est peu déformé mais néanmoins, il présente sur sa bordure nord une foliation marquée qui résulterait d'un cisaillement affectant les granites à la fin de ou postérieurement à leur mise en place (Guérangé-Lozes et Pellet, 1990).

* le sous-faciès du Bougès

Il s'agit du faciès le plus méridional du complexe granitique. Il est formé d'un leucogranite équant à biotite et muscovite subordonnée. Il apparaît également vers le nord-ouest du complexe au contact entre l'adamellite des Laubies et le leucogranite de Finiels. La limite entre les deux sous-faciès, Finiels et Bougès, est mal définie.

(2) Le faciès porphyroïde

Ce faciès se rencontre au sein de plusieurs massifs. Les granites des Bondons et de Rabeyrals, respectivement localisés sur la bordure ouest et au nord-est du complexe, forment de tout petits massifs. Au contraire, les massifs du Pont-de-Montvert et de la Borne forment l'ensemble le plus important de tout le complexe granitique. Ces deux granites ne constituent en réalité qu'un seul et même pluton. En effet, il est admis depuis Fabre (1896) que le massif de la Borne représente la terminaison orientale du granite du Pont-de-Montvert. Ces deux granites ont été séparés par le mouvement en décrochement sénestre de la faille subméridienne de Villefort au cours du Permien. Ce granite est caractérisé par des mégacristaux de feldspaths potassiques (jusqu'à 10 cm de long) inclus dans une mésostase de quartz, plagioclase (oligoclase-andésine), feldspath potassique et biotite. D'après Van Moort

(1966), le granite du Pont-de-Montvert – Borne a la composition d'une granodiorite à tendance monzonitique.

D'autres roches granitiques sont observées au sein du complexe. Des enclaves microgrenues sombres granodioritiques se rencontrent essentiellement dans l'adamellite des Laubies et la granodiorite du Pont-de-Montvert – Borne. De plus, cette dernière est recoupée par des filons d'aplite leucogranitique qui parfois se poursuivent dans l'encaissant. Ces filons ont une direction générale Nord-Sud.

IV.2.1.2. Données géochronologiques et ordre de mise en place

Les données géochronologiques sur le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne ont été acquises à deux périodes différentes au cours de ces dernières années. A la fin des années 70 et au début de la décennie 80, plusieurs datations par la méthode Rb/Sr sur roche totale ont été réalisées (Viallette et Sabourdy, 1977a ; Viallette et al., 1979 ; Miahle, 1980). Les âges obtenus sur le granite leucocrate des Signaux donnent un âge stéphanien aux différents sous-faciès de leucogranite (Tableau IV-1). Au contraire, Miahle (1980) obtient un âge namuro-westphalien de 315 ± 5 Ma pour le massif de la Borne. Plus récemment, ces différents faciès ont été de nouveau datés par des méthodes "plus précises", tel la méthode U/Pb sur monazite ou la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite (Fig. IV-5). Les datations U/Pb sur monazite du granite des Signaux fournissent des âges de 316 ± 4 Ma (Isnard, 1996) et 305 ± 5 Ma (Monié et al., 2000) respectivement pour les sous-faciès du Bougès et de Finiels. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite sont plus regroupés autour de 310 Ma (Tableau IV-1). Seules les datations sur des muscovites post-magmatiques syncinématiques des cisaillements tardi- à post-mise en place observées sur les bordures nord et ouest du sous-faciès de Finiels fournissent des âges un peu plus jeunes de 305-304 Ma.

Les âges stéphanien obtenus il y a plus de vingt ans sont probablement incorrects (Viallette et Sabourdy, 1977a ; Viallette et al., 1979). En effet, ces âges ne s'accordent pas avec les observations de terrain. D'une part, les sédiments détritiques reposant au sud du granite du Pont-de-Montvert sont probablement d'âge stéphanio-autunien et témoignent donc de la présence à l'affleurement du granite à cette époque (Deroin et al., 1990). D'autre part, le granite du Pont-de-Montvert – Borne recoupe le granite des Signaux et doit donc être postérieur à celui-ci (Van Moort, 1966). Un âge namuro-westphalien est donc plus probable pour le complexe granitique et s'accorde mieux avec l'évolution géodynamique de la région. Cependant, l'ordre exact de mise en place des différents faciès n'est toujours pas établi. Bien que comme précédemment indiqué le granite du Pont-de-Montvert – Borne semble être postérieur au granite des Signaux, les différents sous-faciès dans ce dernier granite se sont mis en place dans un ordre variable suivant les auteurs et les méthodes utilisées, observations de terrain ou géochimie, (Lapadu-Hargues, 1960 ; Van Moort, 1966 ; Sabourdy et Berthelay, 1977). Néanmoins, il semble dorénavant acquis avec les récentes données géochronologiques que les différents faciès sont sub-contemporains.

Faciès granitique	Age (Ma)	Méthode	Références
Bougès	295 ± 15	Rb/Sr (RT)	Vialette et Sabourdy (1977a)
Finiels	291 ± 11	Rb/Sr (RT)	Vialette et Sabourdy (1977a)
Laubies	286 ± 11	Rb/Sr (RT)	Vialette et al. (1979)
Borne	315 ± 15	Rb/Sr (RT)	Miahle (1980)
Filons d'aplite recoupant le granite du Pont-de-Montvert	298 ± 8	Rb/Sr	Vialette et Sabourdy (inédit)
Bougès	316 ± 4	U/Pb sur monazite	Isnard (1996)
Finiels	305 ± 5	U/Pb sur monazite	Monié et al. (2000)
Bougès	311 ± 3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	Monié et al. (2000)
Finiels	310 ± 3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	Monié et al. (2000)
Auréole thermique autour du granite du Pont-de-Montvert	309 ± 3 308 ± 3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite	Monié et al. (2000)
Bordure déformée du sous-faciès de Finiels	304 ± 3 304 ± 3 305 ± 3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur trois muscovites	Monié et al. (2000)

Tableau IV-1. Synthèse des données géochronologiques existantes pour le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne. RT : Roche totale. Les âges Rb/Sr sont calculés avec une constante de désintégration radioactive de $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

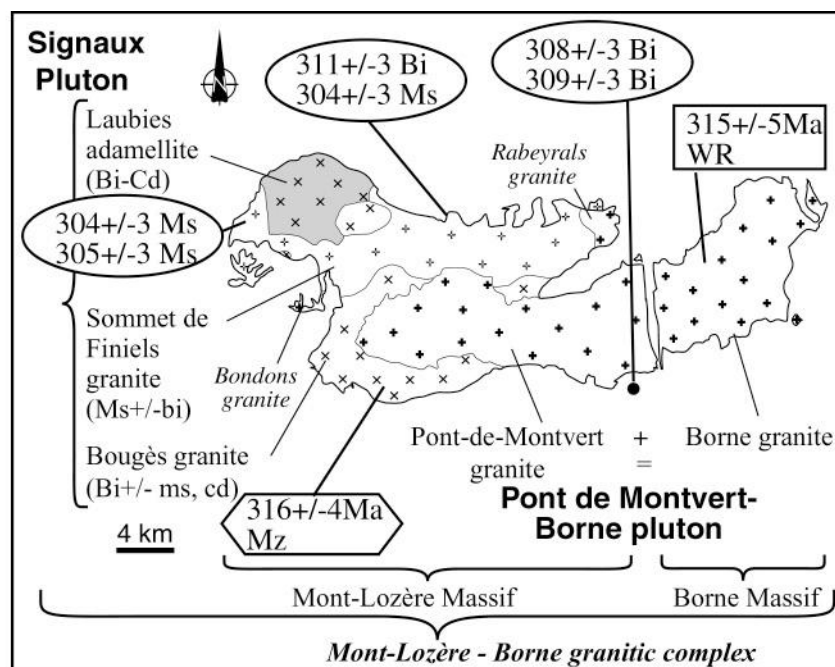


Fig. IV-5. Différents âges obtenus sur le complexe granitique du Mont-Lozère - Borne (Faure et al., 2001). Les méthodes utilisées sont:

○ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ◡ U/Pb □ Rb/Sr

IV.2.1.3. Structure et forme du pluton selon les études antérieures

L'étude de la fabrique et de la structure interne des massifs granodioritiques du Pont-de-Montvert et de la Borne a déjà été réalisée grâce aux techniques classiques de structurologie des granites (comme celles décrites par Marre, 1982) et a donné lieu à deux interprétations différentes.

Fernandez (1977) a utilisé la sous-fabrique des mégacristaux de feldspath potassique pour déterminer la structure du massif du Pont-de-Montvert (Fig. IV-6). Cette technique a été reprise par Miahle (1980) pour le massif de la Borne. Dans les deux cas, les structures planaires du granite suivent généralement les contours du massif et sont donc principalement Est-Ouest. Les structures linéaires montrent un pendage moyen généralement vers le nord aussi bien sur le versant nord que sur le versant sud indiquant selon ces auteurs un étirement N-S. Ces deux études sont d'accord pour considérer que ce pluton est un laccolite à pendage de 40 à 50° vers le nord.

Une autre interprétation a été proposée par Faure et al. (1992). Ils ont considéré que l'utilisation de la sous-fabrique des mégacristaux de feldspath potassique était inadéquate. La structure a été analysée grâce aux orientations d'enclaves sombres microgrenues, aux filons aplitiques, aux plans de clivage des cristaux de biotite ou de macles de plagioclase. Dans ce cas, tout comme précédemment les structures planaires dessinent principalement des ellipses allongées selon un axe Est-Ouest (Fig. IV-7). Les structures linéaires montrent elles des directions Est-Ouest à pendage subhorizontal. De plus, les filons aplitiques sont systématiquement de direction subméridienne et les enclaves montrent un allongement préférentiel Est-Ouest. La déformation montrerait donc un étirement E-W. Par ailleurs, selon Faure et al. (1992), le contact granite-micaschistes à l'échelle de tout le Mont Lozère est fortement penté sur son versant sud alors qu'il pend moyennement vers le nord sur son versant Nord. Enfin, l'étude de la carte des anomalies gravimétriques montrant un enracinement probable à l'ouest du massif a conduit ces auteurs à considérer que le pluton du Pont-de-Montvert était extravasé vers l'Est. Sa mise en place se serait donc faite dans un régime extensif lors du désépaississement crustal de la chaîne hercynienne.

Les deux modèles proposés ne sont donc pas en accord en ce qui concerne la direction d'étirement du massif (N-S ou E-W), sur la structure et la forme tri-dimensionnelle de celui-ci. Notre étude va donc tenter d'apporter des arguments fondés sur les mesures des fabriques magnétiques pour tester la validité de ces modèles. De plus, la combinaison de ces données ASM avec les mesures gravimétriques obtenues récemment sur le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne (Martelet, 1999) permet de préciser la forme tri-dimensionnelle du complexe et de proposer un modèle de mise en place.

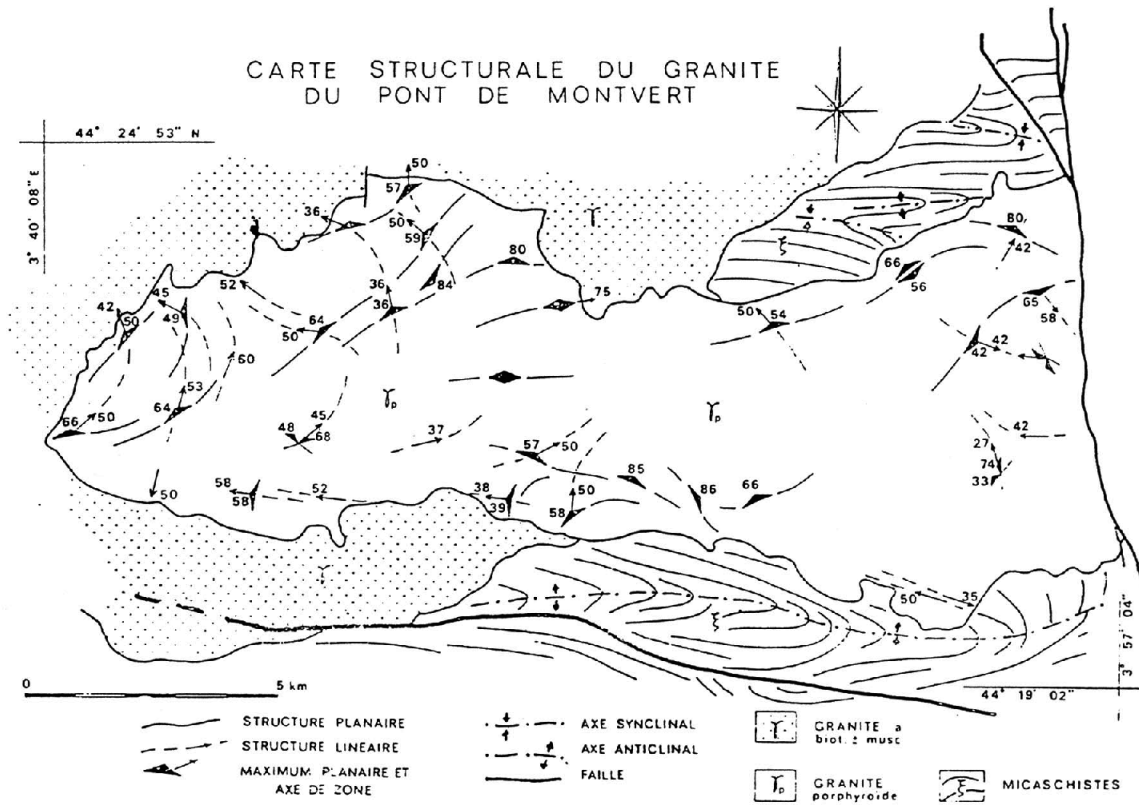


Fig. IV-6. Données de l'analyse des sous-fabriques des mégacristaux de feldspaths potassiques dans le granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Fernandez, 1977).

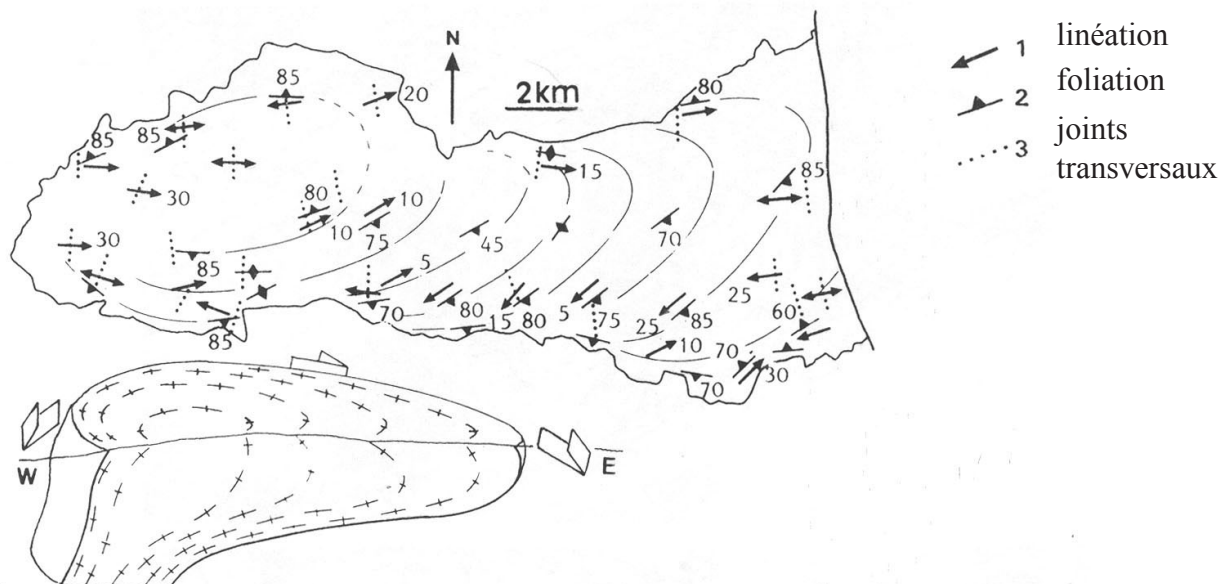


Fig. IV-7. Carte structurale du granite du Pont-de-Montvert et bloc diagramme schématique montrant son extravasement vers l'Est (Faure et al., 1992).

IV.2.2. Structure et forme tri-dimensionnelle du pluton

Cette étude a fait l'objet de deux articles, déjà publié ou sous presse, dont les résultats se recouvrent en partie. La première publication ne concernait que les résultats ASM du granite du Pont-de-Montvert – Borne et se trouve en Annexe IV. La deuxième publication est plus complète, car en plus des résultats ASM sur tout le complexe Mont-Lozère – Borne et d'une étude microstructurale, elle inclue les données gravimétriques acquises par Martelet (1999) et un modèle de mise en place est proposé. Cependant, l'étude détaillée de la minéralogie magnétique n'y figurant pas, celle-ci fait l'objet d'une présentation (Section IV.2.2.1) avant que ne soient exposés les autres résultats (Section IV.2.2.2, article sous presse dans *Journal of Structural Geology*).

IV.2.2.1. Etude minéralogique du complexe Mont-Lozère – Borne

Comme pour le granite de la Margeride, plusieurs méthodes d'identification des porteurs de la susceptibilité magnétique ont été appliquées.

(1) Observation microscopique et diffraction des rayons X

L'observation microscopique confirme les observations de van Moort (1966). Les phases observées sont principalement celles de tout granite, quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite. Dans les faciès à deux micas, apparaît la muscovite et localement quelques cordiérites. Les minéraux accessoires sont allanite, zircon, apatite, épidote. Enfin, quelques petites amphiboles sont généralement associées aux biotites sous forme d'agrégats. Les principaux porteurs de la susceptibilité magnétique semblent donc être des phases paramagnétiques, c'est-à-dire la biotite pour le faciès porphyroïde et l'association biotite-muscovite pour les différents faciès de leucogranite. Dans ces derniers, la présence de cordiérite qui est un minéral présentant une fabrique inverse peut localement "perturber" la fabrique magnétique portée par les micas.

Les spectres de diffraction des rayons X montrent les mêmes phases que celles observées au microscope (Fig. IV-8). La biotite apparaît sous la forme de son pôle ferreux, l'annite. Cependant, des traces d'hématite, minéral anti-ferromagnétique, sont également mises en évidence.

(2) Susceptibilité magnétique et aimantation rémanente naturelle

Les mesures de susceptibilité magnétique pour chaque site d'échantillonnage ASM montrent des valeurs faibles (Fig. IV-9a et b). La distribution monomodale observée pour chaque faciès principal, porphyroïde et à deux micas, indiquent une assez grande homogénéité des faciès d'un point de vue de la susceptibilité magnétique. Pour le faciès porphyroïde, les valeurs comprises entre $57,7$ et $256,6 \times 10^{-6}$ SI sont typiques des granites "paramagnétiques" (Bouchez, 2000). Les valeurs plus faibles pour le faciès à deux micas s'étalant de $6,6$ à $115,9 \times 10^{-6}$ SI sont en accord avec la pétrographie montrant de plus faible teneur en micas, et en particulier en biotite, dans ce faciès. La mesure de l'aimantation rémanente naturelle a été réalisée sur plusieurs spécimens du granite du

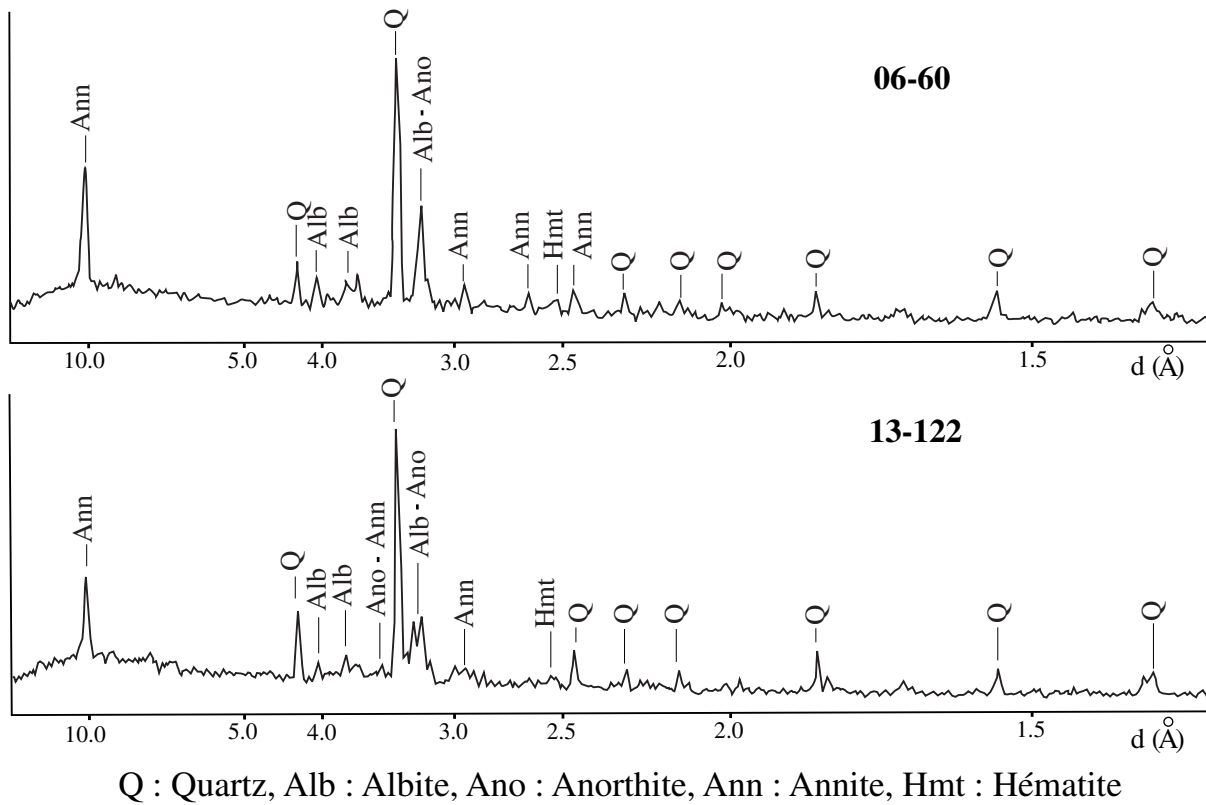


Fig. IV-8. Spectres de diffraction des rayons X sur poudre de deux échantillons de granite porphyroïde provenant du massif de la Borne.

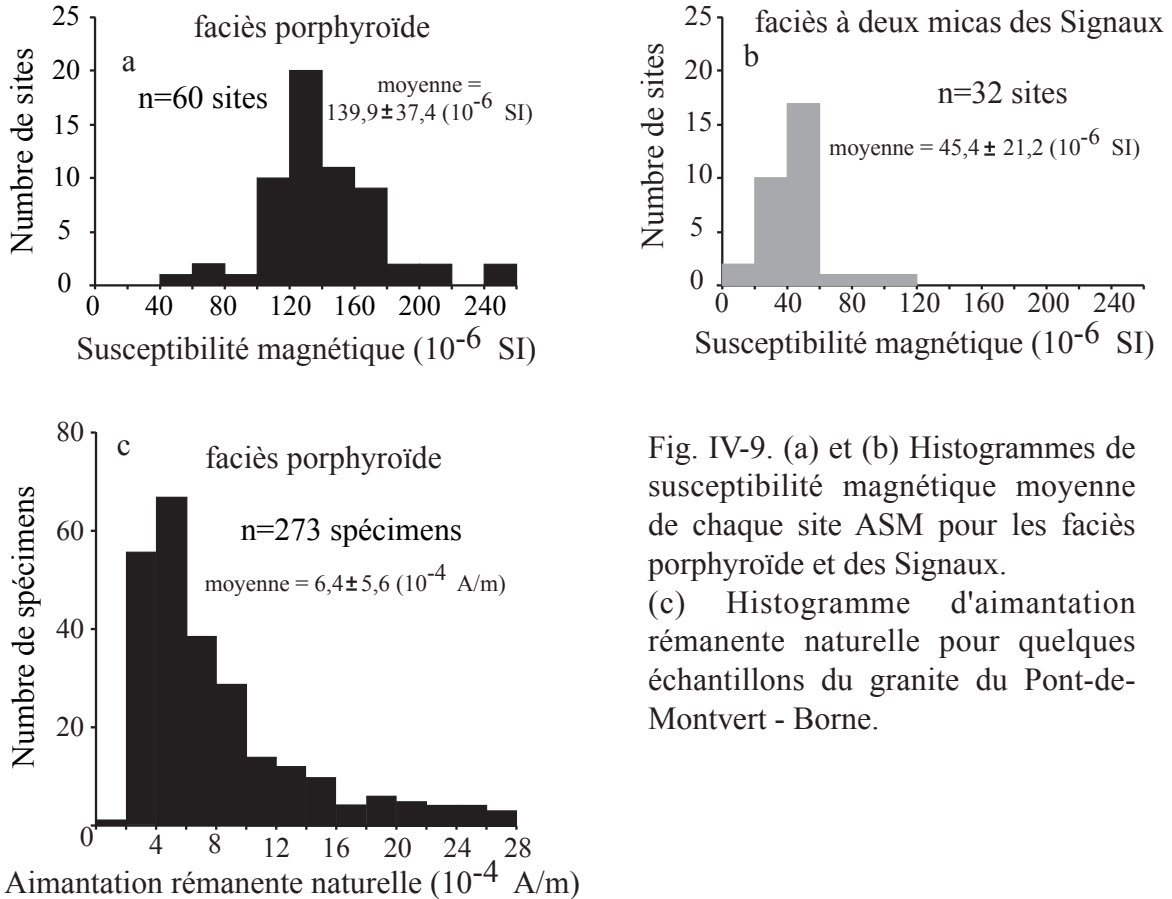


Fig. IV-9. (a) et (b) Histogrammes de susceptibilité magnétique moyenne de chaque site ASM pour les faciès porphyroïde et des Signaux. (c) Histogramme d'aimantation rémanente naturelle pour quelques échantillons du granite du Pont-de-Montvert - Borne.

Pont-de-Montvert – Borne (Fig. IV-9c). Les valeurs sont de nouveau faibles de l'ordre de 10^{-4} - 10^{-3} A/m et montrent l'absence ou la très faible teneur en minéraux ferromagnétiques. La distribution monomodale asymétrique observée indiquent là encore une assez grande homogénéité du granite du Pont-de-Montvert – Borne.

(3) Thermomagnétisme

Les expériences de variation de susceptibilité magnétique en fonction de la température ont permis de mettre en évidence la présence de plusieurs phases ferromagnétiques et de les identifier (Fig. IV-10). Lors de la phase de chauffe de l'échantillon, plusieurs chutes de susceptibilité magnétique sont visibles. Deux décroissances de susceptibilité faiblement marquées aux environ de 130°C et de 630°C (échantillon 02-16) indiqueraient une probable présence respectivement de goethite et d'hématite en faible quantité. Ce type de décroissance ne s'observe que dans quelques échantillons. A l'opposé, une chute importante presque systématique pour tous les échantillons étudiés se produit entre 550 et 600°C. Elle est caractéristique du franchissement de la température de Curie de la magnétite (570°C). Trois phases ferromagnétiques seraient donc présentes dans nos échantillons : la goethite, l'hématite et la magnétite. En réalité, seule cette dernière semblent être presque systématique. Cependant, comme indiqué par les autres expériences de minéralogie magnétique, les teneurs en ces phases ferromagnétiques sont très faibles.

(4) Aimantation rémanente isothermique

Les mesures d'aimantation rémanente isothermique (ARI) montrent toutes le même comportement pour les échantillons étudiés (Fig. IV-11). L'ARI augmente rapidement pour des champs magnétiques faibles (jusqu'à 150 mT) puis elle continue de croître mais plus lentement jusqu'à 1 Tesla. A cette valeur, l'échantillon n'est toujours pas saturé. De telles courbes indiquent la présence de phases ferromagnétiques. L'augmentation rapide pour de faibles champs correspond probablement à la présence de magnétite, tandis que l'absence de saturation magnétique à 1 Tesla indique que des phases difficilement saturables comme l'hématite ou la goethite existent dans nos échantillons. Cependant, les faibles valeurs d'ARI de l'ordre de 0,1 A/m (pour un échantillon de taille standard) pour les champs forts sont en accord avec de très faibles proportions de ces phases ferromagnétiques.

Comme indiqué sur la figure IV-11, une mesure d'ARI sur une enclave microgrenue sombre incluse dans le faciès porphyroïde du Pont-de-Montvert – Borne a été effectuée. Elle montre le même comportement que les autres échantillons excepté que les valeurs d'ARI sont plus forte autour de 1 A/m. En fait, toutes les études magnétiques sur ces enclaves montrent qu'elles sont porteuses des mêmes phases magnétiques que les granites porphyroïdes. Elles sont seulement caractérisées par une plus forte teneur en biotite.

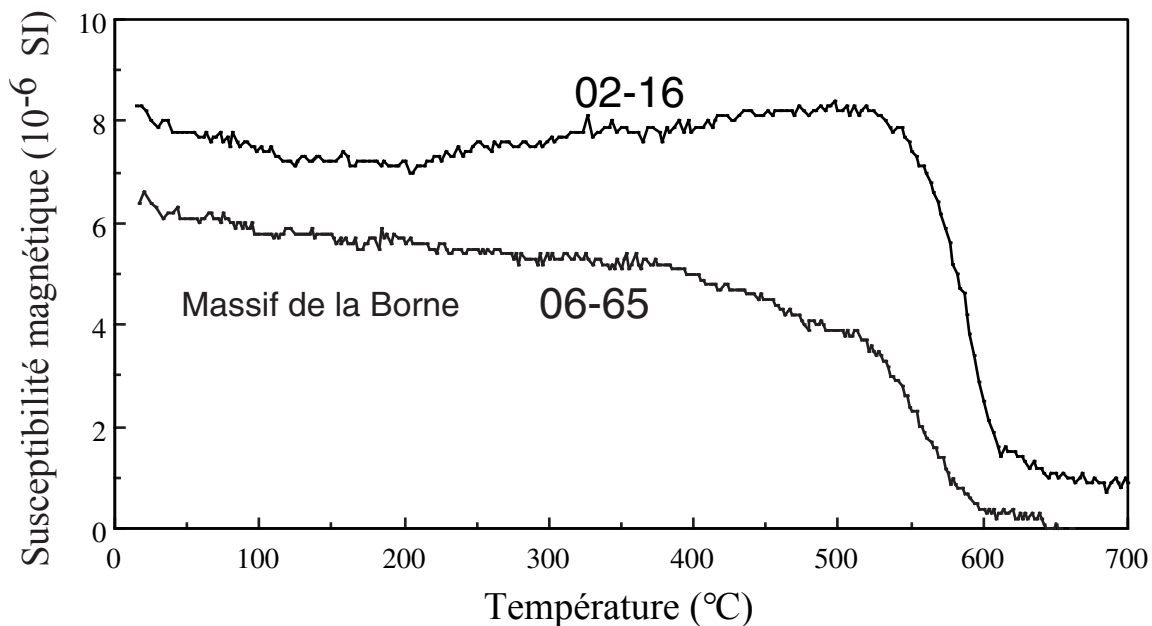


Fig. IV-10. Courbes thermomagnétique représentative lors d'une chauffe à l'air libre. Les deux échantillons sont du faciès porphyroïde et proviennent du massif de la Borne.

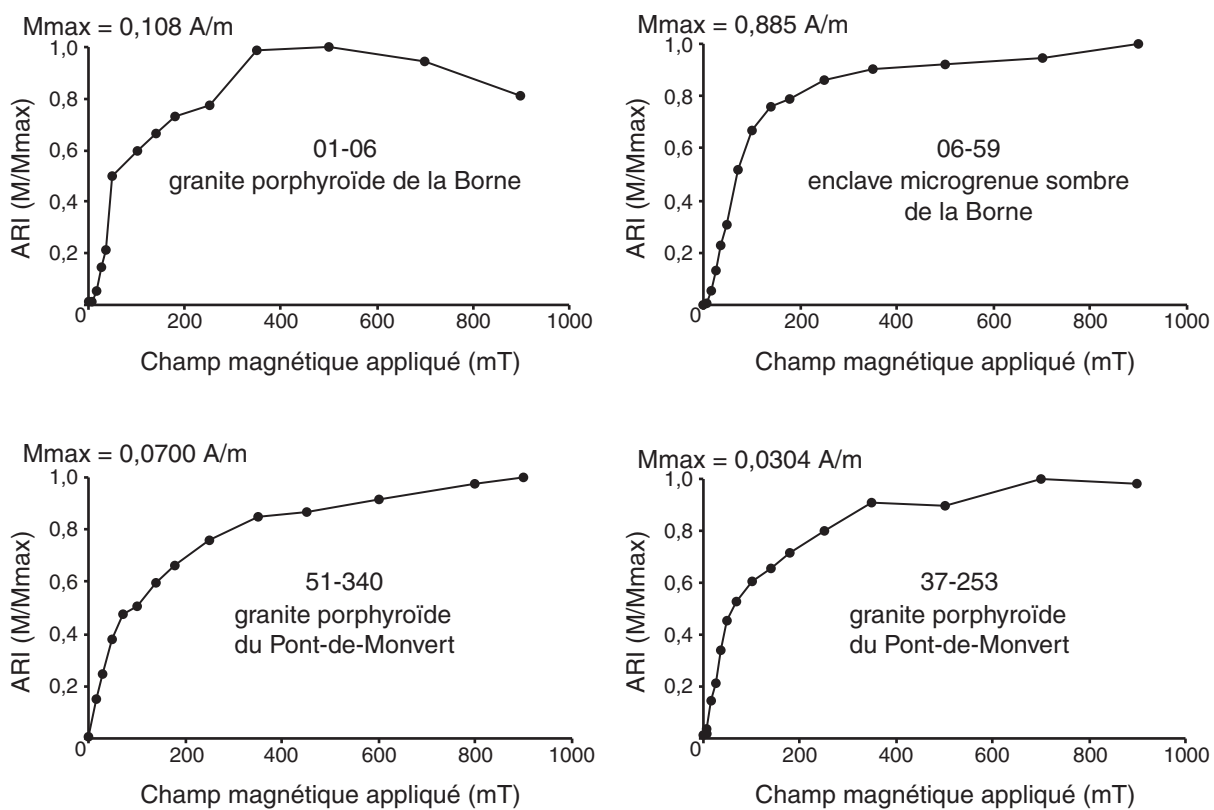


Fig. IV-11. Courbes d'acquisition d'aimantation rémanente isothermique (ARI).

(5) Courbes d'hystérésis magnétique

Les différentes courbes d'hystérésis magnétique acquises sur tous les faciès granitiques montrent le même comportement des échantillons (Fig. IV-12). La superposition linéaire presque parfaite des courbes mesurées en champ magnétique croissant et décroissant témoigne d'un effet dominant des phases paramagnétiques et de l'absence ou de la très faible teneur des minéraux ferromagnétiques. Cela est confirmé par la très faible valeur d'aimantation rémanente à saturation, environ 10^{-4} A.m²/kg.

La mise en œuvre de toutes ces méthodes a permis de préciser les porteurs de la susceptibilité magnétique. Les micas sont les principaux porteurs de l'ASM dans les différents faciès granitiques, c'est-à-dire la biotite pour le faciès porphyroïde et l'association biotite-muscovite pour les faciès à deux micas où localement des cristaux de cordiérite peuvent quelque peu contribuer à l'ASM. Les traces de phases ferromagnétiques, comme la magnétite et l'hématite, mises en évidence contribuent très peu au signal magnétique. Le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne correspond donc à un granite "paramagnétique".

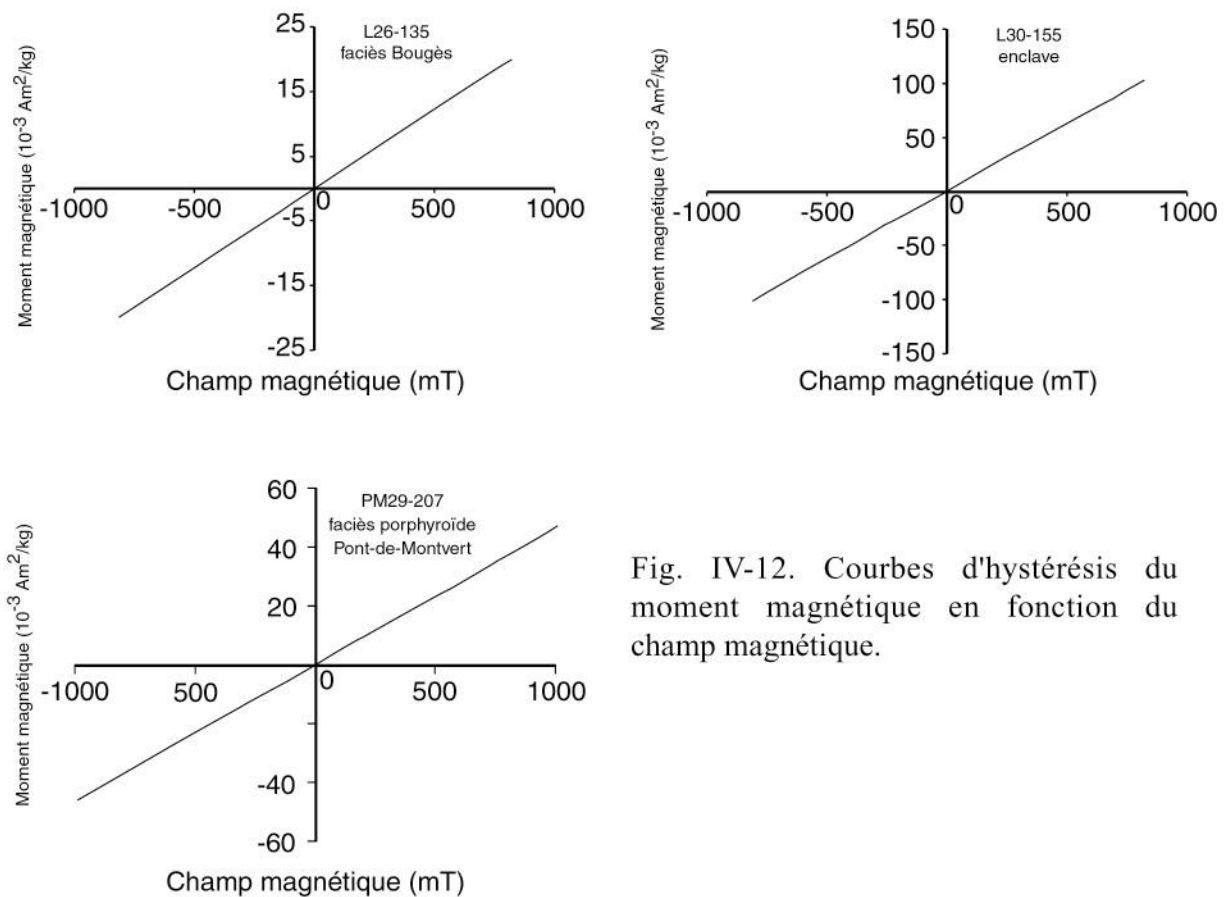


Fig. IV-12. Courbes d'hystérésis du moment magnétique en fonction du champ magnétique.

IV.2.2.2. Un modèle de mise en place du complexe du Mont-Lozère – Borne

Publication n°1 – J.-Y. Talbot, G. Martelet, G. Courrioux, Y. Chen, M. Faure, Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies, *Journal of Structural Geology*, 26, 1, 11-28 (2004).



PERGAMON

Journal of Structural Geology 26 (2004) 11–28

**JOURNAL OF
STRUCTURAL
GEOLOGY**

www.elsevier.com/locate/jsg

Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère–Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies

Jean-Yves Talbot^{a,*}, Guillaume Martelet^b, Gabriel Courrioux^b, Yan Chen^a, Michel Faure^a

^a*Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France*

^b*Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

Received 18 September 2002; received in revised form 18 April 2003; accepted 24 April 2003

Abstract

The emplacement mode and setting of the Late Hercynian Mont Lozère–Borne granitic complex (French Massif Central), which consists of several plutons, is investigated. Structural and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) studies have been carried out to characterize the internal fabrics of the granitic plutons. Throughout the Pont-de-Montvert–Borne pluton, an E–W-trending magnetic lineation is well developed. In the host rock and the thermal aureole, a conspicuous E–W-trending lineation is interpreted as an evidence of a late-orogenic extensional event. To the east of the pluton, the AMS fabric is characterized by values of anisotropy degree (P') around 4–5% with a prolate ellipsoid and subsolidus structures, whereas, to the west, the P' parameter is weaker with an oblate ellipsoid and purely magmatic microstructures. A gravity investigation allows determination of the 3D shape of the pluton. The western part of the granitic complex is thicker than the eastern one and is interpreted as the feeder zone. This suggests an eastward spreading of the magma. The consistency between regional stretching and directions of AMS lineations in the pluton and the shape of the complex deduced from gravity strongly argues that the emplacement mode of the complex was influenced by the regional extensional tectonic setting during the collapse of the Hercynian belt.

© 2003 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS); Gravity; 3D modelling; Granitic pluton; French Massif Central

1. Introduction

It is now well established that in collisional orogens, crustal thickening is responsible for magma production. This magmatism is triggered by compression, and many works were presented in which melting, ascent and emplacement of granitic magmas are associated with contraction or transpression tectonics (D'Lemos *et al.*, 1992; Brown and Solar, 1998). However, during the late stages of orogeny, the collapse of the mountain belt is accommodated by ductile extensional tectonics and magma genesis (Brown and Talbot, 1989; Malavieille, 1993). Although examples of granites emplaced during this late-orogenic extensional phase have been recognized in several belts, such plutons are not well documented (Scaillet *et al.*,

1995). This study intends to illustrate the characteristic patterns that are recorded in such types of granites from the Hercynian Belt of France.

For the last two decades, two methods have proven to be helpful to investigate granite plutons, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and gravity. AMS is a powerful technique to measure internal fabrics of granites, particularly, in plutons where these fabrics are cryptic (Borradaile and Kehlenbeck, 1996; Bouchez, 1997). The magnetic fabric patterns have been interpreted as a record either of the internal dynamics of the magma chamber or of the regional tectonics (Benn *et al.*, 1997, 2001; Gleizes *et al.*, 1997). However, these planar and linear anisotropies reflect only the deformation at the exposed level of the pluton and do not provide information on deep structures. On the contrary, the gravity field is influenced by the granitic mass and therefore allows the description of the shape of the pluton at depth, its thickness variations and the location of

* Corresponding author. Tel.: +33-2-38-49-46-60; fax: +33-2-38-41-73-08.

E-mail address: jean-yves.talbot@univ-orleans.fr (J.Y. Talbot).

possible root zones (e.g. Vignerresse, 1990; Lyons et al., 1996). Joint studies using AMS and gravity data have been already carried out to infer the 3D shape (from gravity) and the regional deformation during emplacement (from AMS) of several plutons (e.g. Améglio et al., 1997; Vignerresse and Bouchez, 1997). By combining these two tools, an emplacement model for a given pluton can also be proposed.

This paper deals with such an integrated study of the Late Hercynian Mont Lozère–Borne granitic complex, located in the southeastern part of the French Massif Central (Fig. 1). The tectonic setting of this area at the time of the pluton emplacement, still compressional or already extensional, is still debated (Fernandez, 1977; Faure et al., 1992; Faure, 1995). Furthermore, since this granitic complex yields geochronological constraints, determining the regional deformation that prevailed during the pluton emplacement is useful for understanding the change from a compressional tectonic event to an extensional tectonic event in this part of the Hercynian orogen. Through our AMS and gravity investigations and the building of a 3D model, we present new insights on the shape of the pluton and on the deformation recorded by the pluton fabric. These new data comply with the previous hypothesis that the Mont Lozère–Borne granitic complex was emplaced during the regional late-orogenic extensional deformation (Faure, 1995).

2. Geological setting

2.1. Regional framework

The geological evolution of the Variscan French Massif Central results from the Paleozoic collision between Gondwana and Laurussia (Matte, 1986). The nappe stacking began in Silurian time and was associated with a HP–MT metamorphism due to subduction. During Devonian, a fast exhumation of HP rocks associated with a migmatization, an unstable sedimentation and a mafic magmatism was interpreted as evidence for a rifting event in the North Massif Central (Faure et al., 1997). A new shortening event accompanied by granitic magmatism occurred during Late Devonian–Early Carboniferous. In the South Massif Central, this shortening event is accommodated by a ductile and synmetamorphic thrusting dated at 340–330 Ma (Caron, 1994). Then, the entire belt experienced a late-orogenic extension at about 330–310 Ma during which several granitic plutons were emplaced (Faure, 1995).

The Cévennes area, located in the south-eastern part of the French Massif Central (Fig. 1a), belongs to the para-autochthonous unit upon which more internal and more metamorphic units were overthrust during the Early Viséan time (Ledru et al., 1989). This para-autochthonous unit consists of a micaschist–quartzite series that underwent a prograde greenschist to lower amphibolite facies metamorphism (Rakib, 1996). The main regional structure of this area is a flat-lying foliation (S1) with a N–S- to NE–SW-

trending lineation (L1) related to the southward thrusting during the Hercynian compression (Mattauer and Etchecopar, 1977; Matte, 1986; Faure et al., 2001). The related metamorphism occurred between 340 and 330 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method on biotite and muscovite; Caron, 1994). The Cévennes area experienced a second tectonic event around 320–310 Ma which is characterized by an E–W- to NW–SE-trending stretching lineation and shear bands cutting the older S1 foliation. The second generation of structures, developed under greenschist facies metamorphism, is attributed to a late-orogenic extensional event (Faure, 1995; Faure et al., 2001). Several granitic plutons, namely Aigoual–St-Guiral–Liron and Mont Lozère–Borne (Fig. 1b), intruded the Cévennes units. Therefore, the emplacement mode and/or internal fabric of the Mont Lozère–Borne complex might record this tectonic regime.

2.2. Mont Lozère–Borne granitic complex

The Mont Lozère massif consists mainly of two petrographic facies, the Signaux two-mica granite and the Pont-de-Montvert porphyritic granodiorite (Van Moort, 1966). The Signaux two-mica granite is subdivided into three subfacies according to the amount of muscovite and cordierite: the muscovite-poor Bougès facies, the muscovite-rich Finiels facies and the cordierite-bearing Laubies adamellite (Fig. 1b). This granite surrounds the western part of the Pont-de-Montvert porphyritic granodiorite. This granodiorite is characterized by the occurrence of large-sized (up to 10 cm) K-feldspar megacrysts. Two small bodies, Les Bondons and Rabeyrals, with different porphyritic facies from the Pont-de-Montvert one, also belong to the Mont Lozère massif (Fig. 1b). Toward the northeast, the Borne porphyritic granodiorite is the former eastern part of the Pont-de-Montvert granodiorite pluton (Fig. 1b). The granodioritic pluton was cut in two parts by the Permian sinistral Villefort fault resulting in a 12-km-offset between the Pont-de-Montvert and Borne massifs, which therefore belong to a single pluton, the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite. All these facies, from Mont Lozère and Borne massifs, form the Mont Lozère–Borne granitic complex.

This complex was emplaced at the end of the Hercynian orogeny in Namurian time. Rb–Sr dating on whole rock yields an age of 315 ± 5 Ma in the Borne granodiorite (Mialhe, 1980). U/Pb monazite dating provides ages of 305 ± 5 and 315 ± 4 Ma from Finiels and Bougès facies, respectively (Monié et al., 2000). Furthermore, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite dating indicates cooling ages of 310 ± 3 Ma for Finiels facies, 311 ± 3 Ma for Bougès facies and 309 ± 3 Ma for the thermal aureole of the Pont-de-Montvert granodiorite (Monié et al., 2000). Consequently, with the available radiometric data, it seems difficult to determine precisely the timing of the emplacement of the different facies. However, according to field structural observations

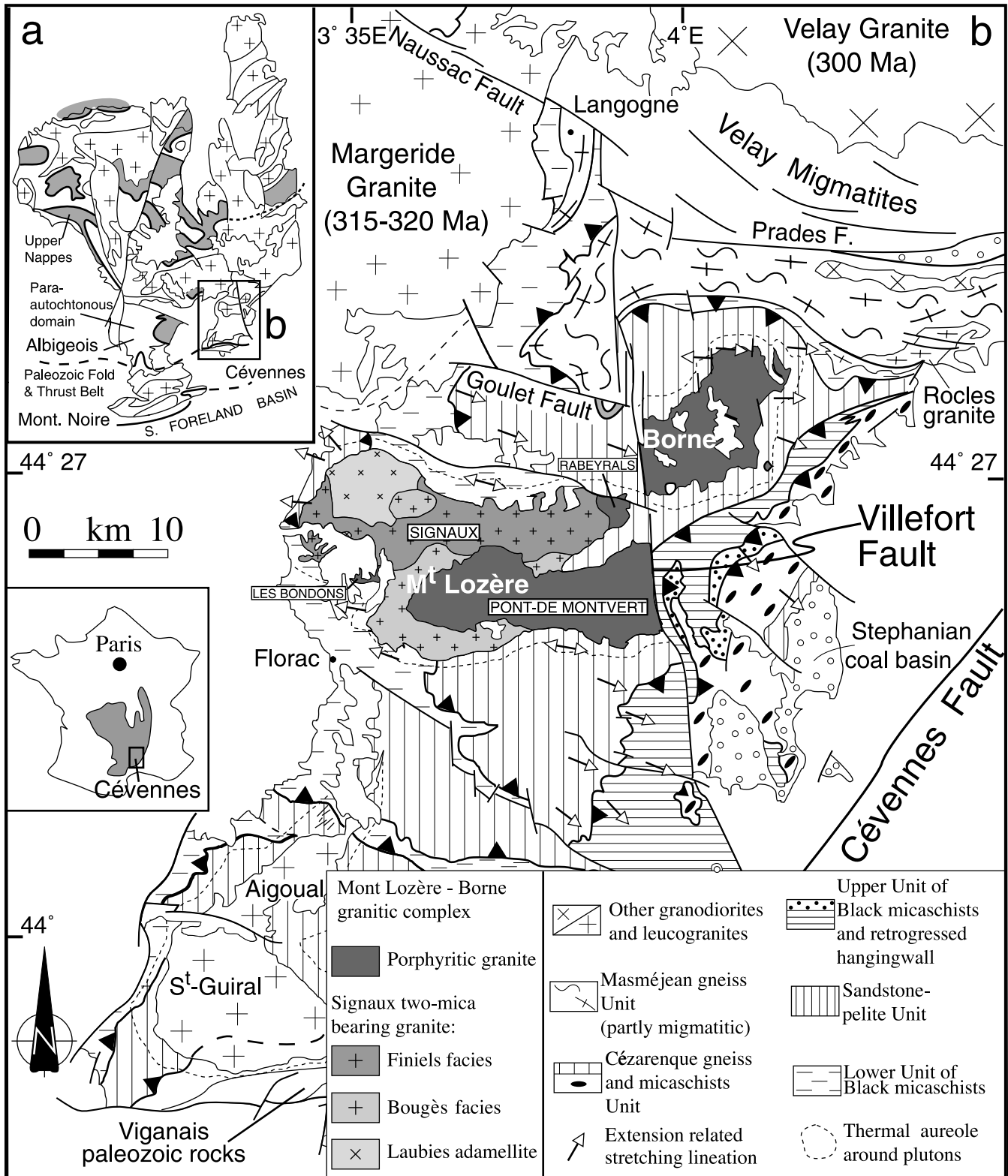


Fig. 1. (a) Location map of the study area in the French Massif Central. (b) Structural map of the Cévennes area. In the Mont Lozère–Borne granitic complex, the different facies labelled with crosses represent the Signaux two-mica granite. White arrows, which point to the sense of shear of the upper part, are extension related lineations.

and occurrence of xenolith (Van Moort, 1966), the Pont-de-Montvert granodiorite intrudes the Signaux pluton.

The structure of the Pont-de-Montvert–Borne granodiorite has already been studied by field and petrofabric structural methods, such as oriented enclaves, aplitic dykes and mineral fabrics (Fernandez, 1977; Mialhe, 1980; Faure et al., 1992; Faure, 1995). Different hypotheses have been proposed for the 3D shape of the pluton and the tectonic regime of its emplacement. Fernandez (1977) and Mialhe (1980) used analyses of K-feldspar megacryst subfabric to argue that the Pont-de-Montvert–Borne granodiorite is a northward dipping granitic sheet that was emplaced during a shortening event. On the contrary, Faure et al. (1992), based on enclaves, cross-joints orientations, biotite and plagioclase subfabrics, considered that this pluton was emplaced during the late-orogenic extension and proposed a laccolith-like shape rooted in its western part and spread toward the east.

2.3. Country rock structures

Far away from the borders of the pluton, regional compressional structures (S1 and L1) are well developed. The flat-lying foliation (S1) is axial planar of synmetamorphic isoclinal folds (Faure, 1995; Charonnat, 2000). The N–S- to NE–SW-trending stretching lineation (L1) is associated with shear criteria indicating a top-to-the-S sense of shear (Mattauer and Etchecopar, 1977). The S1 foliation is refolded by kilometre-scale E–W- to NW–SE-trending folds overturned to the south. This folding is interpreted as a late increment of the same southward-vergent shearing linked to nappe stacking. These early structures are overprinted by extension-related structures developed both in the pluton thermal aureole and in the host rock micaschists throughout the Cévennes area (Fig. 1b). Stretched biotites along an E–W- to NW–SE trend, metre- to millimetre-scale NW–SE upright microfolds, crenulation and penetrative shear bands indicating a top-to-the-SE sense of shear are the best evidence of this extensional event (Faure et al., 2001).

2.4. Thermal aureole structures

Contacts between host rock and granite are generally discordant to the regional foliation of the micaschists. However, another penetrative foliation parallel to the pluton borders develops. This foliation is subvertical along the southern side and dips gently to the north along the northern margin. It is axial planar of E–W- to NW–SE-trending centimetre- to metre-scale folds overturned to the south in the northern flank and upright folds are found along the southern flank (Faure, 1995). Farther from the pluton borders, this foliation and associated folds are rarely observed. Since these structures are not consistent with the regional extensional setting and occur only in the thermal aureole, they were interpreted as due to the pluton

growth and not linked to a regional shortening event (Faure et al., 1992).

In the biotite-, andalusite- and sillimanite-bearing hornfels of the thermal aureole of the granitic massifs, extensional structures are commonly observed. A N80°E- to N150°E-trending shallowly dipping mineral lineation of biotite and andalusite parallel to a crenulation lineation is well developed. Boudinaged andalusite and quartz pressure shadows around biotite porphyroblasts show E–W- to NW–SE-trending stretching. Furthermore, infillings of quartz between andalusite boudins show that stretching is coeval with the crystallization of contact-metamorphic minerals. Along the northern and southern contacts of the pluton, several shear criteria, such as asymmetric pressure shadows, sigmoidal biotite porphyroblasts and shear bands, indicate a top-to-the-E or SE sense of shear (Charonnat, 2000). On the contrary, at the extremities of the pluton, divergent kinematics appear. In the eastern end of the Mont Lozère, the stretching lineation plunges 50–60°E and shows normal motion of host rock with respect to the granite. Along the NW boundaries, shear bands and top-to-the-NW shear criteria indicate that the host rock moved downward to the NW. However, in the whole aureole, top-to-the-E sense of shear represents the main kinematics.

3. Magnetic fabric

3.1. Magnetic mineralogy

An AMS study of the Mont Lozère–Borne complex was carried out since very few mineral-preferred orientations are visible. Details on methodology and magnetic parameters are described in Talbot et al. (2000). The histogram of bulk magnetic susceptibility (BMS) shows weak values for all the granitic facies (Fig. 2). The BMS values of the Signaux two-mica granite are weaker than Pont-de-Montvert–Borne granodiorite ones (Table 1). They show a monomodal distribution and range from 5 to 120×10^{-6} SI with an average of 45×10^{-6} SI. For the Pont-de-Montvert–Borne

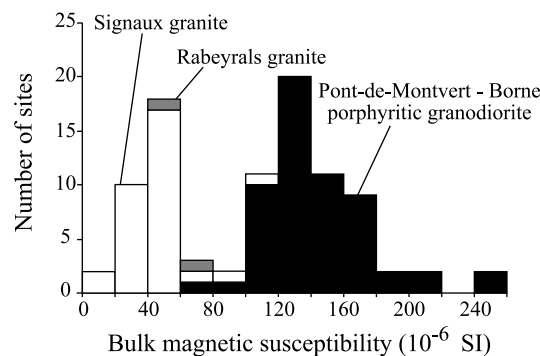


Fig. 2. Histogram of the bulk magnetic susceptibility measured from standard specimens of each sampling site. White, grey and black bars concern Signaux, Rabeyrals and Pont-de-Montvert–Borne granites, respectively.

Table 1

Anisotropy of magnetic susceptibility data. *N*: number of specimens; BMS: Bulk magnetic susceptibility in 10^{-6} SI; Dec, Inc, $\alpha_{95\min}$, $\alpha_{95\max}$: declination, inclination, Bingham (1964) bimodal statistics data, respectively, in degrees; *P'*: anisotropy degree; *T*: shape parameter (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982)

Site	<i>N</i>	BMS	<i>K</i> ₁				<i>K</i> ₃				<i>P'</i> (%)	<i>T</i>
			Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$	Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$		
BO01	11	142.8	274.7	5.4	6.3	7.3	21.3	69.5	7.5	19.6	4.5	−0.434
BO02	9	131.6	263.5	8.1	2.7	7.5	22.4	73.3	4.1	18.2	4.1	−0.379
BO03	11	122.9	263.9	6.3	4.3	6.4	42.0	82.0	4.8	14.6	3.8	−0.445
BO04	13	128.1	268.7	10.0	3.9	7.7	3.8	33.1	7.5	28.8	4.6	−0.360
BO05	19	102.3	89.0	2.8	3.0	4.9	354.6	58.8	4.4	9.9	5.3	−0.315
BO06	14	134.8	267.1	11.3	5.0	8.8	358.8	33.8	8.1	25.2	3.8	−0.526
BO07	9	114.2	261.3	5.7	5.4	6.8	148.4	66.8	5.5	26.2	3.9	−0.482
BO08	8	141.7	80.9	7.5	8.3	18.0	193.6	62.9	7.2	13.4	3.5	0.182
BO09	4	106.3	265.3	11.0	12.8	29.5	19.6	62.7	7.0	26.9	3.2	−0.474
BO10	10	135.5	87.1	3.8	3.8	10.7	292.0	83.4	5.6	20.6	4.7	−0.287
BO11	11	136.6	252.1	1.7	8.0	12.7	161.3	60.1	11.5	14.4	3.7	0.107
BO12	5	132.2	255.1	2.3	4.5	9.2	350.5	58.3	7.1	41.5	2.6	−0.237
BO13	11	123.4	273.6	23.1	7.5	16.5	119.2	67.9	9.0	17.9	3.6	−0.048
BO14	6	124.5	86.4	1.5	2.5	10.7	174.0	30.1	7.4	38.6	3.0	−0.248
BO15	10	138.9	168.7	2.0	8.1	18.8	160.6	55.5	17.8	26.7	2.6	−0.153
BO16	8	126.9	257.6	51.4	10.6	15.5	126.8	31.0	10.8	21.9	7.0	−0.060
BO18	5	78.2	83.6	6.1	6.4	23.3	183.5	35.7	15.3	39.0	2.5	−0.109
BO19	6	109.3	261.8	11.3	14.9	17.0	5.0	52.3	14.8	33.3	4.5	−0.426
BO20	8	125.5	262.5	13.8	5.4	15.4	9.1	50.9	13.1	17.2	4.6	−0.129
BO21	5	159.3	101.2	12.1	5.9	10.6	231.1	69.7	7.8	24.4	5.5	−0.161
BO22	6	165.3	68.7	1.4	1.8	7.0	162.0	61.2	5.4	12.6	6.0	−0.297
BO23	5	170.8	266.7	36.7	4.7	14.7	67.7	55.5	10.2	29.1	3.9	−0.181
BO24	6	154.5	255.5	37.2	5.9	10.6	130.0	35.2	6.4	34.4	4.2	−0.387
BO25	4	209.0	80.8	4.5	5.3	9.8	176.4	48.0	1.1	12.0	3.2	−0.265
BO26	4	157.1	267.7	1.5	2.8	16.1	33.0	73.4	4.4	48.4	3.4	−0.472
PM27	4	218.5	55.5	43.6	1.3	14.8	153.1	6.8	14.1	15.5	4.4	−0.257
PM28	5	147.7	255.6	0.9	19.7	37.6	171.5	42.8	23.8	44.6	4.7	0.110
PM29	6	167.5	256.6	13.0	2.9	8.2	358.8	42.5	8.4	27.1	4.4	−0.183
PM30	7	127.9	245.9	10.8	10.5	16.9	354.9	63.6	7.9	28.1	7.0	0.028
PM31	6	121.1	259.0	0.1	4.9	14.3	356.7	68.3	7.8	26.1	3.8	−0.353
PM32	4	142.3	57.7	47.1	1.5	19.6	286.2	31.3	10.4	19.5	4.2	−0.417
PM33	5	120.0	75.6	19.3	4.4	15.8	168.0	19.2	15.8	43.9	5.5	−0.581
PM34	5	129.5	82.4	13.8	9.1	17.3	196.1	49.8	9.6	40.1	6.5	0.022
PM35	5	173.7	251.8	6.7	7.8	8.0	347.3	42.4	10.1	32.0	3.8	−0.334
PM36	5	256.6	234.7	28.5	6.2	16.5	44.3	59.2	4.4	40.9	1.9	−0.239
PM37	6	172.9	258.0	8.3	3.3	9.2	354.1	12.2	7.0	39.8	3.0	−0.157
PM38	7	140.3	249.6	23.9	4.8	12.0	355.3	29.3	7.0	21.9	2.3	0.005
PM39	4	140.1	245.0	14.6	5.6	13.2	1.4	45.9	2.7	44.9	2.4	−0.167
PM40	4	81.8	105.7	10.8	19.0	35.4	336.5	42.9	1.0	49.7	2.2	−0.196
PM41	4	248.7	247.8	25.0	7.2	14.8	3.8	43.1	1.4	9.9	3.1	0.484
PM42	5	107.7	251.3	20.0	5.1	14.0	25.5	61.6	5.9	27.9	2.9	−0.194
PM43	6	153.4	269.1	41.6	11.5	21.8	44.5	41.9	9.1	24.4	2.1	0.357
PM44	4	162.9	254.4	18.0	9.0	17.4	351.3	31.5	13.7	33.1	1.9	−0.027
PM45	4	117.0	237.4	48.8	14.5	43.9	5.0	40.5	8.1	42.7	1.5	−0.097
PM46	6	154.4	271.2	15.8	8.5	25.6	138.9	53.8	15.2	22.7	4.7	0.226
PM47	7	166.7	263.5	2.9	6.0	8.5	158.3	74.6	6.9	16.3	2.8	−0.065
PM48	4	183.1	281.3	26.0	8.0	15.9	19.1	27.7	11.7	41.1	1.8	0.109
PM49	7	172.3	258.3	26.5	8.4	25.4	110.2	61.6	23.6	33.9	3.8	0.056
PM50	6	138.7	272.6	3.7	4.7	29.4	169.6	68.1	6.9	21.6	2.0	0.122
PM51	6	131.6	105.4	4.5	10.1	30.7	7.0	34.3	16.5	34.0	3.6	0.405
PM52	6	127.7	261.7	63.5	17.7	23.1	70.0	21.5	16.0	27.9	5.5	0.064
PM53	7	160.7	292.5	43.3	19.5	30.8	68.6	48.1	13.5	22.6	2.1	0.296
PM54	6	185.1	318.3	14.9	22.6	42.2	69.0	75.3	26.8	32.7	1.8	0.003
PM55	6	133.4	263.5	7.7	22.9	33.4	176.5	16.9	20.4	28.5	1.7	−0.053
PM56	5	104.8	206.9	3.0	12.2	40.4	93.5	52.1	13.5	25.6	3.6	0.335
PM57	5	106.9	280.9	39.9	8.8	33.7	89.4	55.2	30.9	35.4	4.6	0.179
L01	5	31.7	296.5	3.2	9.3	38.3	178.8	56.1	11.4	19.8	5.0	0.500
L02	5	41.7	115.7	11.6	9.2	13.4	18.5	27.1	8.0	11.6	15.1	0.414

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Site	N	BMS	K_1				K_3				P' (%)	T
			Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$	Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$		
L03	7	115.9	265.2	1.2	9.9	13.2	352.0	36.9	7.2	23.2	3.8	0.320
L04	5	58.7	260.6	7.7	11.6	34.8	3.2	10.5	13.5	36.5	3.0	0.122
L05	7	88.0	97.3	23.6	21.5	28.7	188.0	11.0	23.8	38.1	2.7	0.116
L06	6	50.5	236.4	38.4	7.9	14.7	346.2	26.1	12.2	39.5	3.2	0.151
L07	4	50.7	222.7	27.2	10.9	14.9	321.7	3.6	9.8	33.6	3.0	-0.225
L08	5	54.3	221.5	13.9	14.2	24.2	42.2	70.2	7.6	46.5	5.3	-0.035
L09	7	46.3	155.2	70.8	22.7	29.8	269.8	12.3	21.7	35.1	5.0	0.032
L10	6	50.8	259.7	53.1	15.6	32.5	42.9	42.8	20.9	38.9	4.3	-0.048
L11	6	24.9	67.3	15.0	26.4	34.0	327.0	28.7	13.7	38.3	4.1	0.266
L12	8	22.3	298.1	12.4	5.0	18.6	50.7	57.7	4.0	12.3	12.0	0.502
L13	6	56.6	127.4	1.3	7.0	8.9	217.8	23.2	6.6	12.6	3.0	-0.342
L14	4	44.5	336.0	27.7	5.3	29.6	215.6	49.9	10.8	16.0	3.8	0.410
L15	5	36.4	338.0	75.3	4.0	6.7	221.9	6.8	3.5	8.8	6.2	-0.011
L16	4	47.5	225.2	20.1	7.1	23.5	334.4	39.9	12.4	29.9	3.5	0.099
L17	5	53.2	124.8	1.2	6.3	20.3	34.9	22.7	10.5	19.3	4.6	-0.062
L18	6	101.8	292.2	21.2	6.7	15.5	45.5	49.0	7.1	19.0	3.1	0.204
L19	7	102.1	103.0	1.6	7.0	20.4	15.1	56.8	6.9	18.8	3.9	0.206
L20	6	43.6	330.0	12.0	19.6	41.8	65.5	25.0	23.6	31.2	5.1	0.218
L21	7	6.6	293.1	34.8	25.4	30.1	47.8	41.7	24.7	31.1	144.8	0.198
L22	4	54.5	254.8	17.7	14.6	22.3	349.6	13.1	6.8	16.1	6.5	0.240
L23	6	16.2	334.8	41.4	25.9	39.7	76.6	53.9	25.9	31.8	9.2	0.206
L24	6	37.3	104.2	14.4	22.2	32.7	9.5	27.1	20.3	28.1	4.3	0.384
L25	5	53.1	323.5	67.8	13.1	47.4	29.7	10.2	11.0	31.5	8.1	0.517
L26	4	74.6	222.7	43.0	9.1	22.2	334.9	21.3	5.8	22.7	6.7	0.082
L27	6	57.5	175.6	45.8	14.8	30.0	49.1	47.3	11.3	34.4	4.4	0.193
L28	5	54.4	249.6	18.6	7.3	21.5	337.3	24.5	3.4	39.1	5.5	-0.021
L29	7	43.2	247.3	26.8	9.2	22.8	128.3	45.1	11.8	31.5	3.4	-0.031
L30	5	30.9	145.3	39.3	8.2	22.8	38.7	20.0	3.2	9.2	12.5	0.567
L31	6	26.5	275.4	24.5	16.8	36.6	45.9	44.3	23.4	34.9	11.3	-0.189
L32	5	22.8	105.6	6.2	13.0	47.6	8.5	53.9	10.6	33.1	12.2	0.716
L33	5	31.1	271.9	21.0	22.0	39.2	350.7	0.2	19.7	29.4	6.1	0.003
L34	5	25.1	80.8	7.9	7.6	19.7	340.5	45.8	16.2	31.5	7.2	-0.165
L35	7	57.7	52.5	67.1	22.9	35.0	334.8	21.9	26.5	32.1	2.0	0.107
L36	5	63.1	302.8	4.3	4.0	45.8	44.1	35.9	21.2	27.8	2.2	-0.027

granodiorite, BMS values range from 75 to 255×10^{-6} SI with an average of 145×10^{-6} SI. These weak values are typical of granites for which main carriers of AMS are paramagnetic phases such as micas, amphiboles or cordierite (Bouchez, 1997). The other magnetic mineralogy analyses (thermomagnetism, isothermal remanence magnetization, microscopic observations) show that micas, mainly biotite, are the main carriers of the susceptibility. Few grains of magnetite and hematite also occur but do not significantly contribute to the AMS. Therefore, the measured AMS fabric pattern corresponds mainly to the mica subfabric. The pole of the magnetic foliation plane (K_3) is orthogonal to the mean orientation of the (001) cleavage of the mica grains. Magnetic lineation (K_1) is parallel to the zone axis of the (001) cleavage of the mica grains.

3.2. Fabric pattern

The AMS was measured for 92 sites, 25 in the Borne massif and 67 in the Mont Lozère massif, and in this latter, mainly in the Signaux pluton and in the Pont-de-Montvert

porphyritic granodiorite with 32 and 33 sites, respectively, and 2 sites in the Rabeyrals granite. At a given site, the number of sampled specimens varies between 4 and 19. For each site, the site-average orientation and confidence intervals at the 95% level, which correspond to the $\alpha_{95\min}$ and $\alpha_{95\max}$ (Bingham, 1964) was computed for K_1 and K_3 axes (Table 1). If confidence level of a magnetic axis, K_1 and/or K_3 , is smaller than 20° within a site, this magnetic axis is considered as well-defined, otherwise it is poorly-defined, that is the site-average orientation is not reliable. Fig. 3 shows AMS stereonet for each site in the Mont Lozère complex. Specimen results, average orientations and confidence ellipses are plotted. For the Signaux granite, the site-average orientation is often poorly-defined. Magnetic lineation and foliation are well-defined only within 16 and 11 sites out of 32, respectively. In the NW part where AMS fabrics are the most well-defined, the lineation trends NW–SE with variable plunge and the foliation strikes NW–SE with moderate or strong dip toward NE or SW. In other parts of the Signaux pluton, the magnetic fabric is poorly-defined (with high α_{95} values for AMS principal axes) and its

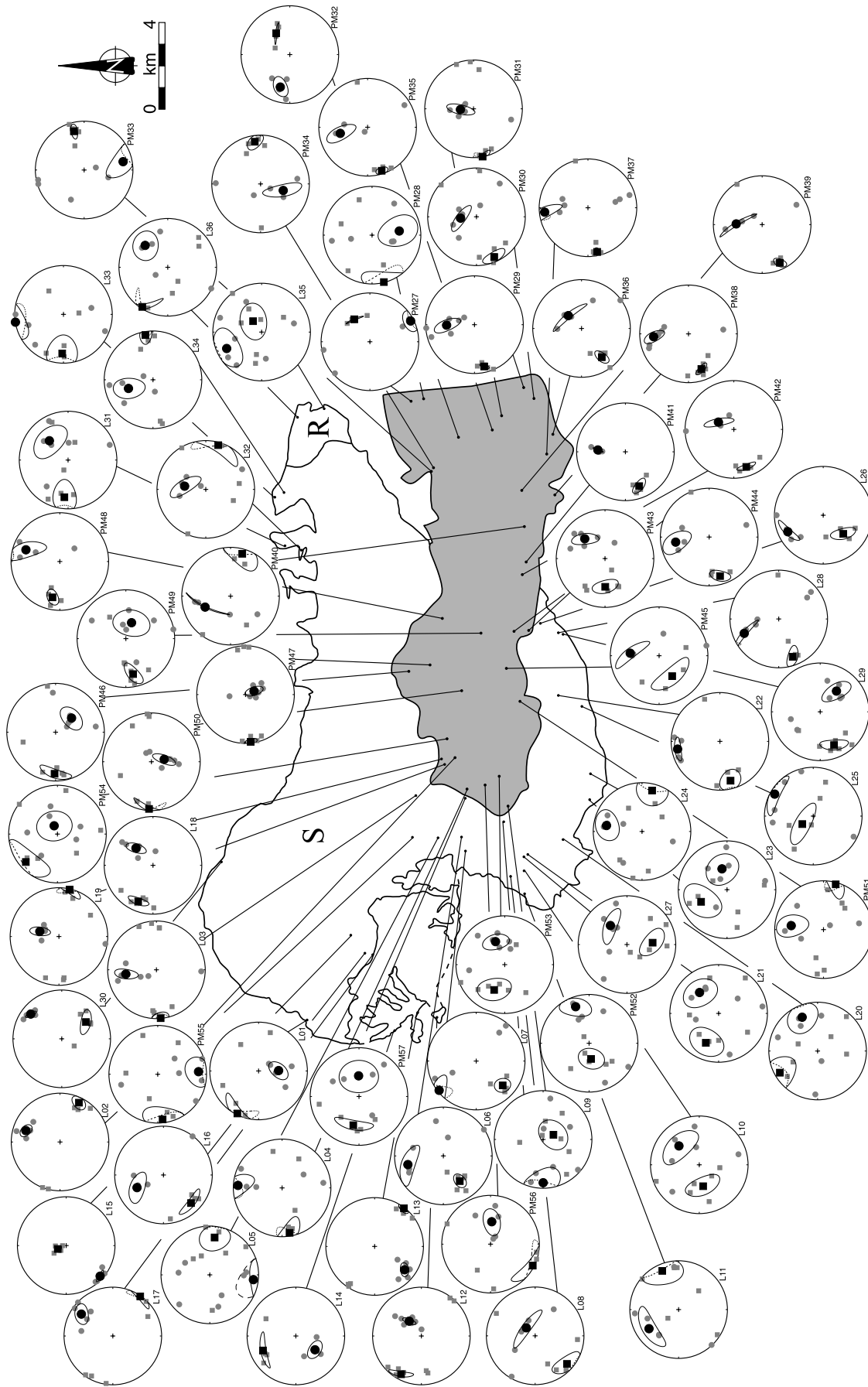


Fig. 3. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of the Mont Lozère massif (Grey: Pont-de-Montvert porphyritic granodiorite, S: Signalux two-mica granite, R: Rabeyrals granite). Squares and circles are K_1 (magnetic lineation) and K_3 (pole of magnetic foliation), respectively. Small grey dots and larger black ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. Confidence ellipses are drawn around average orientation direction.

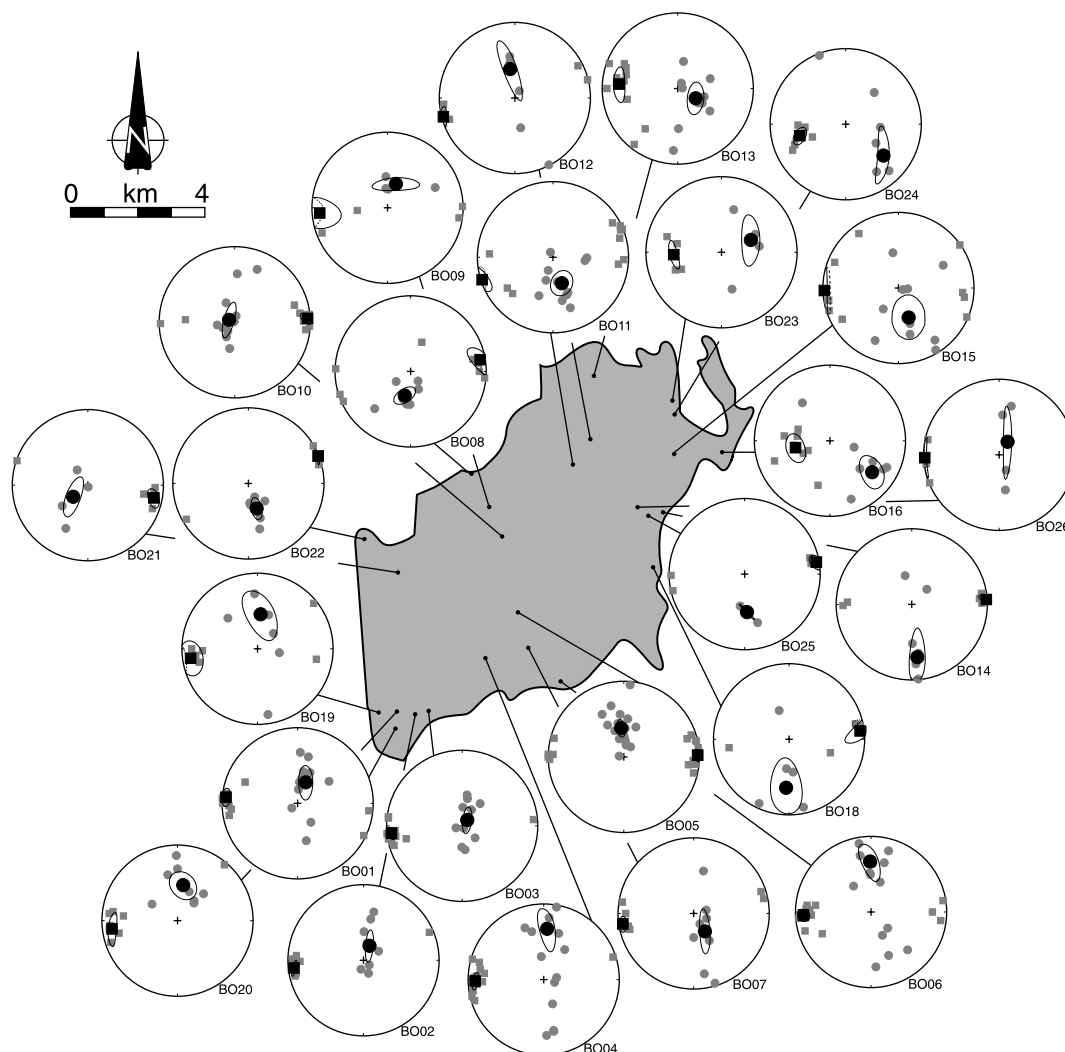


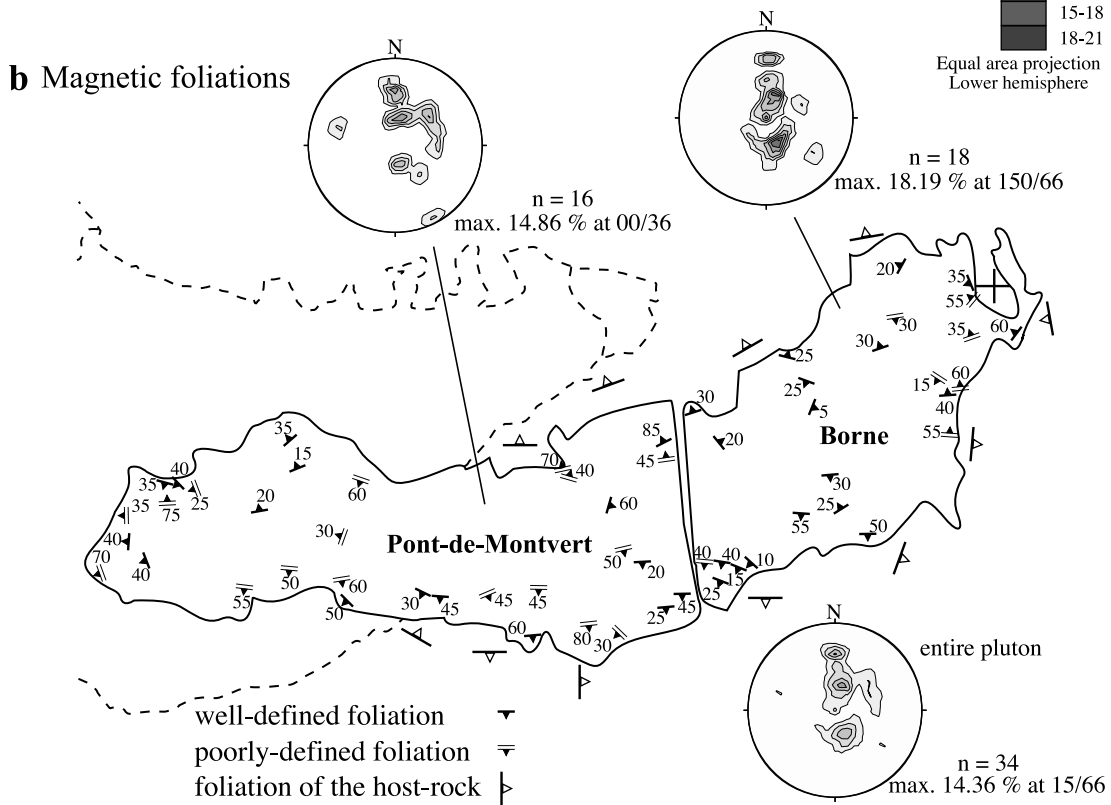
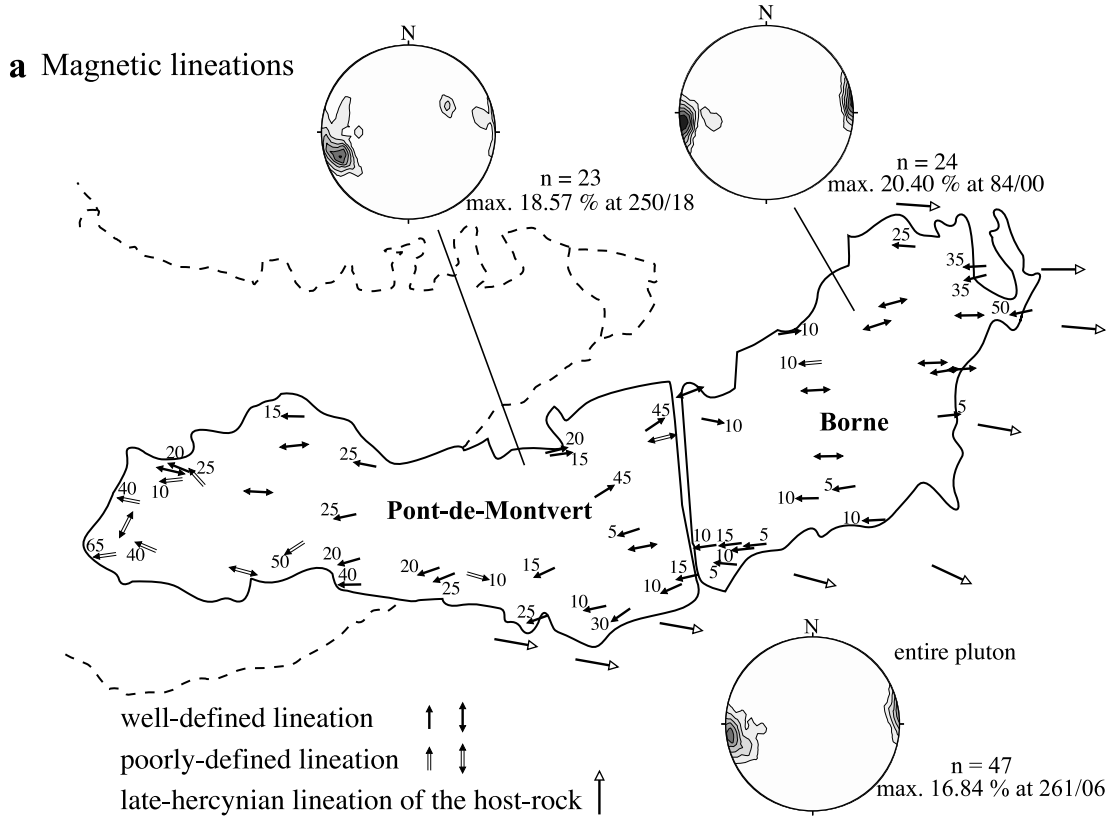
Fig. 4. Equal-area projection of AMS results for each sampling site of the Borne massif. Same captions as Fig. 3.

pattern is more complex. On the contrary, the AMS results are generally less scattered in the Pont-de-Montvert granodiorite (Fig. 3). For a given site, fabrics of all the specimens are better grouped. This is confirmed by the results in the Borne massif where magnetic lineations and foliations are, respectively, well-grouped in 24 and 18 sites out of 25 (Fig. 4). As AMS results are generally well-defined in the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite, a more detailed study of this pluton was carried out.

In this pluton, the main paramagnetic phase is biotite. Like in the Signaux granite, the traces of ferromagnetic phases do not significantly alter the magnetic susceptibility signal given by micas (Talbot et al., 2000). The fabric pattern of this granite shows a well-developed subhorizontal plunging E–W lineation throughout the pluton, particularly

in the Borne and the eastern part of the Pont-de-Montvert (Fig. 5a). However, in the westernmost part of the Pont-de-Montvert, some sites do not show this linear preferred orientation. The sites where the lineation is poorly-defined, show either a horizontal or a moderately plunging lineation. The foliation pattern is more complex (Fig. 5b). Generally, the foliation planes dip away from the pluton centre, except in the eastern part of the Borne massif where the trend of the foliation crosscuts the margins. However, the magnetic foliations are often parallel to the borders with steeper dips along the southern border than along the northern one. In the westernmost part of the Pont-de-Montvert massif, foliation planes follow also the margin of the pluton and foliation trends form a curve parallel to the border. Conversely to this well-defined pattern, in the inner part of the pluton, the foliation trends are more scattered with variable dips.

Fig. 5. Magnetic fabric of the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite. (a) Magnetic lineations. (b) Magnetic foliations. The Borne massif is restored in its initial position before left-lateral displacement along the Villefort fault. On the stereonets, only the data from well-defined sites are plotted.



3.3. Scalar magnetic data

To describe the shape of the AMS ellipsoid, two parameters, T and P' (Jelinek, 1978, 1981; Hrouda, 1982) are computed. The shape parameter, T , given by $T = [2 \times \ln(K_2/K_3)/(\ln(K_1/K_2))] - 1$, where K_1 , K_2 , K_3 are maximum, intermediate and minimum axes of the AMS ellipsoid, respectively, indicates the shape of ellipsoid (i.e. prolate or oblate ellipsoid). It allows us to know if the magnetic fabric is rather linear or planar. In addition, the anisotropy degree, $P'(\%) = \{\exp\sqrt{[2 \times \sum(\ln K_i - \ln K_{\text{mean}})^2]} - 1\} \times 100$, where $i = 1, 2, 3$ and $K_{\text{mean}} = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ is an indicator of the intensity of the AMS ellipsoid (Table 1). Prolate type ellipsoids characterize the eastern part of the pluton, i.e. the Borne massif and the eastern part of the Pont-de-Montvert granodiorite (Fig. 6a), whereas oblate type ellipsoids are predominant in the western part. The P' parameter displays low values between 1.7 and 7% typical of granites where the biotite carries the magnetic signal (Bouchez, 1997). The map distribution of the anisotropy degree shows also a difference between the eastern and western parts of the pluton (Fig. 6b). Higher values are found in the eastern part, where P' ranges from 2.5 to 7%. In the western part, where P' is generally weak (lower than 3%), few sites located near the pluton borders show stronger values around 3 to 5.5%. Consequently, eastern and western parts of the pluton are characterized by different AMS features. A well-defined horizontal E–W-trending lineation, intense and prolate fabrics are found in the eastern part of the pluton whereas the western part is characterized by more scattered lineations, weaker and oblate fabrics.

4. Microstructural observations

It is important to determine which stage of the crystallization and cooling history the fabrics recorded. A magmatic state fabric is acquired when the granite is still above the solidus, that is during crystallization, whereas a solid-state fabric characterizes subsolidus conditions. Previously, several studies dealing with microstructural criteria to distinguish magmatic or solid-state structures have been presented (e.g. Paterson et al., 1989, 1998; Bouchez et al., 1992). In the Pont-de-Montvert–Borne pluton, microstructures are analysed in 29 sampling sites and three main microstructural types are recognized (Fig. 7).

Type I microstructure: At three sites, located only in the western part of the pluton (Fig. 7a), the granite presents a peculiar facies characterized by rare biotite grains without any evidence of deformation, such as lack of undulose extinction and kinking or bending of (001) cleavage planes (Fig. 7b). Millimetre-sized grains of quartz and feldspar are surrounded by a fine-grained (10–100 μm) quartz–feldspar matrix. The large quartz grains show no sign of undulose extinction or recrystallization. Sometimes, small grains are

included into larger grains and can form an inner corona near grain boundaries. In some specimens, myrmekites also occur and can be abundant. This microstructure looks like ‘melt relocation’ texture in which the fined-grained fraction is a result of late-magmatic melt crystallization (Hibbard, 1987). The absence of deformation criteria shows that type I microstructure formed during the magmatic state.

Type II microstructure: This is the most common type in the western part of the pluton (Fig. 7a). This type is characterized by millimetre-sized rounded quartz grains with slight undulose extinction and very little evidence of recrystallization. Biotite and feldspar do not show any deformation. This microstructural type is subdivided into two subtypes, IIa and IIb (Fig. 7c and d). The only difference between subtypes IIa and IIb is that the former contains small grains of quartz and feldspar and some myrmekites (Fig. 7c) indicating slight melt relocation as in the type I microstructure. In the subtype IIa, some K-feldspar grains are fractured with infillings of small grains of quartz, which grew from a quartz crystal outside of the fracture. This latter one corresponds to the submagmatic fractures described by Bouchez et al. (1992). But generally, in type II microstructures (Fig. 7c and d), significant solid-state deformation has not been observed. Hence, the fabric is probably acquired in the magmatic state but can also record some submagmatic deformation.

Type III microstructure: In the eastern part of the pluton and in one site in the northwestern margin (Fig. 7a), the microstructures differ from that of types I and II. Quartz shows an intensive dynamic recrystallization with numerous subgrains with serrated boundaries. A conspicuous undulose extinction of clasts is developed (Fig. 7e). Biotites are kinked and bent. However, feldspars do not show any signs of recrystallization or deformation. Furthermore, gneissic structures are absent. Hence, type III microstructure was developed in the solid state, soon after the magma had completely crystallized. Since there is no trace of a later post-solidus deformation (i.e. gneissification) the corresponding fabric was probably acquired in a subsolidus state when the pluton was already crystallized.

The geographic distribution of those three types of microstructures shows an obvious difference between the eastern and western parts of the pluton (Fig. 7a). This map distribution is similar to that of parameter P' (Fig. 6b). So, a good correlation between the type of microstructures and P' values can be established (Fig. 8). For the sites with magmatic microstructures, P' ranges from 1.9 to 3.8% (Type I) and from 1.5 to 3.6% (Type II) except for one site with a P' value of 5.5%. The sites with subsolidus structures generally have higher P' values, from 2.6 to 7.0%. Therefore, samples that experienced a solid-state deformation have a stronger anisotropy degree than those where magmatic structures are preserved. Since no correlation between P' and BMS can be established (Table 1), and microscopic observations do not show petrographic differences, such as alteration, between the eastern and western

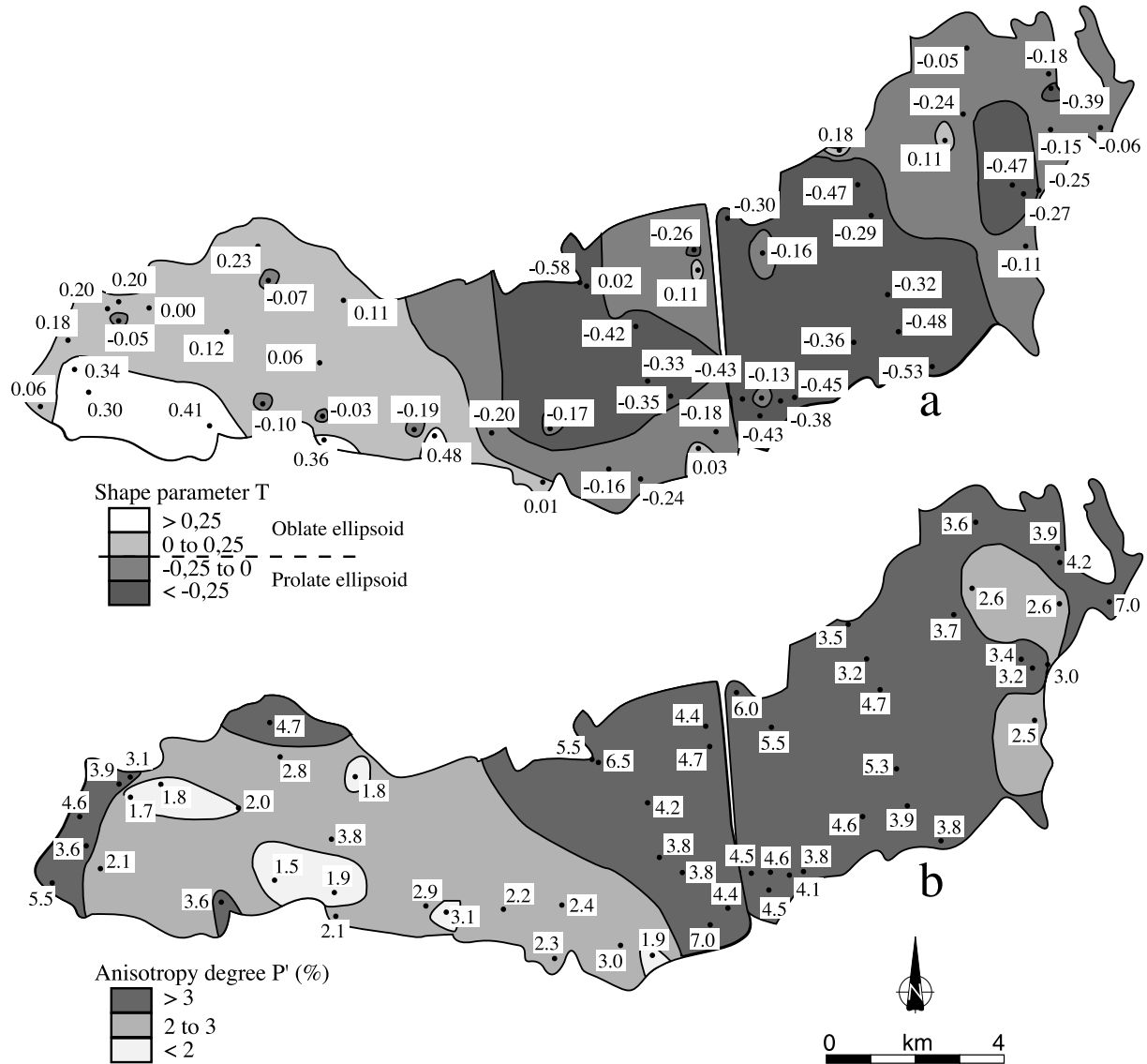


Fig. 6. Map of the scalar parameters. (a) Shape parameter, T . (b) Anisotropy degree, P' (%).

parts of the pluton, the geographic variations of P' are not likely due to variations of magnetic properties of our specimens. On the contrary, the higher P' values may reflect stronger preferred orientations of the AMS carrier minerals.

The above-described microstructures are either purely magmatic or formed just after the complete crystallization of the magma (in the subsolidus stage), with no sign of deformation well after complete crystallization. Therefore, the magnetic fabric was acquired during and just after the magma crystallization and was not modified by later events.

5. Gravity study

In the Mont Lozère area, since the gravity coverage was not sufficient to perform a detailed gravity modelling, 1200 new gravity stations have been surveyed, as part of GéoFrance 3D program (Martelet et al., 1999). This led to

an average coverage of one station per km^2 , broadly enclosing the outcropping limits of the Mont Lozère and Borne massifs (Fig. 9a). The complete Bouguer anomaly was computed using a reference density of 2.67 g/cm^3 and terrain corrections up to 167 km. Its overall accuracy is better than 1.1 mGal (Martelet et al., 1999). To the first order, long wavelengths of the gravity signal are related to deep sources. As we want to focus on granites that crop out at the surface, the long wavelengths in the Bouguer anomaly have been removed by fitting a polynomial of degree 3 to the gravity anomaly over the entire Massif Central. Fig. 9a shows the resulting residual Bouguer anomaly that represents the effect of density heterogeneities located below the topography, down to a few kilometres. To the first order, the negative anomaly can be correlated to the granite complex, with a clear asymmetry between northern and southern limits of the Mont Lozère–Borne complex. To the south, the pluton–host rock boundary is underlined by

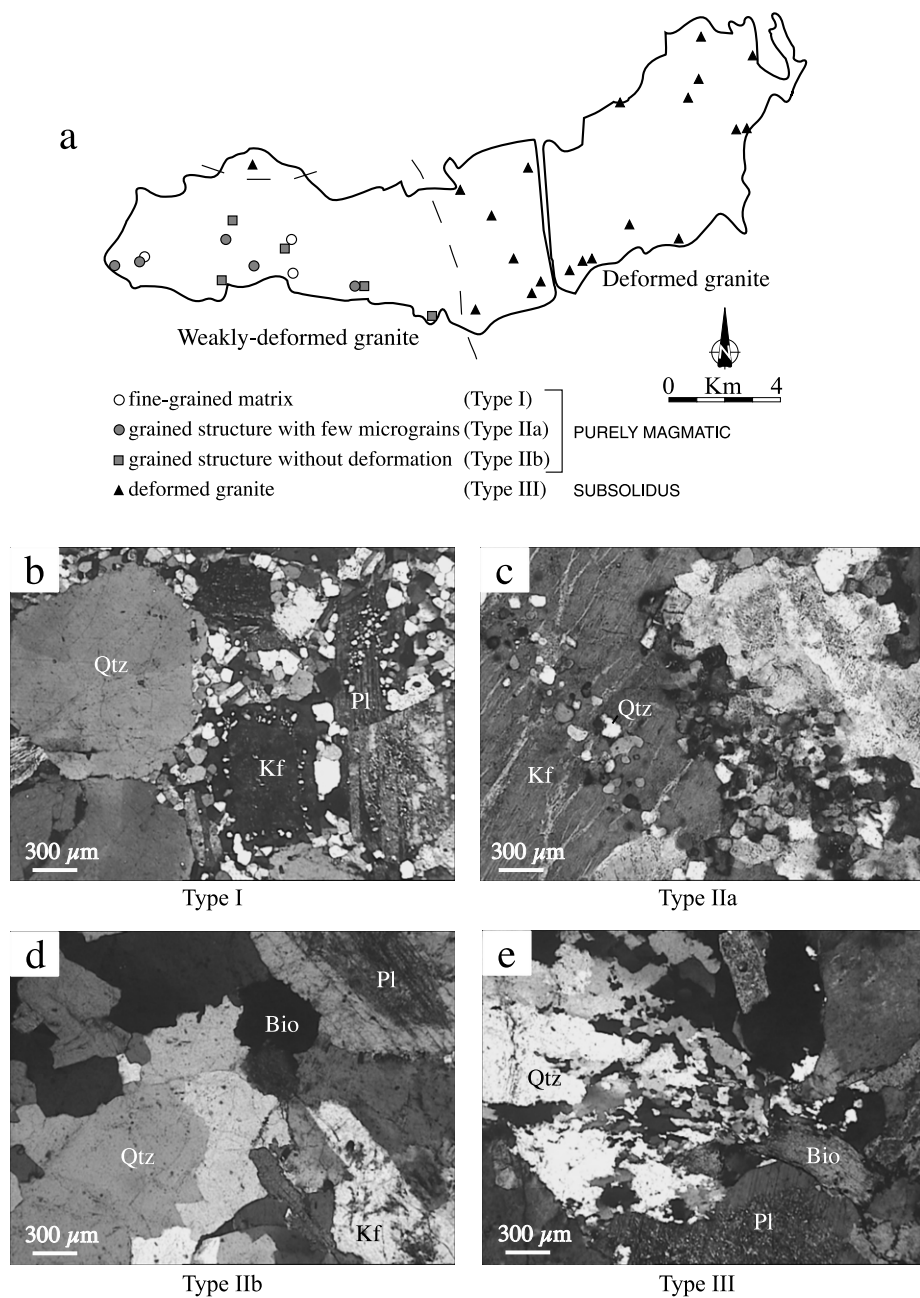


Fig. 7. (a) Map distribution of the different types of microstructures defined in the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite. (b)–(d) Purely magmatic microstructures which differ from each other by occurrence and amount of micrograins. (e) Subsolidus microstructure showing evidence of high-temperature recrystallization. Qtz: quartz, Kf: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bio: biotite.

strong gravity gradients that suggest a steep contact between the two lithologies. To the north, the negative anomaly extends over the metamorphic terrains, suggesting that the pluton gently plunges below the micaschists. Moreover, below the Mont Lozère–Borne complex, a gentle E–W-trending anomaly suggests that the granite massif becomes thinner eastward.

5.1. Constraints prior to modelling

Locating the geological sources responsible for the

gravity anomalies is subject to the well-known non-unicity of causative sources (Roy, 1962). However, in addition to classical direct and inverse modelling approaches, recent advances in potential field analyses (known as ‘indirect methods’) have greatly improved the accuracy of source characterization (location, depth and shape). In the Mont Lozère area, except the geological map, there is no independent information to precisely constrain the gravity models. Therefore, prior to modelling, indirect analyses applied to the gravity data have been performed, in order to extract quantitative estimates of densities, vertical extents

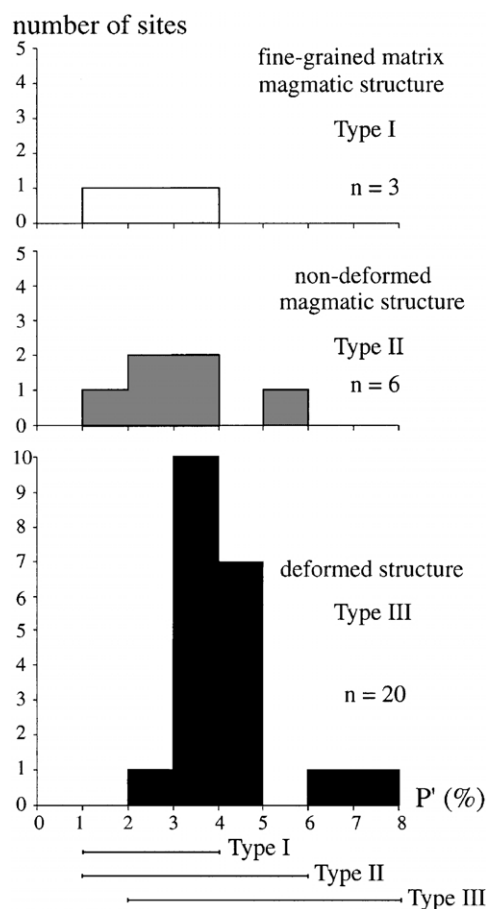


Fig. 8. Histograms showing the relationship between types of microstructure and anisotropy degree, P' (%).

and shapes of the different units involved in the model (Martelet, 1999).

In order to complete the existing density determinations made on several rock samples (Table 2), Nettleton (1939) and Parasnis (1952) methods have been applied. Principles of these methods are based on the minimisation of the correlation between the Bouguer anomaly and the topography, depending on the choice of the Bouguer density reduction. These techniques led average densities of

Table 2

Mean density of lithologic units in the study area. Densities in bold were measured on sampled rocks and/or derived from Nettleton–Parasnis methods and others from the literature

Geological unit	Rock type	Density (kg/m ³)
Mesozoic cover	Mainly calcareous sediments	2470
Stephanian coal basin	Sandstone	2570
Margeride pluton	Porphyritic granite	2600
Mt Lozère–Borne granodiorite	Porphyritic granite	2600
Mt Lozère–Borne leucogranite	Leucogranite	2610
Cézarenque unit	Gneiss	2710
Cévennes metamorphics	Micaschists	2750
Masméjean unit	Gneiss	2710
Bulk upper crust		2820

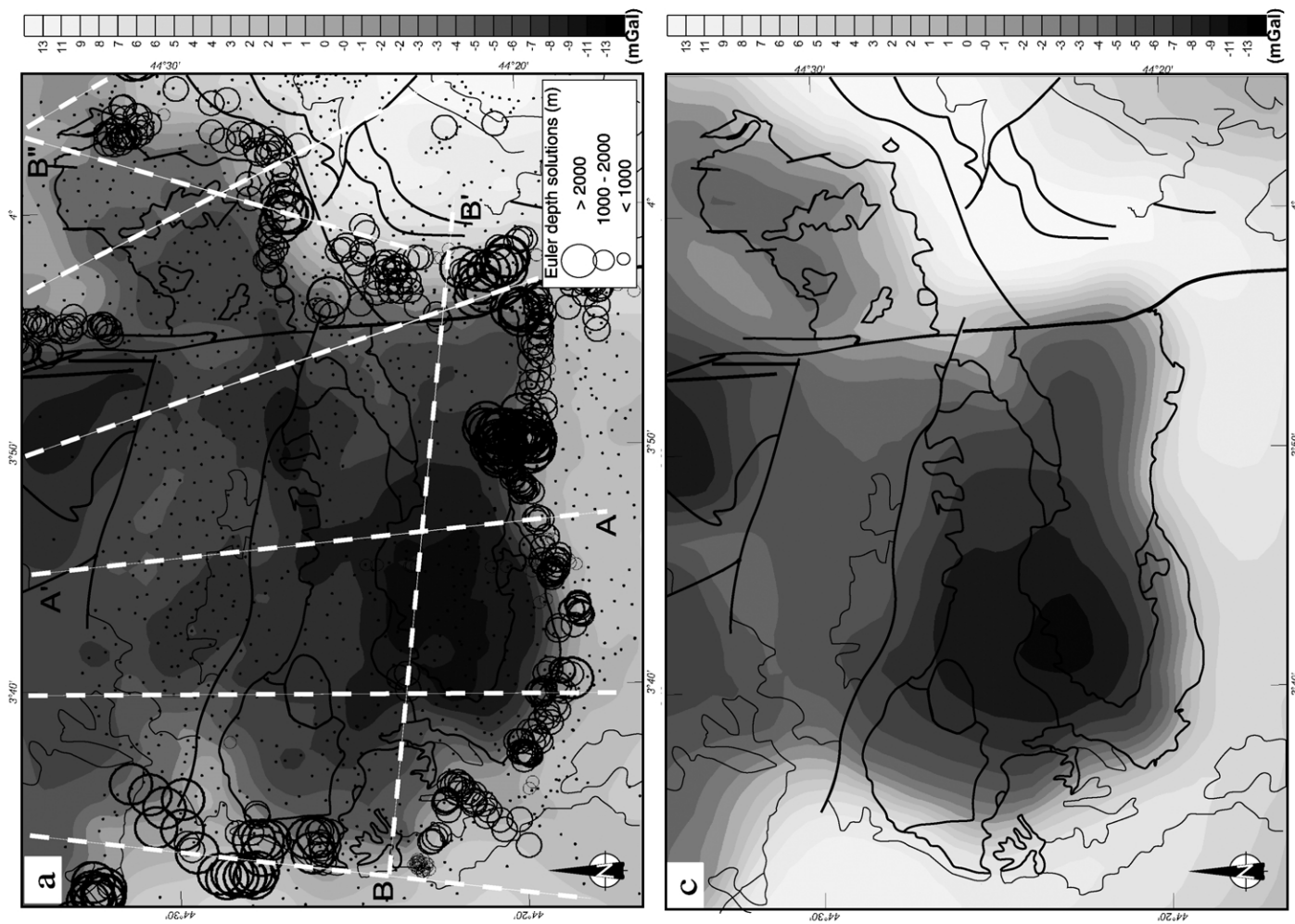
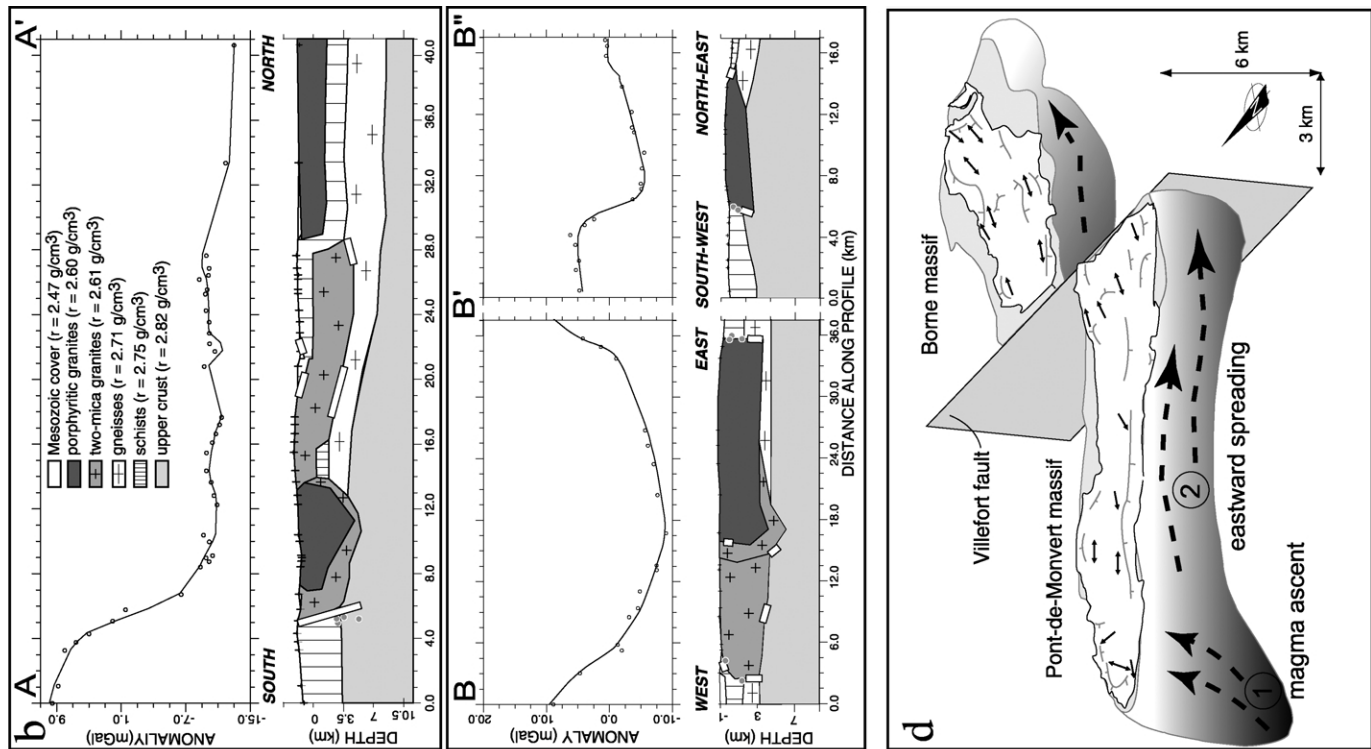
$2610 \pm 50 \text{ kg/m}^3$ for the granites and $2750 \pm 50 \text{ kg/m}^3$ for the Cévennes micaschists (Martelet, 1999), in good agreement with rock sample measurements (Table 2).

In order to locate the geological structures that are responsible for the measured gravity gradients, Euler deconvolution (e.g. Thompson, 1982) and analytic signal (e.g. Nabighian, 1984) have been used. These methods, based on the combination of derivatives of the field, allow the location of sources of the anomaly, independently from density contrasts. In these methods, geological sources are approximated by simplified bodies (such as punctual, dyke-like or step-like sources). The 3D positioning of the sources depends on the appropriate choice of a source type, with an accuracy depending on the noise in the data. Throughout the Mont Lozère massif, when sources are supposed to be step-like (i.e. a contact), both methods provide depth estimates, which represent the half-height of the step-like sources, ranging from 1 to 3 km, mainly delineating the southern limit of the granite massif (black circles in Fig. 9a). Therefore, in its southern part, the step-like sources show that the Mont Lozère massif is about 5–6 km thick (Fig. 9a). This thickness slightly decreases to about 3–4 km on the southern limit of the Borne pluton (Fig. 9a).

Finally, a 1D wavelet analysis along seven profiles has been performed (see Fig. 9a for their location). This method uses the same simplified description of sources as previous techniques but the wavelet operator allows the simultaneous derivation and upward continuation of the gravity field at several altitudes (Martelet et al., 2001). Therefore, properties of both operators are combined: accurate location of the sources and analysis of their scaling properties. Independently of the density contrasts, (as in the Euler method), the wavelet-based method is useful for recovering simultaneously the depth, shape factor, approximate dip and vertical extent of the sources. Results obtained using this technique are plotted in cross-sections (marked by white bars in Fig. 9a) in order to better illustrate their income in terms of geometry of the sources. Globally, location of sources determined by this method fit well with previous estimates (Euler sources), at the southern limit of the massif. In addition, this method allows the retrieval of source-depth information in the northern part of the granite massif, which is crucial to constrain the extension of granite below the micaschists (Fig. 9b). Wavelet analysis results also provide a more precise description of the sources in terms of their vertical extent, dip and approximate shape. As discussed in the next section, this information is fundamental to constrain the forward gravity modelling, especially to the north of the Mont Lozère massif.

5.2. 2D forward gravity modelling

In order to image the structure of the granitic massif at depth, the residual gravity field has been modelled along seven cross-sections (see Fig. 9a for their location). In this paper, only two of them are presented (Fig. 9b), one along a



N–S-trending profile showing the significant asymmetry between the northern and southern margins of the pluton and the second along an E–W-trending profile showing the eastward thinning of the granite toward the Borne massif. To build these models, the a priori information used, are (1) the geological data such as lithologic distribution, structure..., (2) the geometrical constraints derived by indirect analysis of the gravity anomaly, and (3) the density of geological units (Table 2). In our modelling (Fig. 9b), the bulk upper crust underlies the migmatitic gneisses and Cévennes micaschists, in which the granites were emplaced. Two types of granites are distinguished: the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite and the Signaux two-mica granite, mainly for a better geological representation, since their densities are too close to each other to produce significant gravity variations. Therefore, the limits between the two plutons have no gravity reliability and only reflect our understanding of the geology. In Fig. 9b, profiles AA' and BB'B'' display one possible geometry of the granite complex and its relationships with the host rocks, based on our geological and geophysical knowledge. Vertical extent of the granites derive from our indirect analysis of the gravity field and shapes of the modelled geological units were obtained by fitting the gravity effect of the model (Fig. 9b, black curve on profile upper window) to the gravity data (Fig. 9b, dots on profile upper window). Along the N–S AA' profile, when the southern part of the granite is fixed to 5–6 km (as shown by the indirect analysis), it is not possible to adjust the low anomaly in the northern part of the profile with a single granite/micaschists density contrast: the bottom of the granite under the micaschists would be as deep as 9 km, which is unrealistic compared with granites of the same type studied in this area (Muon, 1980; Truffert et al., 1999). Therefore, to be both geologically realistic and consistent with the geophysical constraints, the effect of a deep relatively light unit, the Masméjean orthogneiss (Fig. 9b), has been taken into account. This unit crops out in the north of Mont Lozère as a tectonic window, which exposes the deepest part of the para-autochthonous domain of Cévennes (Faure et al., 2001). It is an anticline that plunges to the north below the Velay dome migmatites, to the west below the Margeride pluton, and to the south below the Cévennes micaschists (Fig. 1b). Our modelling further suggests that this unit would possibly extend southward,

below the micaschists, and at least below the northern part of the Mont Lozère.

5.3. Interpretation

As previously suggested from geological observations (Faure, 1995), the southern limit of the Mont Lozère–Borne complex is steep. Based on geological information and indirect analysis prior to direct modelling, the thickness of the pluton varies from 5–6 to 3–4 km from west to east. In the north of the massif, the granite gently dips northward below the Cévennes micaschists. Despite the apparent continuity of the Bouguer anomaly north of the Mont Lozère, Margeride and Mont Lozère plutons are modelled, in agreement with geological constraints, as two distinct bodies separated by the Cévennes micaschists. Furthermore, in the western part of Mont Lozère, the minimum of the Bouguer anomaly is interpreted as the root of the granitic complex. The geometrical characteristics inferred from the gravity study suggest that the porphyritic granodiorite is rooted in its western part and expanded eastward. The Signaux two-mica granite apparently has the same root but is emplaced north- and eastward between the deep Masméjean orthogneiss and the Cévennes micaschists.

6. 3D geometrical modelling

In order to check the overall 3D consistency of our 2D interpretations, and to highlight the relations between the shape of the Pont-de-Montvert–Borne pluton and the AMS results, a 3D modelling of Mont Lozère–Borne complex has been performed. The 'Editeur Géologique', an original software developed in BRGM (French Geological Survey) is used to model the 3D volumetric bodies (Calcagno et al., 2002). This software allows the integration of various 1D and 2D data such as geological contours, cross-sections, dips, and interpolate them into the whole 3D space. This approach enables us to: (i) validate the 3D consistency of interpretations coming from separate 2D sources such as map and cross-sections, (ii) construct a 3D model coherent with all available geometric data, including geological contacts and structural dips, and (iii) check and/or refine 3D interpretation by comparing a geophysical measurement, e.g. the Bouguer anomaly, with the gravity effect computed

Fig. 9. (a) Map of the residual Bouguer anomaly with location of the gravity stations (black dots). Major geological limits are also drawn (black lines) and location of the gravity profiles used to build the 3D model (white dashed lines). Black circles show the location of Euler sources, with sizes proportional to their depth. They mainly concentrate on the strong gravity gradients of the southern limit of the batholith, which indicates an abrupt contact with the surrounding micaschists. (b) Direct 2D gravity modelling along N–S AA' and E–W BB'B'' cross-sections. Both models are based on the geology at the surface and the constraints obtained prior to modelling (grey circles show Euler solutions and white bars show sources derived using the wavelet transform analysis). The main particularities on AA' profile are the southern steep limit and northern gentle dip of the granite beneath the micaschists; on BB'B'', the ~6–7 km depth root zone and the progressive thinning of the granite eastward. (c) Gravity effect of the 3D model computed using densities in Table 2. This effect is consistent with the residual Bouguer anomaly in (a). (d) 3D model of the Pont-de-Montvert–Borne granite output from the 'Editeur Géologique' software. The two massifs are presented in their current positions offset by the Villefort fault. Representative AMS foliations (grey) and lineations (black) have been superimposed.

from the model. To build our model in a fully georeferenced system, we have therefore input (i) a digital topography, (ii) the seven gravity cross-sections and a simplified geological map, and (iii) the dip and strike of foliations and contacts measured in the field. The data were interpolated into 3D using appropriate co-kriging (Lajau-nie et al., 1997). For this step of the model building, a very good consistency of the different sources of data is necessary, otherwise the process will diverge. Some slight adjustments of geometries in our input cross-sections were locally applied, resulting in a 3D topologically coherent model. In order to further insure the 3D consistency of the model with geophysical constraints, the Editeur Géologique allows the computation of the gravity effect of the model. Using the densities given in Table 2, the computation produces a gravity anomaly map (Fig. 9c). The comparison of Fig. 9a and c shows that discrepancies between the computed effect and the residual Bouguer anomaly do not exceed a few milligals. Moreover, the main characteristics of the measured gravity anomaly are fairly well reproduced in the model; namely, the higher gravity gradients to the south of the massif, the extension of the negative anomaly to the north of Mont Lozère, and the progressive attenuation of the granite-related negative anomaly from west to east. Compared with 2D modelling, computation of the 3D effect of the model insures (i) that all the complex 3D effects of geological bodies are correctly taken into account, and (ii) that the 3D interpolation in the Editeur Géologique has not induced spurious deformations of the modelled bodies. Although not unique, the model obtained is consistent with the current geological and geophysical knowledge. It displays a coherent 3D vision of the Mont Lozère–Borne complex and its relationships with the surrounding terrains. As a part of these results, in Fig. 9d, the 3D model of the Pont-de-Montvert–Borne pluton, on which representative results of the AMS study are reported, is presented (see Section 7 for explanations).

7. Discussion

7.1. Relationships between magnetic fabric and regional structures

Microscopic observations show that samples from Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granodiorite mainly exhibit two kinds of microstructures. On the one hand, purely magmatic structures are widespread in the western part of the granitic massif. On the other hand, subsolidus structures with minor intracrystalline plastic deformation are found in the eastern part. Although those subsolidus structures record the deformation after the full crystallization of the magma, this deformation is considered as a continuum with respect to the one occurring during the purely magmatic stage, since no later regional deformation occurs. So, the AMS fabric records increments of magmatic deformation during pluton

crystallization. However, this fabric may be due either to internal dynamics of the magma body or to a regional strain field. The similarity between regional extensional and thermal aureole structures shows that minerals formed during contact metamorphism (andalusite, biotite), that is during pluton emplacement and crystallization, underwent the regional extensional tectonic event. The corresponding E–W- to NW–SE-trending lineation is parallel to the magnetic lineation exhibiting a clear E–W trend in the porphyritic facies and NW–SE orientation in the north-western part of the Signaux granite. Similar structural patterns between the host rock and the pluton are interpreted as evidence that the pluton fabric is induced by the regional deformation (Paterson et al., 1998). Furthermore, stretched minerals, such as boudinaged crystals, have been observed with the E–W-trending lineation in the host rock. Although microscopic observations do not show a significant amount of stretching in granite samples, the occurrence of E–W-trending elongated enclaves and N–S-trending leucogranitic dykes considered as cross-joints, i.e. perpendicular to maximum incremental stretching direction (Faure et al., 1992), indicates that the E–W-trending elongation is probably also recorded in the granite. Therefore, the AMS fabric pattern shows that the crystallization of Mont Lozère–Borne complex is coeval with the E–W to NW–SE extensional event.

7.2. Emplacement model

In order to understand emplacement mechanisms of plutons, structural and gravity survey results must be combined. The gravity study allows the inference that the thickest part of the pluton is located in its western part, and that its thickness decreases eastward. Such local thickening part is often interpreted as an indicator of root or feeder zones of plutons (Vigneresse, 1990). This suggests that in the case of the Pont-de-Montvert–Borne pluton, the magma fed the pluton from its current western part and then spread eastward (Fig. 9d). It is worth noting that the E–W trend of the spreading is parallel to the regional extension direction. Furthermore, the eastward spreading of the magma is in agreement with the general top-to-the-E sense of shear of country rock micaschists. This suggests that the spreading of the pluton has been guided by the regional tectonic regime. The regional extensional tectonics that are characterized by a vertical shortening and a NNE–SSW shortening may have influenced the growth of the magmatic chamber (Faure, 1995). Moreover, the difference in microstructural types between the western and eastern parts of the pluton (purely magmatic vs. slight dynamic recrystallization, respectively) may be explained by the fact that the eastern part of the pluton experienced a regional scale shearing strain at the latest stage of its emplacement during magma spreading or just after the full-crystallization. An alternative explanation of the E–W microstructural evolution is the fact that the eastern part is hosted by micaschists whereas the western

part of the pluton is surrounded by the Signaux granite. This latter was probably not entirely crystallized when the porphyritic facies intruded it. Hence, the eastern part might record the regional strain more easily than the western part, which was 'protected' by its magmatic host and was less sensitive to the regional tectonics. This last point can also explain the more regular fabric pattern in the eastern area. If the eastward spreading of the Pont-de-Montvert–Borne granite is well constrained by gravity data, the emplacement mode for the Signaux granite is more problematic. As demonstrated by gravity results, the Signaux pluton seems to share the same feeder zone as the Pont-de-Montvert–Borne pluton. Gravity also allows the inference that the Signaux granite dips northward below the host micaschists. Except in the northwestern part of the pluton where NW–SE-trending magnetic lineation may indicate that granite expanded northwestward, AMS results do not support a northward dipping of the Signaux pluton. Indeed, the few AMS measurements in the NE part of the granite show more or less an E–W-trending lineation and an E–W-trending foliation with subvertical or southward dips. Very few field observations indicate a northward dip of the Signaux pluton under the host rock micaschists. A more detailed structural study along the northern border of the pluton, where outcropping conditions are generally poor, is necessary to solve this problem. Nevertheless, the fact that the Signaux and Pont-de-Montvert–Borne plutons emplaced within a short time span, implies that their emplacement settings are the same. The Mont Lozère–Borne granitic complex was emplaced in a NW–SE to E–W extensional regime, though only the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granite preserves well documented constraints on the tectonic setting.

8. Conclusions

The Mont Lozère–Borne granitic complex (south French Massif Central), which consists of two plutons, the Signaux two-mica granite and the Pont-de-Montvert–Borne granodiorite, was emplaced at the end of the Hercynian orogeny during the late-orogenic extension. The gravity survey allowed us to determine the 3D shape of the plutons and a structural study, particularly thanks to the AMS investigation of the pluton internal fabrics, showed the relationships between the regional extension and the magmatic fabrics. The most negative gravity anomaly is located in the western part of the granitic complex. This anomaly is interpreted as a feeder zone. For the Pont-de-Montvert–Borne pluton, we consider that the magma ascended in the western part and then spread eastwardly. The occurrence of magmatic to subsolidus microstructures shows that the internal plutonic fabrics were acquired during or shortly after the crystallization of the magma. The agreement between NW–SE- to E–W-trending regional extensional structures with the directions of AMS lineations of the pluton demonstrates that the pluton internal fabrics recorded

some increments of the late-orogenic extension event. Therefore, the emplacement of the Mont Lozère–Borne complex occurred during the general collapse of the Hercynian belt, and apparently, its emplacement mode was influenced by the regional tectonics. These results allow the inference that the Cévennes area was already in extension around 315 Ma.

Acknowledgements

This paper is a contribution to GéoFrance 3D. 2D gravity modelling was performed using GM-SYS Geosoft package. S. Paterson and K. Benn are thanked for their constructive remarks to improve a first draft of the manuscript.

References

- Améglio, L., Vignerresse, J.-L., Bouchez, J.-L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 199–214.
- Benn, K., Horne, R.J., Kontak, D.J., Pignotta, G., Evans, N.G., 1997. Syn-Adacian emplacement model for the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia: magnetic fabric and structural analyses. *Geological Society of America Bulletin* 109, 1279–1293.
- Benn, K., Paterson, S.R., Lund, S.P., Pignotta, G.S., Kruse, S., 2001. Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 343–354.
- Bingham, C., 1964. *Distribution on a sphere and on the projective plane*. Ph.D. thesis, Yale University.
- Borradaile, G.J., Kehlenbeck, M.M., 1996. Possible cryptic tectono-magnetic fabrics in 'post-tectonic' granitoid plutons of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters* 137, 119–127.
- Bouchez, J.-L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95–112.
- Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35–38.
- Brown, E.H., Talbot, J.L., 1989. Orogen-parallel extension in the North Cascades Crystalline Core, Washington. *Tectonics* 8, 1105–1114.
- Brown, M., Solar, G.S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365–1393.
- Calcagno, P., Martelet, G., Gumiaux, C., 2002. Apport de la modélisation géométrique 3D à l'interprétation géologique du complexe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *Proceedings of the 19th Réunion des Sciences de la Terre*.
- Caron, C., 1994. Les minéralisations Pb–Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb–Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution de socle encaissant par la géochronologie U–Pb, ⁴⁰Ar–³⁹Ar et K–Ar. Ph.D. thesis, Université de Montpellier II, 288pp.
- Charonnat, X., 2000. Les minéralisations aurifères tardi-hercyniennes des Cévennes (Massif central français). Cadre structural, gîtologie et modélisation 3D. Ph.D. thesis, Université d'Orléans, 260pp.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society, London* 149, 487–490.

- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153.
- Faure, M., Pons, J., Babinault, J.-F., 1992. Le pluton du Pont-de-Montvert: un granite syntectonique extravasé vers l'Est pendant le désépaississement crustal varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 315, 201–208.
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France* 168, 695–705.
- Faure, M., Charonnat, X., Chauvet, A., Chen, Y., Talbot, J.-Y., Martelet, G., Courrioux, G., Monié, P., Milési, J.-P., 2001. Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore deposits formation. *Bulletin de la Société géologique de France* 172, 687–696.
- Fernandez, A., 1977. Sur la structure et mise en place du granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Mont Lozère, Massif central français). *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France* 3, 137–140.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova* 9, 38–41.
- Hibbard, M.J., 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95, 543–561.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37–82.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysika et Geodetika* 22, 50–62.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 563–567.
- Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L., 1997. Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology* 29, 571–584.
- Ledru, P., Lardeaux, J.-M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.-M., Floc'h, J.-P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bulletin de la Société géologique de France* 5, 605–618.
- Lyons, J.B., Campbell, J.G., Erikson, J.P., 1996. Gravity signatures and geometric configurations of some Oliveran plutons: their relation to Acadian structures. *Geological Society of America Bulletin* 108, 872–882.
- Malavielle, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insight from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics* 12, 1115–1130.
- Martelet, G., 1999. Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mont Lozère, Cévennes. Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 324pp.
- Martelet, G., Diament, M., Truffert, C., 1999. Un lever gravimétrique détaillé dans les Cévennes: apport à l'imagerie crustale (programme GéoFrance 3D-Massif central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 328, 727–732.
- Martelet, G., Sailhac, P., Moreau, F., Diament, M., 2001. Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data: theory and application to the Himalayas. *Geophysics* 66, 1116–1129.
- Mattauer, M., Etchecopar, A., 1977. Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Colloque International CNRS* 268, 261–267.
- Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société géologique de France* 8 (1), 9–24.
- Mialhe, J., 1980. Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Etude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale. Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand, 171pp.
- Monié, P., Respaut, J.-P., Brichaud, S., Bouchot, V., Faure, M., Roig, J.-Y., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Pb geochronology applied to Au–W–Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France). In: *Orogenic Gold Deposits in Europe*, Document BRGM 297, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, pp. 77–79.
- Muon, P., 1980. Etude gravimétrique du massif du Mont Lozère et du Rouergue occidental. DEA (Master Thesis), Université de Montpellier II.
- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform. *Geophysics* 49, 957–966.
- Nettleton, L.L., 1939. Determination of density for the reduction of gravimeter observations. *Geophysics* 4, 176–183.
- Parasnis, D.S., 1952. A study of rock densities in the English Midlands. *Monthly Note Royal Astronomical Society, Geophysics Supplement* 6, 252–271.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349–363.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K. Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 53–82.
- Rakib, A., 1996. Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales: une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif Central français). Ph.D. thesis, Université de Montpellier II, 207pp.
- Roy, A., 1962. Ambiguity in geophysical interpretation. *Geophysics* 27, 90–99.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P., Champenois, M., 1995. The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): Laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *Journal of Geophysical Research* 100 (B1), 585–607.
- Talbot, J.-Y., Chen, Y., Faure, M., Lin, W., 2000. AMS study of the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granite pluton (French Massif Central) and its tectonic implications. *Geophysical Journal International* 140, 677–686.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Truffert, C., MCF3D team, 1999. 3D crustal scale modelling in the Massif Central. In: *Colloque GéoFrance3D—Résultats et perspectives*, Document BRGM 293, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, pp. 37–45.
- Van Moort, J.-C., 1966. Les roches cristallophyliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. Ph.D. thesis, Université de Clermont-Ferrand, 272pp.
- Vignerresse, J.-L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal* 25, 249–260.
- Vignerresse, J.-L., Bouchez, J.-L., 1997. Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology* 38, 1767–1776.

IV.3. Le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron

IV.3.1. Présentation du pluton

IV.3.1.1. Contexte géologique

Le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron est le plus méridional des plutons granitiques des Cévennes. Il se met en place dans le contact entre les "micaschistes des Cévennes" et les formations des séries viganaises, présentés au début de ce chapitre. Il recoupe également sur sa bordure nord-est les orthogneiss de Peyrolles. Ces gneiss forment un ensemble orthogneissique de 7 à 8 km de longueur et 1 à 3 km de largeur allongé selon une direction E-W. L'âge de mise en place du granite de Peyrolles est estimé à 390 Ma (Caron et Lancelot, 1996) à partir de données U-Pb sur zircon et apatite et Rb-Sr sur apatite, feldspath potassique et roche totale. Ensuite, ce granite de Peyrolles subit une gneissification au Carbonifère lors de la mise en place des nappes dans les Cévennes.

Le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron se divise en deux parties, le massif du Saint-Guiral – Liron, au Sud et celui du Liron, au Nord (Fig. IV-13). Le granite du Saint-Guiral – Liron est orienté E-W et fait environ 40 km de long sur 5 à 12 km de large. La distinction entre les massifs du Saint-Guiral et du Liron est purement géographique et ne repose sur aucun argument géologique puisque qu'il y a continuité pétrographique entre les deux massifs. Ils ne sont séparés que par un accident fragile NE-SW sénestre. Les deux extrémités du pluton ont une forme en ellipse cependant la partie orientale du granite du Liron est recouverte par des sédiments mésozoïques. Au centre du pluton, apparaît un resserrement où de nombreuses failles tardi-hercyniennes découpent le granite. Au Nord du Saint-Guiral, s'étend le granite de l'Aigoual. Celui-ci est une intrusion de direction NE-SW de 12 km de long et 3 à 5 de largeur. Il se termine sur ses bordures nord et est par une série de dykes formant des apophyses partant du massif principal. Ces dykes présentent un faciès microgranitique différent du reste du pluton. Les massifs du Saint-Guiral et de l'Aigoual sont séparés par une mince couverture sédimentaire mésozoïque bordées au nord par un accident WNW-ESE. Il n'existe donc pas de discontinuité importante entre les deux massifs. A partir d'arguments pétrographiques (Sabourdy, 1975) et structuraux, on considère que l'Aigoual correspond à la terminaison Nord-Ouest du pluton et que Aigoual et Saint-Guiral – Liron étaient relié lors de leur mise en place et le sont peut-être encore à l'heure actuelle en profondeur. Par conséquent, il est légitime dans la suite de ce chapitre de considérer que les massifs de l'Aigoual, du Saint-Guiral et du Liron font bien partie d'un même pluton.

IV.3.1.2. Pétrographie

Le pluton est composé pour 90 % d'un faciès de granite porphyroïde très semblable à celui du Pont-de-Montvert – Borne. Il renferme des mégacristaux de feldspath potassique long de 5 à 10 cm. Sabourdy (1975) a déterminé la composition modale de ce faciès :

* Minéraux cardinaux : quartz : de 22 à 40 % ; feldspath potassique : de 16 à 33 % ; plagioclase : de 26 à 42 % ; biotite : de 10 à 14 % ; amphibole : de 0 à 2 %.

* Minéraux accessoires : allanite, zircon, apatite

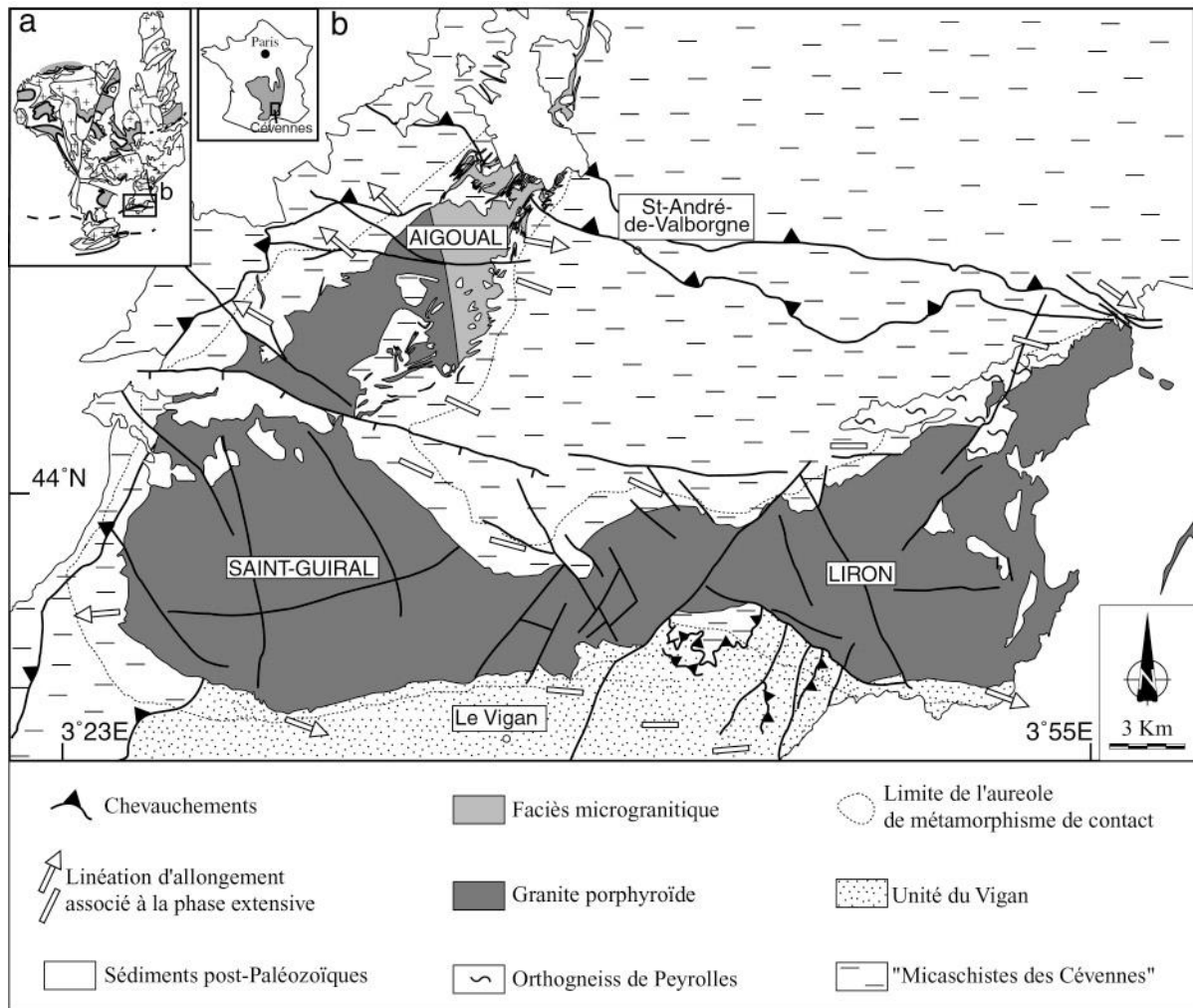


Fig. IV-13. Carte géologique du pluton de l'Aigoual - Saint-Guiral - Liron et de son encaissant.

La biotite et l'amphibole se présentent parfois sous la forme d'agrégats d'habitats glomérporphyrique millimétrique à centimétrique. La biotite peut être localement chloritisée. L'amphibole, qui n'est pas un minéral ubiquiste et ne se rencontre que localement, se trouve sous la forme de phénocristaux de taille millimétrique ou associée à la biotite dans les amas. Les mesures à la microsonde sur les plagioclases montrent que leur cœur est de type andésine (An 35 à 40 %) alors que les bordures sont de type oligoclase (An 25 à 20 %).

Sur certaines bordures, en particulier sur le flanc sud des massifs du Saint-Guiral et du Liron, le faciès porphyroïde tend à devenir plus fin et la quantité de mégacristaux de feldspath potassique diminue.

Cependant, les bordures septentrionale et orientale du massif de l'Aigoual présentent un faciès différent du reste du pluton (Fig. IV-13). Ces bordures se prolongent dans les schistes encaissants sous la forme de nombreux dykes et apophyses de direction générale N20E à N50E. Le faciès qui y est rencontré est un microgranite porphyroïde. Près des bordures des dykes, les mégacristaux de feldspath potassique deviennent plus petits, arrondis et finalement disparaissent souvent au contact granite-schiste. La composition minéralogique est proche du faciès porphyroïde du reste du pluton avec quartz, feldspaths, biotite et localement amphibole. La matrice microgrenue contient essentiellement une association quartzo-feldspathique, les biotites y étant assez rares. La texture de cette matrice varie en taille depuis des cristaux de

l'ordre de 50 μm vers un assemblage plus fin avec des cristaux de 5 à 10 μm . Localement, une texture microgrenue granophyrique est également observée. Au sein du massif de l'Aigoual, le passage entre le faciès porphyroïde et le faciès microgrenu se fait progressivement. Sabourdy (1975) décrit en effet au centre de l'Aigoual un faciès hétérogène présentant une association entre un faciès moyennement grenu et un faciès plus fin. Cette continuité entre les deux faciès ainsi que leur points communs d'un point de vue minéralogique et géochimique plaident en faveur d'une mise en place contemporaine.

Dans les différentes classifications pétrographiques et géochimiques, les deux faciès sont considérés comme représentant une granodiorite à tendance monzonitique appartenant à la lignée calco-alcaline.

Outre ces principaux faciès granitiques, d'autres roches magmatiques se rencontrent au sein du pluton.

De rares filons de pegmatite et d'aplite recoupent le granite ainsi que son encaissant. Ils sont plus nombreux en périphérie du Saint-Guiral – Liron. Les veines de pegmatite sont souvent à contours diffus tandis que les aprites recoupent plus nettement leur encaissant granitique ou micaschisteux.

De nombreux filons de lamprophyres recoupent les "micaschistes des Cévennes". La plupart se situent loin du granite et peuvent donc lui être antérieurs. Cependant, d'autres filons de lamprophyres recoupent le granite, en particulier dans la région du Liron. Ces lamprophyres qui ont fait l'objet d'études de Lapadu-Hargues (1960) appartiennent à deux types différents, l'un kersantitique qui est le plus fréquent et l'autre dacitique. Sabourdy (1975, 1977) a également décrit la présence de lamprophyre en bordure de certains dykes de microgranite au Nord de l'Aigoual. Selon Sabourdy (1975), ces lamprophyres proviendraient d'une hybridation entre un magma ultrabasique et un magma granitique riche en eau et en fluor.

Tout comme les autres plutons étudiés dans ce mémoire, le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron renferme de nombreuses enclaves qui ont fait l'objet d'une étude détaillée de la part de Didier (1964). Celui-ci définit différents types :

* les enclaves d'encaissant, dans lesquelles on observe une foliation et dont la composition minéralogique se rapproche de celles de cornéennes quartzo-feldspathiques du faciès à hornblende. Certaines sont très riches en biotite (enclaves surmicacées). Ces enclaves sont plus abondantes en bordure du pluton.

* les enclaves magmatiques, subdivisées en enclaves microgrenues claires, enclaves microgrenues sombres plagioclasiques et monzonitiques. Les enclaves claires ressemblent au faciès de bordure à grain fin et seraient les résidus d'une injection magmatique acide ayant donné naissance au granite. Les enclaves sombres représenteraient des débris de roches basiques peut-être du type lamprophyrique. Elles pourraient provenir soit d'un magma basique ou intermédiaire différent de celui du granite, soit d'un stade précoce de la différenciation du magma parental.

IV.3.1.3. Relations avec l'encaissant

L'intrusion du granite dans les schistes a provoqué dans ceux-ci un métamorphisme de contact. L'auréole de métamorphisme de contact présente une épaisseur variable sur les flancs sud et nord du granite de Saint-Guiral – Liron (Fig. IV-13), elle est plus large sur le flanc

nord. Cette particularité serait due au fait que le contact sud est à fort pendage tandis que le contact nord pend de 30 à 40° vers le Nord. Najoui (1996) a étudié les réactions métamorphiques dans cette auréole. Cet auteur définit une auréole interne de cornéennes et une auréole externe de schistes tachetés. A partir de calculs thermobarométriques, il estime que le pluton s'est mis en place à de faibles profondeurs ne dépassant pas 5 km.

IV.3.2. Revue bibliographique des données sur la fabrique interne du pluton

La partie centrale du granite du Saint-Guiral – Liron a déjà fait l'objet de deux études pétro-structurales.

Oberlinkels (1985) a réalisé des mesures de fabriques des mégacristsaux de feldspath potassique. Elle en déduit que le massif est déversé vers le Sud et que la fabrique des mégacristsaux de feldspath potassique reflète l'écoulement du magma et non la déformation régionale. Elle propose deux hypothèses pour expliquer la géométrie des fabriques :

* l'une en synforme-antiforme décalées par un décrochement sénestre orienté NE-SW à l'Est de Notre-Dame de la Rouvière (Fig. IV-14),

* l'autre sous forme de bulles de magma emboîtées. La bulle centrale en antiforme serait recoupée sur sa bordure occidentale par une deuxième bulle sous forme de synclinal ou de structure en éventail selon le niveau de la surface d'érosion (Fig. IV-15).

Lucas (1993) remet en cause les interprétations d'Oberlinkels. La mesure de la fabrique des mégacristsaux de feldspath potassique ne serait pas un outil adapté à l'étude de la structure des plutons et de plus cette fabrique ne pourrait pas refléter des déformations dues à l'écoulement magmatiques. En effet, selon Lucas (1993), les mégacristsaux de feldspath potassique présenteraient dans le granite du Saint-Guiral – Liron une fabrique tri-planaire incompatible avec une acquisition précoce par écoulement magmatique. A l'opposé, elle considère que les structures internes ont été acquises alors que le magma était très largement cristallisé. A partir de la mesure des orientations des enclaves microgrenues sombres, des agrégats biotitiques et des filons aplitiques (joints transversaux), elle déduit que le granite a subi un étirement E-W (Fig. IV-16). Cette étirement serait lié à la déformation régionale extensive E-W à NW-SE associée à l'amincissement crustal tardi-varisque.

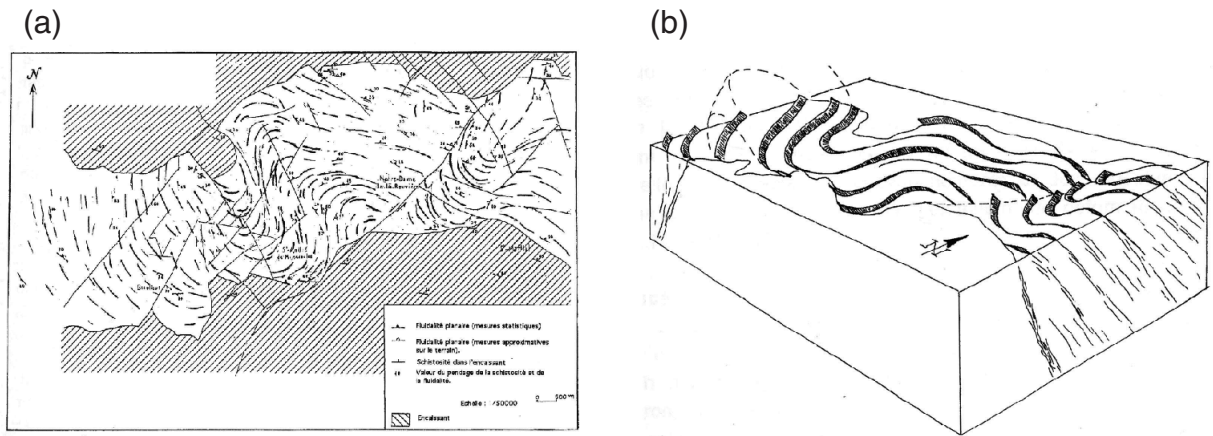


Fig. IV-14. (a) Trajectoires des foliations, (b) bloc-diagramme du massif suivant l'hypothèse en synformes et antiformes (Oberlinkels, 1985).

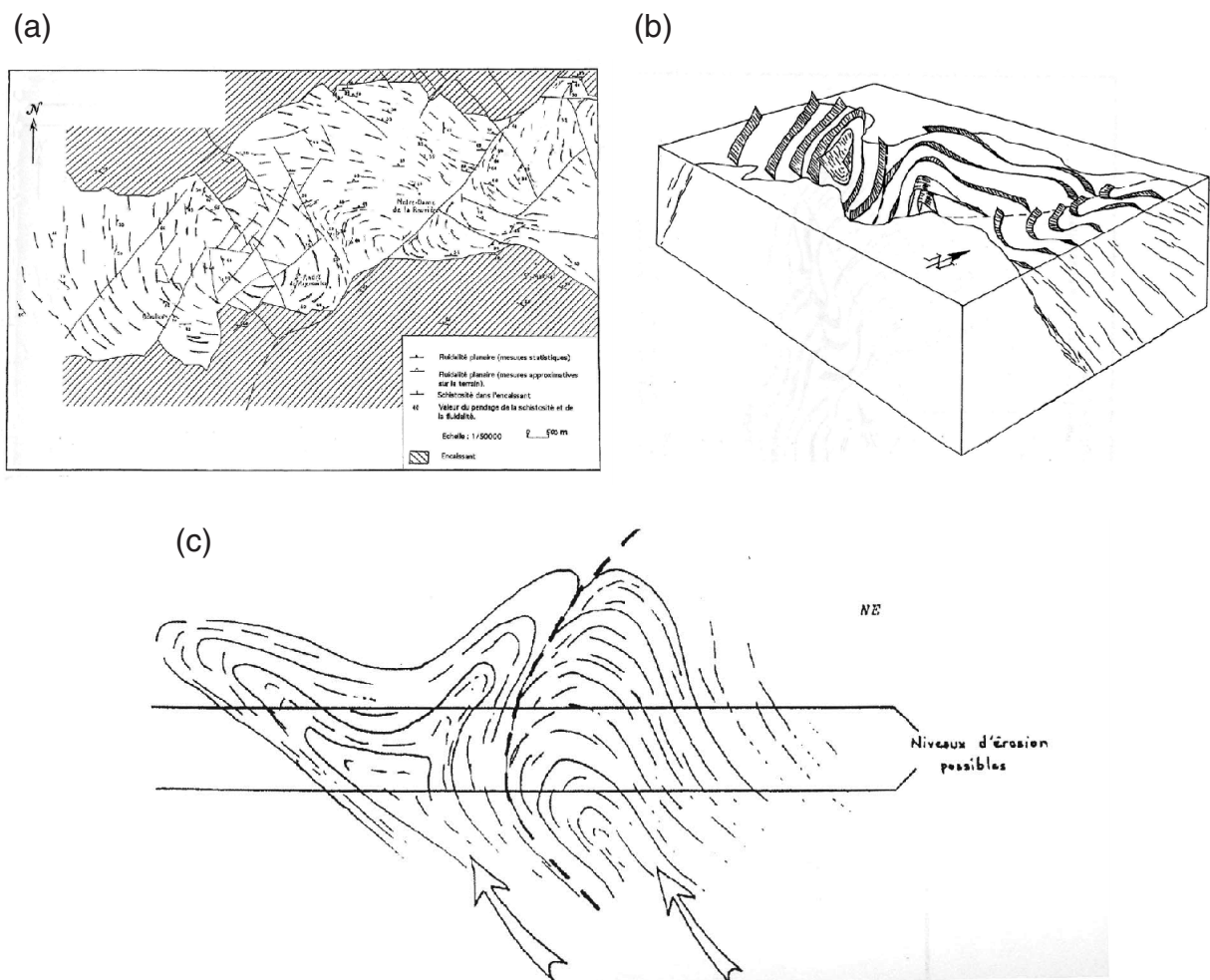


Fig. IV-15. (a) Trajectoires des foliations, (b) bloc-diagramme et (c) coupe du massif suivant l'hypothèse des bulles de magma emboîtées (Oberlinkels, 1985).

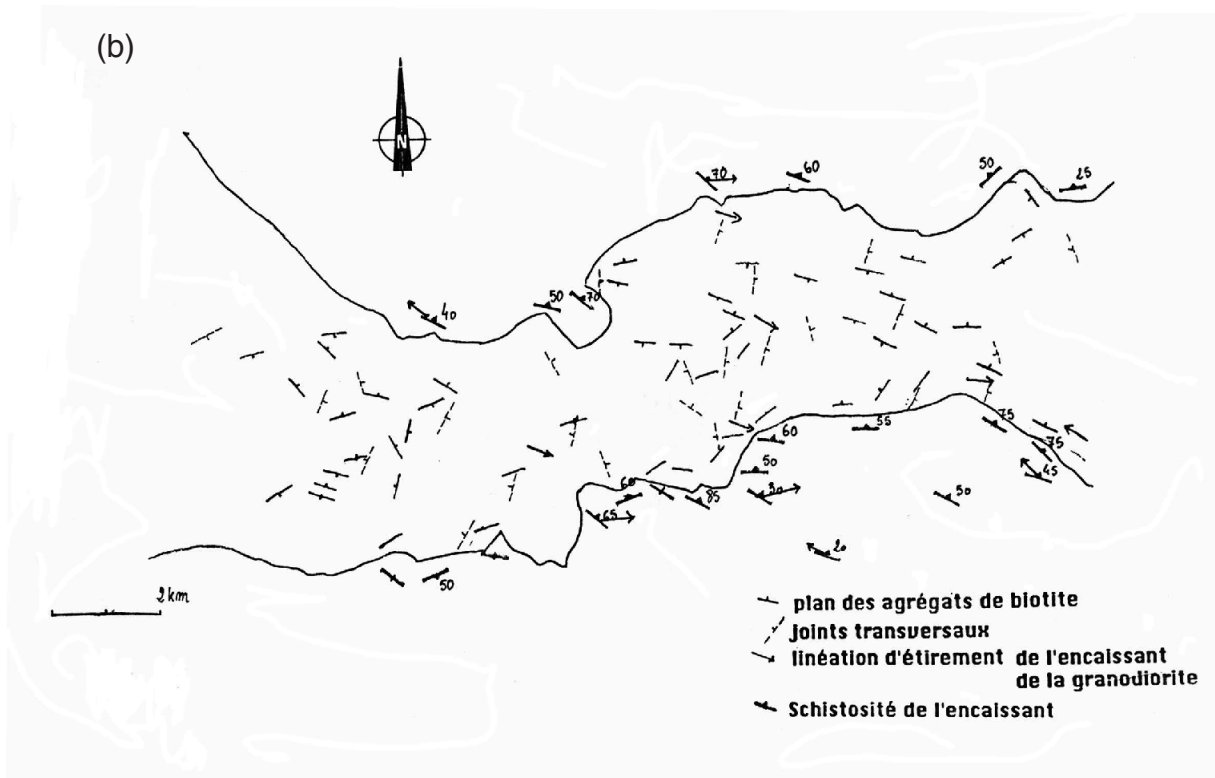
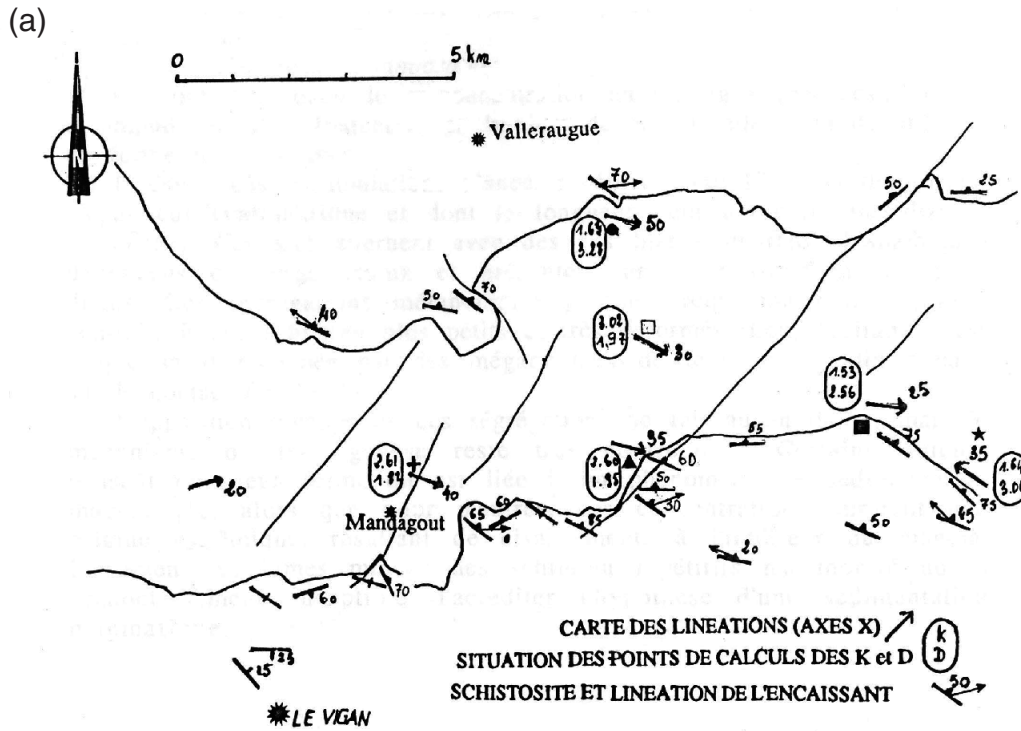


Fig. IV-16. Structures du pluton selon Lucas (1993). (a) Structure déduites de l'orientation des enclaves microgrenues sombres. k et D sont les paramètres de forme et d'intensité du diagramme de Flinn. (b) Autres éléments structuraux du pluton.

IV.3.3. Etudes géochronologiques

IV.3.3.1. Résultats antérieurs

Tout comme pour les autres plutons étudiés lors de ce travail, l'âge de mise en place du granite de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron a été très discuté jusqu'à ces dernières années (Tableau IV-2). Une mise en place calédonienne du granite porphyroïde a même été proposée (Sabourdy et Vialette, 1971) contre des évidences tectoniques qui considéraient ce pluton comme tardi-varisque. Les premières datations Rb/Sr montrent une certaine dispersion entre 280 et 320 Ma (Sabourdy, 1975 ; Hamet et Mattauer, 1977 ; Vialette et Sabourdy, 1977b). Cette dispersion est retrouvée avec les premières datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ portant sur le granite et des cornéennes de l'auréole de métamorphisme de contact (Maluski, non publié ; Caron, 1994). Les âges mesurés s'échelonnent de 275 à 335 Ma. Les datations plus récentes ont montré des résultats plus cohérents (Najoui, 1996 ; Najoui et al., 2000 ; Monié et al., 2000). A partir de mesures sur des échantillons de l'auréole de métamorphisme de contact du granite du Saint-Guiral ainsi que d'un échantillon de granodiorite recoupant cette auréole, Najoui estime que ce granite s'est mis en place vers 324 Ma. En revanche, des datations sur des enclaves microgrenues sombres du granite du Liron fournissent des âges vers 310-315 Ma qui sont interprétés comme l'âge de mise en place de ce granite. Najoui considère donc qu'il y a diachronisme entre les différents granites formant le pluton, ce qui est surprenant compte tenu des observations pétrographiques et structurales montrant une continuité et a priori une contemporanéité entre les granites. Cette étude a aussi permis de préciser l'âge de formation des dykes de lamprophyres recoupant l'encaissant du granite. Un âge de mise en place entre 315 et 300 Ma est probable. De nouvelles données acquises par Monié et al. (2000) ont confirmé le synchronisme général des différents granites constitutifs du pluton. Ces datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb indiquent un âge de mise en place des trois massifs vers 305 à 310 Ma. Les âges de 324 Ma de Najoui (1996) sur le Saint-Guiral sont considérés comme l'indice d'un premier épisode de fusion crustale dans la région et non comme l'âge de mise en place de ce granite.

Afin de confirmer ces résultats géochronologiques mais aussi de préciser l'âge des microgranites, faciès actuellement non daté, par rapport au reste du pluton, de nouvelles datations ont été effectuées sur le granite porphyroïde et un échantillon de microgranite.

IV.3.3.2. Localisation et description des échantillons

Trois échantillons de granite ont été datés, deux provenant du faciès porphyroïde et un du microgranite. Un monograin de biotite a été analysé dans chaque échantillon.

* Echantillons AG 33 et AG 85

Ces échantillons proviennent des sites d'ASM AG 33 et AG 85 localisés respectivement au Nord-Ouest du granite du Saint-Guiral et au centre du granite du Liron. Ils sont tous les deux typiques du faciès porphyroïde.

Echantillon	Age (Ma)	Méthode	Références
Faciès sombre de bordure des filons de microgranite	328 ± 3	Rb/Sr (RT)	Sabourdy (1975)
Granite, microgranite, aplite	279 ± 15	Rb/Sr (RT, biotite, feldspath potassique)	Hamet et Mattauer (1977)
Granite, aplite	298 ± 9	Rb/Sr (RT)	Vialette et Sabourdy (1977b)
Granodiorite (col de l'Asclier)	335 ± 7	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Maluski (non publié)
Cornéennes entre Liron et Peyrolles	319 ± 3,4 281,9 ± 2,9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Caron (1994)
Granodiorite du Liron	292,6 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Caron (1994)
Granodiorite du Liron	273,8 ± 2,7	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur feldspath potassique	Caron (1994)
Cornéenne auréole interne du Saint-Guiral	324,3 ± 1,7	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Najoui (1996)
Filon granodioritique dans une cornéenne	324,3 ± 2,4 325 à 307	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite (plateau et ponctuels)	Najoui (1996)
Enclave basique du Liron	310,5 ± 2,8 309,2 ± 2,9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur amphibole (plateau et isochrone)	Najoui (1996)
Enclave basique Liron	315 à 307	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite (ponctuels)	Najoui (1996)
Lamprophyre dans auréole et Peyrolles	316 à 301	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite (ponctuels)	Najoui (1996)
Lamprophyre hors auréole, Barre-des-Cévennes	309 à 246 313 à 297	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite (ponctuels)	Najoui (1996)
Schiste à chlorite-biotite, Aire-de-Cote	324,6 ± 2,9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Najoui (1996)
Schiste à grenat-biotite, Barre-des-Cévennes	324 ± 2,9	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Najoui (1996)
Granodiorite	306 ± 4	U/Pb sur zircon	Monié et al. (2000)
Granodiorite du Saint-Guiral	307 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Monié et al. (2000)
Granodiorite du Liron	308 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Monié et al. (2000)
Granodiorite de l'Aigoual	311 ± 3	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur biotite	Monié et al. (2000)

Tableau IV-2. Synthèse des données géochronologiques existantes sur le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. RT : Roche totale. Les âges Rb/Sr sont calculés avec une constante de désintégration radioactive de $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

* Echantillon AG 140

L'échantillon de microgranite daté provient du site ASM AG 140. Ce site localisé dans un filon de microgranite se trouve à l'Ouest du réseau filonien au Nord de l'Aigoual. L'échantillon a été prélevé à quelques mètres de la bordure orientale du filon. La roche contient des mégacristaux de feldspath potassique pluri-centimétriques ainsi que de grands phénocristaux de quartz globuleux. Les phénocristaux de biotite atteignent parfois 2 mm.

IV.3.3.3. Résultats

Ces datations ont été réalisées par Sébastien Nomade au Berkeley Geochronology Center. La procédure expérimentale appliquée est la même que celle utilisée pour les datations des échantillons de la Margeride. Les biotites analysées sont d'une taille moyenne de 400 à 500 μm . Les tableaux de données figurent à l'Annexe III.

Les spectres obtenus sur les trois échantillons présentent une même forme (Fig. IV-17). Les spectres montrent un plateau bien défini bien que les 5 à 10 premiers pourcents d' ^{39}Ar dégazé correspondent à des âges apparents plus faibles que l'âge plateau. Ces faibles âges apparents sont corrélés à de légères décroissances de l'argon radiogénique (^{40}Ar). Ce phénomène est probablement lié à une légère chloritisation des biotites.

Les âges plateau pour les trois échantillons sont :

Echantillon AG 33 (granite porphyroïde) : **309,3 \pm 3,1 Ma**

Echantillon AG 85 (granite porphyroïde) : **305,8 \pm 3,1 Ma**

Echantillon AG 140 (microgranite) : **306,9 \pm 3,1 Ma**

Les barres d'erreur sont fournies à 2σ et en tenant compte de l'incertitude sur l'âge du moniteur.

IV.3.3.4. Discussion des résultats géochronologiques

Les résultats obtenus sont cohérents avec ceux de Monié et al. (2000). Ces âges correspondant à des âges de refroidissement, c'est-à-dire au croisement de l'isotherme 350°C. L'âge de mise en place du magma est légèrement plus ancien, il peut être estimé aux environs de 310 Ma. En revanche, les âges autour de 324 Ma obtenus par Najoui (1996) sur l'auréole de contact de l'encaissant n'ont pas été retrouvés. Ils sont difficilement interprétables en tant qu'âge de mise en place d'une partie du pluton.

Les barres d'erreur des trois âges se recouvrant, il est statistiquement impossible de les distinguer. La mise en place des microgranites est donc contemporaine du granite porphyroïde et ne constitue pas un événement magmatique distinct. Ces datations renforcent les observations pétrographiques concluant à l'unité et au synchronisme des différents faciès granodioritiques (faciès porphyroïde et microgranite) constituant les trois massifs granitiques de l'Aigoual, du Saint-Guiral et du Liron.

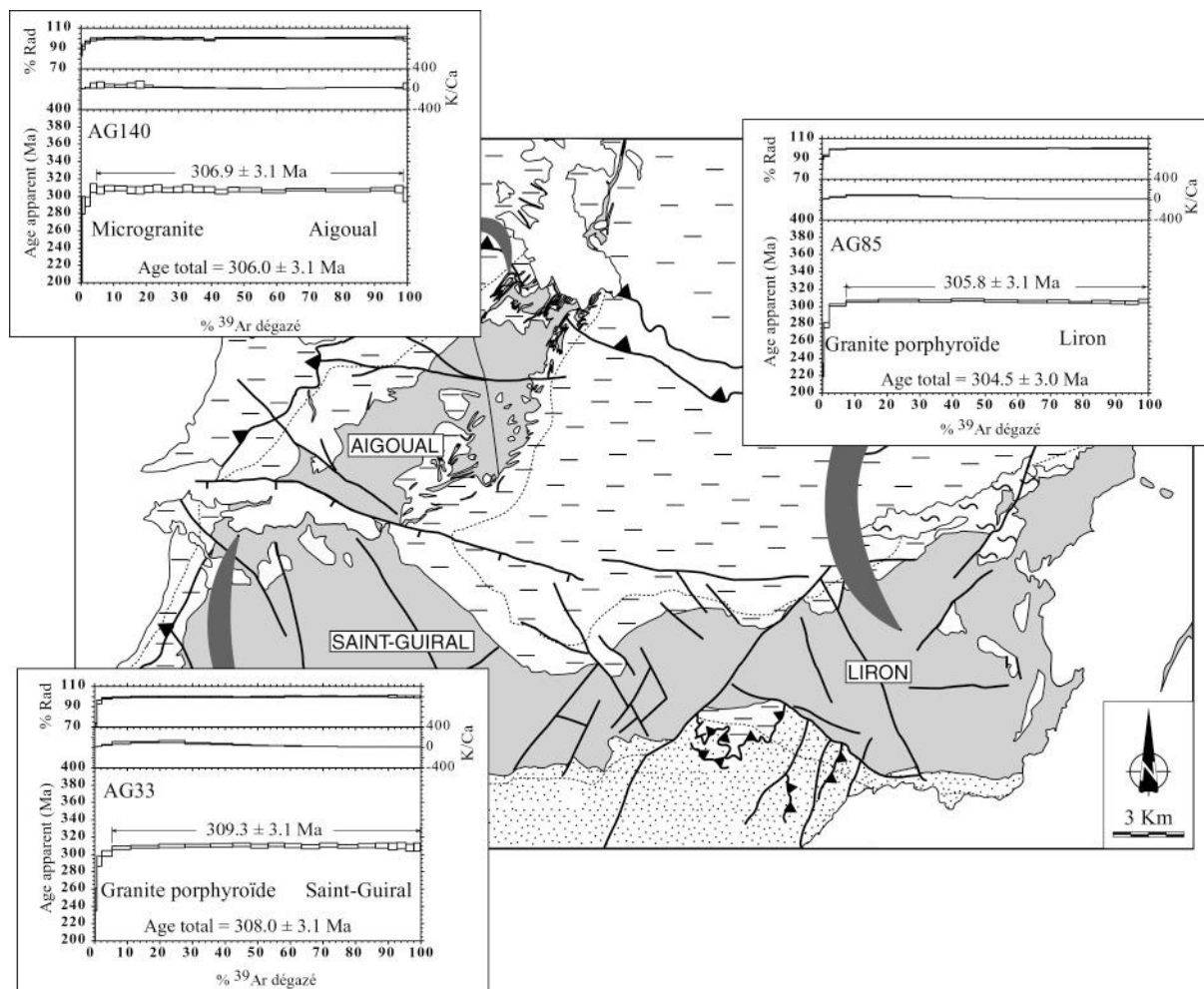


Fig. IV-17. Nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du pluton de l'Aigoual - Saint-Guiral - Liron.

IV.3.4. Etude ASM du pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron et modèle de mise en place

Cette étude se présente sous la forme d'un article en préparation.

Remarque : la carte de localisation des sites d'échantillonnage ASM figure à l'Annexe I.

Contrasted AMS fabrics in a granitic pluton and its microgranitic dyke swarm record regional extensional tectonics and magma flow.

Jean-Yves Talbot ^{*}, Yan Chen, Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

Keywords: AMS; Granitic pluton; Microgranitic dyke; French Massif Central; Extensional tectonics

Abstract

In the SE part of the French Massif Central, the Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton presents a porphyritic and a microgranitic facies. The latter is encountered within dykes forming the northern end of the pluton and fed from the porphyritic pluton. Both facies show pre-full crystallization microstructures indicating a weak subsolidus deformation. Biotite and locally a few amphiboles are the main carriers of the magnetic signal in both facies. Porphyritic granite and dykes display significantly different AMS patterns related to magma dynamics or regional strain recorded during crystallization. In the porphyritic facies, AMS lineation is consistent with the regional, NW-SE- to E-W-trending, extensional event coeval with emplacement and crystallization of the pluton indicating an influence of regional tectonics on the linear fabric development. The dome-shaped foliation pattern of the Saint-Guiral massif corresponds to a deformation related to internal processes within the magma chamber. In the microgranite dyke swarm, the NNE-SSW- to NE-SW-trending lineations with flat or shallow plunges record magmatic flow processes within dykes, i.e. the magma injection and the filling of dykes from a southern source located in the Saint-Guiral massif. Regional tectonics played a significant role in the pluton shape and fabric development, but contrasted magma rheology is responsible for the differences of the fabric pattern. Due to its slow crystallization rate, NW-SE linear fabric develop in the porphyritic facies whereas in the

fast cooling dykes, magmatic flow is well preserved. Nevertheless, the NE-SW trend of the dykes attest for their opening as tension gashes in the same extensional strain field.

1. Introduction

Relationships between granitic dykes and plutons have been the topic of many studies for about ten years. Several authors proposed the “dyke-propagation” model to explain ascent and emplacement of granitic plutons [1]. These works mainly focused on (i) mechanisms involved in the efficient extraction and ascent through dykes of granitic magmas from a source region [2] and (ii) the building and growth of a magmatic chamber by filling from these dykes [3]. However, many of observed pluton-dyke association do not correspond to these “feeder dykes”, but on the contrary, dykes develop in the vicinity of a pluton and appear to be fed by a magma coming from the parental pluton [4]. Structural studies concerning those fed-by-pluton granitic dykes report essentially the geometric organisation of the dyke population around the plutons [e.g. 5]. Moreover, internal fabrics of pluton-related granitic dykes are rarely investigated. Studies of dyke internal fabric by Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) method are well developed in mafic dykes [e.g. 6, 7, 8]. Several dynamic models have been proposed to explain the observed fabrics and furthermore, these measurements are now more and more frequently used to infer the sense of flow of the magma within the dyke [e.g. 9]. Most of these studies deal only with dykes of mafic composition instead of granitic ones, except [10]. Studying internal fabrics of granitic dykes and their associated plutons allows us (i) to understand their feeding relationships, (ii) to compare the fabric development in granitic dykes and in associated plutons (iii) to compare the fabric in granitic dykes with that in basaltic dykes.

For these purposes, we have chosen, in the SE part of the French Massif Central, the Aigoual – Saint-Guiral – Liron granitic complex where a microgranitic dyke swarm is well developed at the northern border of a porphyritic granitic pluton. Field and microscopic observations as well as AMS measurements associated with a microstructural study have been carried out on both lithological facies. An emplacement model of the pluton and related-dykes in relation with the regional tectonic setting is proposed.

2. Geological setting

2.1. Regional framework

The French Massif Central belongs to the Paleozoic Variscan Belt of Medio-Europa. It consists of a stack of ductile and metamorphic nappes emplaced from Late Devonian to Middle Carboniferous [e.g. 11]. Crustal thickening is responsible for a voluminous melting that gave rise to migmatites and Al-rich granitoids in Middle to Late Carboniferous. From the petro-structural study of several plutons in many places of the French Massif Central, it has been demonstrated that they emplaced during a syn- to late-orogenic extensional episode characterized by a conspicuous NW-SE maximum stretching direction [12, 13].

The southeastern part of the French Massif Central, or Cévennes area, is mainly represented by two lithological units tectonically superposed (Fig. 1). The lower one or Viganais Unit consists of a Cambrian to Ordovician sedimentary sequence of sandstones and carbonates which experienced a slight metamorphism under lower greenschist facies during the Variscan orogeny in Carboniferous [14]. This unit, deformed by south-verging recumbent folds and thrusts, is tectonically overthrust by a metamorphic unit composed of micaschists-quartzite series and called the “Micaschistes des Cévennes” Unit. This domain underwent a prograde upper greenschist to lower amphibolite facies metamorphism coeval with a south-directed nappe stacking. A flat-lying foliation (S1) with N-S- to NE-SW-trending stretching lineation indicating a top-to-the south motion develops during the thrusting [e.g. 15, 16]. The syn-metamorphic shearing is dated at 330-340 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method on biotite and muscovite [17]. A second tectonic phase, characterized by E-W- to NW-SE-trending stretching lineation and shear bands cutting the older S1 foliation, develops around 315-305 Ma synchronously with the emplacement of several granitic plutons, such as the Mont-Lozère–Borne and Aigoual-Saint-Guiral-Liron plutons, to the north and south parts of the Cévennes area, respectively. These post-nappe structures are linked to the late-orogenic extension [12, 16].

2.2. The Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton

The Aigoual-Saint-Guiral-Liron (ASGL) pluton crops out in the contact between the “Micaschistes des Cévennes” and Viganais Units cross-cutting the older thrust contacts (Fig. 1). This L-shaped pluton is subdivided on the basis of present topography into three masses,

namely, the Aigoual, Saint-Guiral and Liron massifs to the North, West and East, respectively (Fig. 1). The round-shaped Saint-Guiral mass forms the main part of the pluton. It extends eastward through a necked part into the Liron mass whose eastern contact with country rock is hidden below the Mesozoic sediments. The necked part is cut by numerous NW-SE- and NE-SW-trending late faults but, as shown by the continuity in the thermal aureole, this shape is a primary feature of the pluton. To the north of the Saint-Guiral mass, the Aigoual granite crops out. Although separated from each other by a thin Mesozoic sedimentary cover, petrological and structural data clearly show a continuity between the two masses. The Aigoual mass is a NE-SW-trending body whose north termination consists of a swarm of NE-SW- to NNE-SSW-trending microgranitic dykes. In agreement with Sabourdy [18], our petrographic and textural observations show that this dyke area represents a shallower part of the ASGL complex. Available radiometric dates confirm the late-Variscan emplacement age of the ASGL around 305-310 Ma [19]. Therefore, the ASGL pluton is coeval with the late-orogenic extensional event. Around the ASGL complex, a hundred meters- to kilometer-wide contact aureole develops. Thermobarometry study carried out on hornfelses shows that the pluton emplaced at shallow depth at about 1-2 kb and 690-700 °C [20].

3. Granite petrography and microstructures

3.1. The two main granitic facies

The ASGL pluton consists of two cogenetic granitic facies, the porphyritic granite facies and the microgranitic one [18]. The porphyritic facies which is typical of the Carboniferous plutons of the SE French Massif Central forms the major part of the Saint-Guiral, Liron and three-quarter of the Aigoual masses. This monzogranitic facies is composed of millimeter- to centimeter-sized crystals of quartz, plagioclase (oligoclase, andesine), K-feldspar and biotite surrounding centimeter-sized (up to 10 cm) large K-feldspar megacrysts. Locally, rare amphiboles (0-2% of hornblende) occurs as isolated crystals or more often associated with biotite in millimeter-sized aggregates where minute epidotes and chlorites can also be observed.

In the northern and NE parts of the Aigoual mass, the porphyritic facies progressively changes into a microgranitic facies. No real contact between the two facies can be observed, the transition from the porphyritic to the microgranite facies is progressive, owing to a

decrease in grain size. The microgranitic facies is found in meter- to decameter-wide dykes intruding host micaschists. K-feldspar megacrysts are also observed in this facies but are less abundant than in the porphyritic granite facies (Fig. 2a), and near the dyke borders, they are sometimes missing. Millimeter- to centimeter-sized phenocrysts of rounded quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite and rare amphiboles are surrounded by a fine-grained matrix essentially composed of quartz, feldspar and rare biotite.

3.2. Microstructures of the two facies

At the outcrop scale, no significant deformation is observed. Locally, the K-feldspar megacrysts show a preferred-orientation. Microstructures were examined in about 60 of the sampling sites drilled for AMS. In the porphyritic granite, most of samples display pre-full crystallization structures (Figs. 2b and 2c). Quartz grains are weakly deformed with some undulose extinction and slight dynamic recrystallization (Fig. 2b). Biotite generally presents no evidence of solid-state deformation but in rare cases, crystals can be bent or kinked (Fig. 2c). Feldspars are not deformed although exceptionally K-feldspars can display an undulose extinction. Consequently, the porphyritic granite is characterized by magmatic microstructures with only local evidence of a weak high-temperature solid-state deformation [21, 22, 23].

In each microgranite dyke, the microstructures also present conspicuous pre-full crystallization features. In most of the samples, the phenocrysts of rounded quartz, feldspars and biotite do not show any significant undulose extinction, recrystallization or fracturing. Kinking of few grains of biotite is the only evidence of solid-state deformation. The fine-grained matrix consists of undeformed 50 to 100 μm -sized grains (Fig. 2d). However, a few samples differ from this “standard” fabric by a granophyric texture with numerous symplectic relationships between quartz and K-feldspars (Fig. 2e). These granophyres, found in the matrix and around K-feldspars phenocrysts, testify of a fast crystallization rate in disequilibrium [24]. Another peculiar facies is characterized by a very fine-grained matrix (Fig. 2f). This microgranite facies apparently looks like the “standard” one except for its finer matrix with a size of quartz and feldspar grains ranging from 5 to 50 μm , and biotite is almost lacking. This particular microgranitic facies which is preferentially located near the contacts between microgranite and host micaschist could represent chilled margins.

4. AMS study

4.1. AMS sampling

Since no obvious crystal preferred-orientation can be observed at the outcrop scale, an AMS study of the granitoids has been carried out. One hundred and thirty six sites with 1030 oriented specimens have been drilled for AMS study among which 125 sites come from the porphyritic facies and 11 sites from microgranitic dykes. For the porphyritic granite, sampling is concentrated in the central part and the Liron granite. Due to poor outcrop conditions, the Saint-Guiral granite and the southern part of the Aigoual was less explored. In each site, between 4 and 14 specimens were sampled. Concerning the microgranite, it is essentially the northern termination of the Aigoual that was investigated. For this facies, the sampling strategy is quite different from that applied to porphyritic granite. Cores, spaced from one to several meters, were drilled across the dykes. The number of specimens within a dyke varies from 5 to 40 depending on the dyke width. Unfortunately, in some cases, due to outcrop conditions, the contact between microgranite and the host micaschists is not visible and then the relative positions of sampled cores with respect to the dyke borders are not always recognized.

4.2. Magnetic mineralogy

In order to characterize the magnetic mineralogical compositions of our samples, several methods were applied on representative specimens from the two granitic facies. Microscopic investigations reveals that biotite and more rarely amphiboles are the main ferromagnesian phases which can potentially carry the magnetic signal. No ferromagnetic minerals such as magnetite or hematite have been observed.

The Isothermal Remanent Magnetization (IRM) has been measured on two representative samples of porphyritic granite using an IM 30 impulse magnetizer and a JR5 spinner magnetometer (Fig. 3a). IRM acquisition increases rapidly and is almost saturated at about 600 mT. The IRM curves suggest the probable presence of ferromagnetic minerals, however, the content of these phases should not be important since the NRM is about 10^{-4} A/m and the highest IRM values do not exceed 8×10^{-2} A/m at 2 Teslas for standard-size specimens. Hysteresis loops of some specimens were determined using a translation inductometer within an electromagnet providing a field of up to 1 T (Figs. 3b and 3c). For both facies, samples

present hysteresis curves of a perfect linear superimposition of induced magnetic moment by increasing and decreasing magnetic fields. This observation emphasizes the dominance of the paramagnetic minerals confirming that the ferromagnetic phases are in a very small proportion relative to the other minerals (Figs. 3b and 3c). All the applied methods demonstrate that paramagnetic minerals, i.e. mainly biotite and locally few amphiboles are the main contributors of the AMS. Traces of ferromagnetic phases do not much influence AMS results. This point is confirmed by values of the magnetic susceptibility.

4.3. AMS results

4.3.1. Magnetic susceptibility

Magnetic susceptibility, K_m , values of the two facies are quite similar (Fig. 4a, Table 1). For the porphyritic granitic sites, K_m shows a monomodal distribution and ranges mostly from 60 to 215 μSI with a mean value of $147 \pm 31 \mu\text{SI}$. Only two sites are out of this range. The microgranite specimens displays a monomodal distribution of K_m ranging from 74 to 373 μSI with a mean value at $168 \pm 38 \mu\text{SI}$. Due to the low number of sites of microgranite (11) relative to the porphyritic one (125), in some analyses we prefer, for a statistical point of view, presenting data concerning the 172 microgranite specimens instead of site-average data. The microgranite facies has slightly higher values than those of porphyritic one. These 150-200 μSI values for both facies are typical of granite where paramagnetic phases are the main contributors of AMS [25]. This point confirms the magnetic mineralogical experiments. The map distribution of K_m shows that highest values ($>150 \mu\text{SI}$) are found for both facies in the Aigoual massif, in the western margin of the Saint-Guiral massif, in the necked part and in the central area of the Liron massif (Fig. 4b). It is worth noting that the eastern border of the the Liron massif does not crop out.

4.3.2. Anisotropy degree (P') and shape parameter (T)

The Jelinek's plot (P' vs T) [26, 27, 28] shows that T values are scattered for the porphyritic granite (Fig. 5a). P' values are very weak since more than 90% of them are lower than 3%. Only two sites present values higher than 4%. P' is also relatively weak for the microgranite sites with values that do not exceed 2% and almost half of them are weaker than

1%. The AMS ellipsoid of the microgranite generally exhibits an oblate shape ($T > 1$). Although no obvious correlation between P' and T can be observed for both facies, sites with higher P' values have rather an oblate AMS ellipsoid.

The highest P' values are found in the necked part of the Saint-Guiral – Liron massif (Fig. 5b). Other parts of the pluton show lower P' values except the NE corner of the Liron massif, the northeast part and the western margin of the Saint-Guiral massif. In the Aigoual massif, due to the lack of sites in the central part, the spatial distribution of P' is difficult to discuss, however, the microgranites to the north of the massif present always weak values. AMS ellipsoids generally have an oblate shape in the Saint-Guiral granite and the necked part of the massif (Fig. 5c). On the contrary, in the Liron massif, AMS ellipsoids are rather prolate although near the margins and in its eastern part, oblate ellipsoids predominates. In the Aigoual massif, prolate and oblate ellipsoids predominate in the porphyritic granite and microgranite sites, respectively.

4.3.3. AMS fabric patterns of the porphyritic granite

As indicated by stereonets (Fig. 6a), moderate to shallow eastward plunging and dipping magnetic lineations and foliations is the main structural feature of the porphyritic granite. However, AMS fabric patterns depend on their location within the pluton (Fig. 6b). In the Liron massif and the necked part, AMS fabric pattern is quite constant. Lineations trend N70E to N120E with eastward moderate plunges. Only, the northeastern termination shows flat lineations. Foliation pattern is more scattered, specially in the Liron massif, although a general eastward dipping is observed. Near the margins, foliations are often parallel to the contact and steep dipping. The widespread NW-SE- to E-W-trending trajectories of magnetic lineations are rather consistent with the general trend of extension related lineations found in the host rock (Fig. 6a). A quite similar pattern to that observed in the eastern part of the pluton is found in the Aigoual massif. There, magnetic lineations trend NW-SE although the two northernmost located sites show submeridian lineation. N30W to N20E foliations dip variously eastward or westward. Conversely, the pattern in the Saint-Guiral massif is different to the others areas of the pluton since it defines a dome-shaped structure (Fig. 6a and 6b). Near the borders, magnetic lineations and foliations dip outward with moderate to strong angles. More inward the granite, trajectories of lineations and foliations are scattered and associated with weak or flat dips. To the east, magnetic fabrics are similar to those of the necked part with eastward plunging and dipping lineations and foliations. The dome-shaped

pattern observed in the Saint-Guiral massif is not consistent with the pattern of the regional extension related lineations. As discussed below, the occurrence of two types of AMS fabric pattern, i.e. NW-SE-trending lineation with eastward dipping foliation and dome-shaped within the Saint-Guiral, suggests the influence of different tectonic and magmatic processes during fabric acquisition.

4.3.4. Magnetic fabric within the microgranitic dykes

The magnetic fabric of the microgranitic dykes is completely different from that of the main porphyritic granite body (Fig. 7a). As shown by the stereonets presenting all analysed data (Fig. 7b), the mean magnetic lineation displays a N10E to N50E trend with shallow plunges (between 0 and 30°). Foliations are in average NE-SW-trending and dip northwestward (Fig. 7b). Within two sites, AG 127 and AG 138, results of the different specimens are scattered and show eastward dipping foliations. In the east of the dyke swarm, foliations trend about N-S with westward dip and lineations are nearly flat lying. In the west, the foliation trends rather N 40 E to N 60 E with northwestward dip whereas the N30E- to N45E-trending lineation displays shallow to moderate plunges. It is worth noting that the mean lineation trends parallel to the general direction of the dykes, that is about NNE-SSW to NE-SW. The map distributions of P', T and magnetic susceptibility do not display any particular organisation.

Figure 8 presents a detailed AMS study across a dyke (AG134). Km is constant throughout the dyke. P' is higher near the border than in the inner part of the dyke. This conclusion can be generally also drawn for the other dykes where borders can be observed. The shape parameter, T, is always oblate but decreases from dyke margins to core. The fabric data displays strong variations with higher plunges of lineation in the central part, i.e. magnetic lineation is at high angle from horizontal. Foliation is vertical in the center and dip northwestward at the dyke margins. The others dykes show also variations of AMS parameters. AMS fabric in the dykes is interpreted as reflecting the magma flow injecting within them (see Section 5.2).

5. Discussion

5.1. Relationships between magnetic fabrics and regional structures

In granitic plutons, fabric patterns can either result from internal magma chamber processes or reflect strain caused by a regional deformation as well as finally present a combination of these two processes [22]. Comparing the syn-emplacement strain markers in the host rock with internal fabrics allows us to determine the degree of structural coupling between the two sets of structural data. If syn-emplacement structures in host rock are geometrically continuous with respect to those within the pluton, these latter reflect probably the regional deformation. Conversely, if a difference in foliation and lineation orientation can be shown between host rocks and pluton, structures within the pluton were preferentially formed by internal processes in the magma chamber.

Since the ASGL pluton cross-cuts the thrusts in the metamorphic country rocks, the pluton structures developed after the nappe stacking of the Cévennes units. The geochronological data [19] show an emplacement age for both porphyritic granite and microgranite dykes around 305-310 Ma when the Cévennes area underwent the post-thickening extensional event [12]. The NW-SE- to E-W-trending stretching is well observed around the ASGL pluton [12]. In the contact aureole, a N80E- to N150E-trending crenulation and mineral lineation is well developed. E-W stretching is evidenced by a boudinage of cherty limestones in the Viganais unit to the south of the pluton. Contact metamorphism minerals, such as biotite or graphitic andalusite, coeval with granite emplacement and crystallization trend NW-SE to E-W and are boudinaged. Quartz pressure shadows at the extremities of biotite contact porphyroblasts also show stretching in this direction. Lineation is generally subhorizontal except near the western border of the pluton where it plunges steeply toward the NW. Furthermore, to the north of the Aigoual granite, the mean trend of the dyke swarm, i.e. NNE-SSW to NE-SW, is consistent to an E-W to NW-SE stretching. The microgranite dykes can be interpreted as tension gashes opened by a NW-SE brittle stretching and filled by granitic magma.

In the porphyritic granite, NW-SE- to E-W-trending lineations are well developed throughout the pluton except in the Saint-Guiral massif where dome-shaped structures are observed (Fig. 6). This E-W-trending pattern complies with the syn-emplacement structures described in the host-rock. Conversely, the magnetic lineations in microgranite dykes are nearly perpendicular to the regional NW-SE to E-W stretching direction observed both in the

porphyritic granite and its host rock. These contracted fabrics are related to magma rheology and emplacement dynamics.

5.2. Significance of AMS fabric in ASGL pluton

The consistency between magnetic lineations within the porphyritic granite facies and regional extensional structures indicates that fabric of the main body of the pluton records some increments of the regional deformation. The Liron granite at the eastern part of the pluton presents the simplest pattern of E-W magnetic lineations, close to the regional E-W trajectories of stretching deformation (Fig. 6). In the necked part, the magnetic lineation trend exhibits a sigmoidal pattern that can either reflect a wrench component of strain during fabric acquisition or more probably be due to rigid rotation of granite blocks along late faults. The general shallow eastward dip of the pluton structures in the necked part and the Liron granite could be interpreted as an evidence of a general eastward tilting of this area of the pluton after or during its emplacement. The gravity map of the pluton (Fig. 9) [29] and the few 2D gravity models computed [Améglio, personal communication] show that the most negative gravity anomaly lies in the Saint-Guiral massif and decreases to the east. Such an anomaly suggests an eastward thinning of the pluton and that the root zone of the pluton is likely located under the Saint-Guiral granite. In this latter massif, the dome-shaped pattern of the magnetic structures is not fully consistent with a regional extensional deformation. Although strain induced by regional stresses during crystallization can lead to an “onion-skin” pattern of structures [e.g. 22], dome-shaped pattern of the Saint-Guiral granite would rather reflect internal processes in the magma chamber. As shown by gravity data, this part of the pluton seems to be the feeder zone of the pluton, and therefore, the domal foliation shape would be a consequence of pluton inflation above the feeder area. In the Aigoual massif, the magnetic lineations in the porphyritic granite are generally parallel to those measured in the contact aureole showing that there also the granitic magma recorded the regional strain.

Conversely to the porphyritic granite, fabrics in the microgranite dykes do not show any geometric relationships with the regional extensional stretching direction. The magnetic lineations are parallel to the mean NNE-SSW dyke trend. In agreement with microstructural observations, AMS fabric in the dykes is interpreted as reflecting the internal magmatic flow within the dykes. The quite complex pattern of fabric parameters within the dykes (Fig. 8) suggests that due to its rheological state, the microgranitic magma underwent a turbulent flow when filling the dykes. Within the Aigoual massif, the transition zone from regional

deformation-induced fabrics to the south and internal processes-induced fabrics to the north is not visible since this zone is poorly exposed. However, the two northernmost AMS sites in the porphyritic granite which are the nearest to the dyke area present a submeridian-trending lineation close to that observed in microgranite. Therefore, NE-SW-trending lineation is not restricted to the microgranitic dykes, but can also be found in the transitional zone between the two granitic facies. Moreover, since the feeder zone of the ASGL pluton is located in the Saint-Guiral massif, the NE-SW trend of the magnetic lineation within the dykes complies with the feeding direction of those dykes and also of the whole Aigoual massif from a southward source, located in the Saint-Guiral massif (Fig. 10). Therefore, the microgranite dykes of the northern end of the Aigoual massif correspond to a fed-by-pluton dyke swarm. The inferred magmatic flow going from Aigoual massif to the dykes does not support the hypothesis that those dykes fed a magma chamber that formed the ASGL pluton.

The magmatic flow within the dykes and the lack of any record of the regional deformation in the fabric pattern can be due to cooling processes. One might argue that the northern part of the Aigoual granite was preserved from the regional strain or that in this shallower part of the pluton, the fabric developed differently relative to the deeper and hotter parts of the pluton represented by the porphyritic facies. However, these assumptions do not comply with the ductile deformation developed in the thermal aureole around the dyke swarm which is similar to that observed around the rest of the pluton. Moreover, the N-S to NE-SW trend of the dykes shows that their opening is related to the regional NW-SE extension. Indeed, the difference of fabric patterns between dykes and plutons is likely due to contrasted crystallization processes and rheological behaviours. The lower volume of magma in the dykes resulted in a faster crystallization rate as indicated by the microgranitic and granophyric microstructures. The magma was quickly “frozen” and the fabric related to magma flow dynamics was preserved. Conversely, the crystallization in the main, hotter, pluton was a long-lasting process. The fabric reflects slower magma chamber internal processes and regional strain. As a matter of fact, in the porphyritic facies, the slowly crystallizing magma records well the NW-SE regional stretching.

6. Conclusions

The porphyritic and microgranitic facies of the Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton present several common and different features. The contrasted fabric patterns measured in the two

facies do not result from different magnetic mineralogies since biotite and local amphibole carry the magnetic signal. Pre-full crystallization microstructures observed in both rock types indicate a very minor subsolidus imprint. The microgranitic texture of the dykes testifies to a fast crystallization. In fact, the different AMS patterns reflect different development modes of the fabric. In the porphyritic granite, the mineral orientation was controlled by some increments of the regional stresses related to the late-orogenic extensional tectonics. Conversely, in the microgranitic dykes, magma flow is the main driving-force of the AMS. This difference in the acquisition mode of AMS fabric is certainly related to a faster crystallization rate within dykes resulting in a rapid locking (freezing) of fabric which preserves a record of magma flow and cannot be reoriented by the external, i.e. regional, strain conversely to the fabric in the main pluton. Dykes of granitic composition can record magma flow dynamics like basaltic dykes. The dynamics of flow is likely quite complex as shown by the variations of AMS parameters along a dyke. Further investigations are necessary to better constrain our understanding of the magma flow and magnetic fabrics in granitic dykes. For example, the occurrence of “inverse” fabrics and the determination of the real sense of flow by measuring the imbrication of the magnetic foliation and lineation along dyke margins, which is common in basic dykes, can probably also apply to granitic dykes. Finally, microgranitic dykes of the northern part of the Aigoual granite are fed-by-pluton dykes and the magnetic lineation records the general trend of flow from the main pluton.

References

- [1] J.D. Clemens, C.K. Mawer, Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics* 204 (1992) 339-360.
- [2] A.M. Rubin, Getting granite dikes out of the source region, *J. Geophys. Res.* 100(B4) (1995) 5911-5929.
- [3] N. Petford, S. Cruden, K. McCaffrey, J.-L. Vigneresse, Granite magma formation, ascent and emplacement in the Earth's crust, *Nature* 408 (2000) 669-673.
- [4] D.R. Baker, The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new models of viscosity and dike propagation, *Can. Mineral.* 36 (1998) 255-263.
- [5] J. Marre, *The structural analysis of granitic rocks*, North Oxford Academic, London, 1986, 123 pp.
- [6] P. Rochette, M. Jackson, C. Aubourg, Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.* 30 (1992) 209-226.
- [7] L. Tauxe, J.S. Gee, H. Staudigel, Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way, *J. Geophys. Res.* 103(B8) (1998) 17775-17790.
- [8] J.-P. Callot, L. Geoffroy, C. Aubourg, J.-P. Pozzi, D. Mege, Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies, *Tectonophysics* 335 (2001) 313-329.
- [9] C. Aubourg, G. Giordano, M. Mattei, F. Speranza, Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dikes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy), *Phys. Chem. Earth* 27 (2002) 1263-1272.
- [10] F. Hrouda, M. Chlupáčová, J.K. Novák, Variations in magnetic anisotropy and opaque mineralogy along a kilometer deep profile within a vertical dyke of the syenogranite porphyry at Cínovec (Czech Republic), *J. Volcanol. Geoth. Res.* 113 (2002) 37-47.

[11] P. Ledru, J.-M. Lardeaux, D. Santallier, A. Autran, J.-M. Quenardel, J.-P. Floc'h, G. Lerouge, N. Maillet, J. Marchand, A. Ploquin, Où sont les nappes dans le Massif central français? Bull. Soc. géol. Fr. 5 (1989) 605-618.

[12] M. Faure, Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, Tectonics 14 (1995) 132-153.

[13] J.-Y. Talbot, G. Martelet, G. Courrioux, Y. Chen, M. Faure, Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies, J. Struct. Geol. (in press).

[14] A. Rakib, Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales: une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif Central français), Ph.D. Thesis, Université de Montpellier II, 1996, 207p.

[15] M. Mattauer, A. Etchecopar, Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français, Colloque International CNRS 268 (1977) 261-267.

[16] M. Faure, X. Charonnat, A. Chauvet, Y. Chen, J.-Y. Talbot, G. Martelet, G. Courrioux, P. Monié, J.-P. Milési, Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore deposits formation, Bull. Soc. géol. Fr. 172 (2001) 687-696.

[17] C. Caron, Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution de socle encaissant par la géochronologie U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar et K-Ar, Ph.D. Thesis, Université de Montpellier II, 1994, 288p.

[18] G. Sabourdy, Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales, Massif central français, Ph.D. Thesis, Université de Clermont-Ferrand, 1975, 278p.

- [19] P. Monié, J.-P. Respaut, S. Brichaud, V. Bouchot, M. Faure, J.-Y. Roig, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France), in: Orogenic gold deposits in Europe, Doc. BRGM 297, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 2000, pp. 77-79.
- [20] K. Najoui, A.F. Leyreloup, P. Monié, Conditions et âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : exemple des granodiorites de St-Guiral et du Liron (Cévennes, France), Bull. Soc. géol. Fr. 171 (2000) 495-510.
- [21] J.-L. Bouchez, C. Delas, G. Gleizes, A. Nédélec, M. Cuney, Submagmatic microfractures in granites, *Geology* 20 (1992) 35-38.
- [22] S.R. Paterson, T.K. Fowler Jr., K.L. Schmidt, A.S. Yoshinobu, E.S. Yuan, R.B. Miller, Interpreting magmatic fabric patterns in plutons, *Lithos* 44 (1998) 53-82.
- [23] R.H. Vernon, Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow, *Electronic Geosciences* 5 2 (2000).
- [24] M.J. Hibbard, *Petrography to petrogenesis*, Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ, 1995, 608 pp.
- [25] J.-L. Bouchez, Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granitic rocks, in: J.-L. Bouchez, D.H.W. Hutton, W.E. Stephens, (Eds.), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1997, pp. 95-112.
- [26] V. Jelinek, Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Stud. Geophys. Geodet.* 22 (1978) 50-62.
- [27] V. Jelinek, Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics* 79 (1981) 563-567.
- [28] F. Hrouda, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.* 5 (1982) 37-82.

[29] Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Carte de l'anomalie de Bouguer de la France métropolitaine et du plateau continental, BRGM, Orléans, 1998.

Figure and table captions

Fig. 1. (a) Location map of the study area in the French Massif Central. (b) Structural map of the Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton and surrounding areas. White bars and arrows are stretching lineations related to the regional extensional event. Arrows indicate the sense of shear of the upper part.

Fig. 2. (a) Outcrop of microgranite showing the grey matrix and random fabric of K-feldspar megacrysts, with some rounded crystals. (b) Typical microstructure of the porphyritic granite facies showing magmatic microstructures, with few solid-state deformation overprints, although locally, incipient dynamic recrystallization of quartz and weak kinking of biotite can be observed (AG58). (c) Kinked biotite indicating a weak solid-state deformation (AG123). (d) Typical microstructure of the microgranite with rounded quartz, feldspar and biotite phenocrysts surrounded by a fine-grained quartz-feldspar matrix with rare and small (50-80 μm) biotite grains (AG128). (e) Granophyric texture in a microgranite dyke (AG139). The size of grains is similar to that displayed in (d). (f) Microgranite with a very fine-grained matrix (20 μm) where small biotites are almost lacking (AG134). Observed phenocrysts are the same as those described in (d). Qtz: quartz, Kf: K-feldspar, Pl: plagioclase, Bi: biotite.

Fig. 3. (a) Acquisition of isothermal remanent magnetization, showing a magnetic saturation with weak IRM intensity. (b), (c) Hysteresis curves of two samples of porphyritic granite (b) and microgranite (c) showing linear and superposing induced magnetic moments with respect to increasing and decreasing applied magnetic fields.

Fig. 4. (a) Histograms of magnetic susceptibility of for each sites of porphyritic granite and each specimens of microgranite. (b) Map of the distribution of magnetic susceptibility intensity. White areas correspond to no-sampled parts of the pluton.

Fig. 5. (a) Jelinek's plot, P^* vs. T [27]. Blacks dots and grey squares represent site-average values of porphyritic granite and microgranite, respectively. (b), (c) Map of the distribution of

(b) the anisotropy degree, P' and (c) the shape parameter, T . White areas correspond to no-sampled parts of the pluton.

Fig. 6. (a) Map of magnetic lineations and foliations of the 125 sampling sites of the porphyritic granite facies of the Aigoual-Saint-Guiral-Liron pluton and stereonet of lineations and poles of foliations. For the structural symbols, number in italic corresponds to the dip of foliation whereas number in normal type stands for the plunge of lineation. In the country rocks, white bars and arrows are the mineral and stretching lineation and sense of shear of the upper part respectively. (b) Equal-area projections of AMS fabric for the four parts of the porphyritic granite facies. Squares and circles are $K1$ (magnetic lineation) and $K3$ (pole of the magnetic foliation), respectively. Small symbols and larger grey ones represent sampling sites and average orientation directions, respectively. 95% level confidence ellipses are drawn around average orientation direction.

Fig. 7. (a) Equal-area projection of AMS results for each sampling site of the microgranitic facies of the northern part of the Aigoual granite. Squares and circles are $K1$ (magnetic lineation) and $K3$ (pole of the magnetic foliation), respectively. Small black symbols and larger grey ones represent individual specimen and average orientation directions, respectively. 95% level confidence ellipses are drawn around average orientation direction. Trace of the magnetic foliation, ($K1$, $K2$) plane, is also plotted. K_m , P' , T and n stand for mean magnetic susceptibility, anisotropy degree, shape parameter and number of specimens, respectively. In the geological map, the symbols are the same as those of Fig. 1. (b) Stereonets of the magnetic lineations and the poles of magnetic foliations for all specimens of microgranite.

Fig. 8. Cross-section through a representative microgranite dyke (site AG134) showing variations of different AMS parameters along the dyke. Grey lines represent the mean variation trend of the different parameters. Dashed lines are the two margins of the dykes.

Fig. 9. Map of the complete Bouguer gravity anomaly in Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton area drawn from the map of the Bouguer anomaly of the whole France [29]. The maximum negative anomaly located in the Saint-Guiral massif and the southern part of the Aigoual granite is considered as the feeder zone of the whole pluton.

Fig. 10. 3D schematic representation of the Aigoual–Saint-Guiral–Liron pluton showing the feeder zone under the Saint-Guiral massif, the main trajectories of AMS foliation and magma flow and the feeding relationships between the porphyritic granite and the dyke swarm. Dotted pattern is the microgranitic facies.

Table 1. Anisotropy of magnetic susceptibility data. N: number of specimens; K_m : Bulk magnetic susceptibility in μSI ; Dec, Inc, $\alpha_{95\text{min}}$, $\alpha_{95\text{max}}$: declination, inclination, bimodal statistics data, respectively, in degrees; P': anisotropy degree in percent; T: shape parameter [26, 27, 28]. Data in bold correspond to the microgranitic facies whereas others are from porphyritic granite.

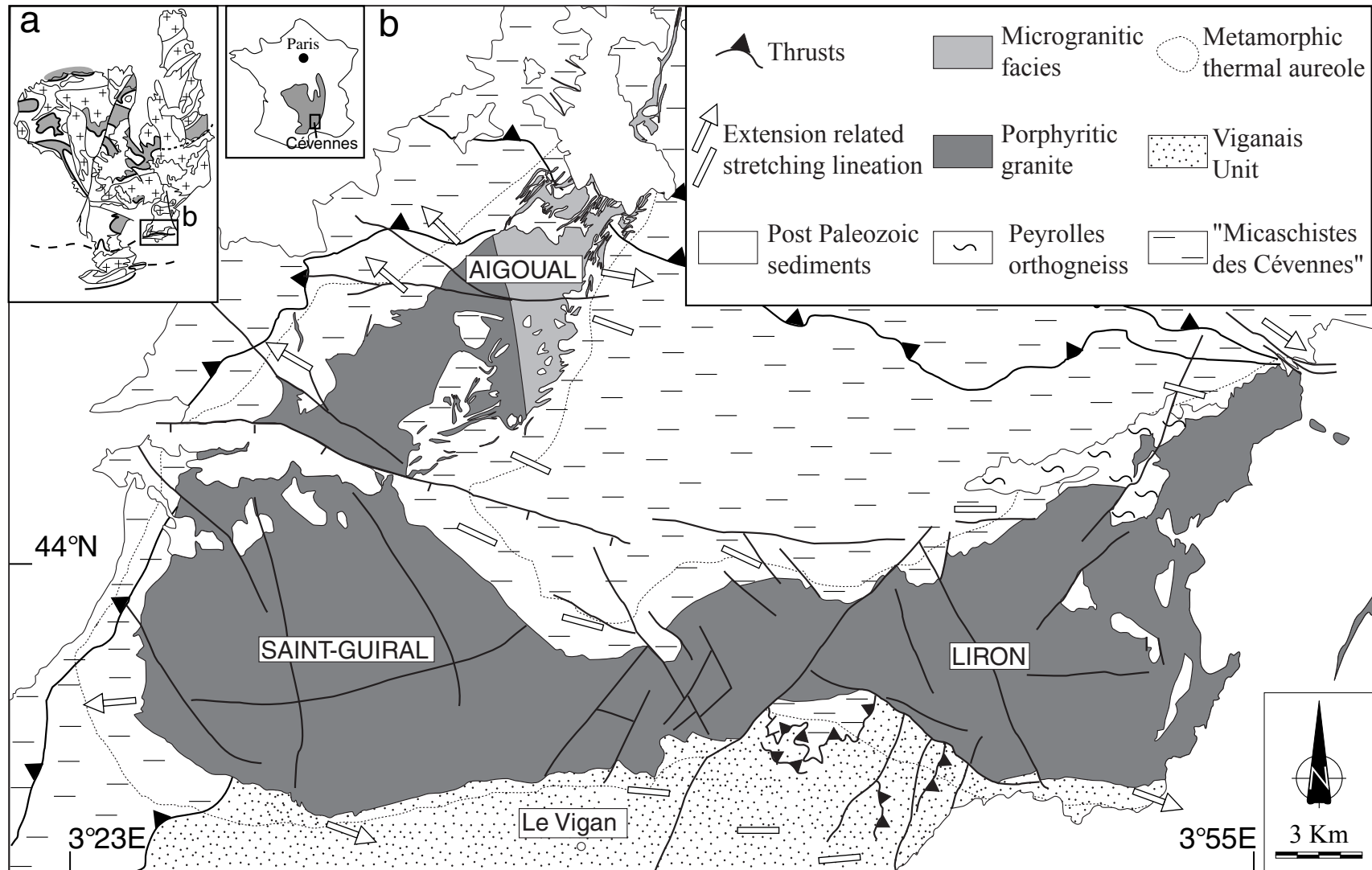


Fig. 1

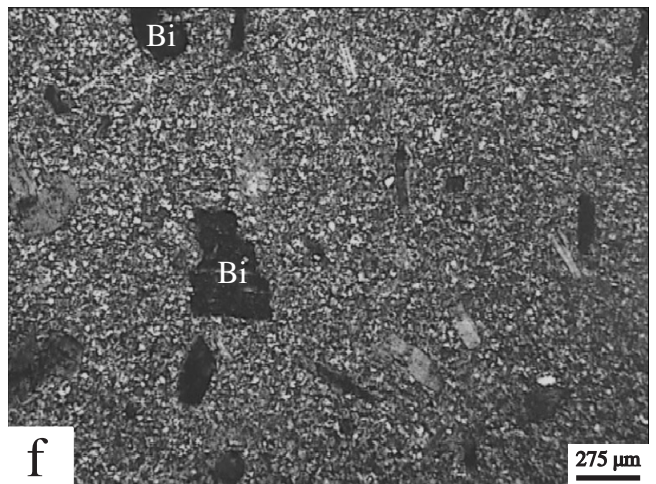
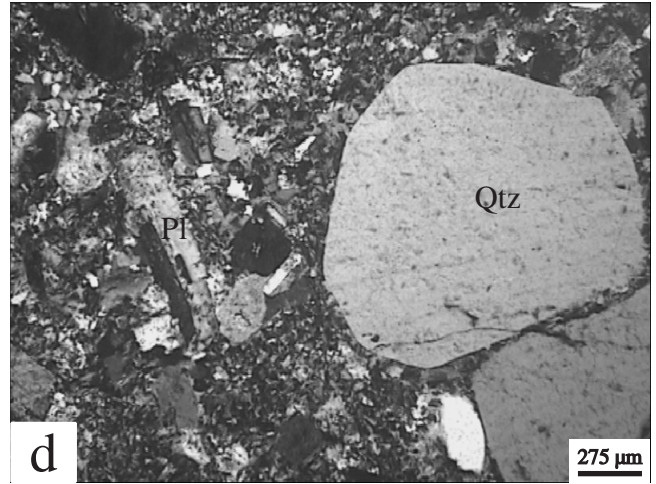
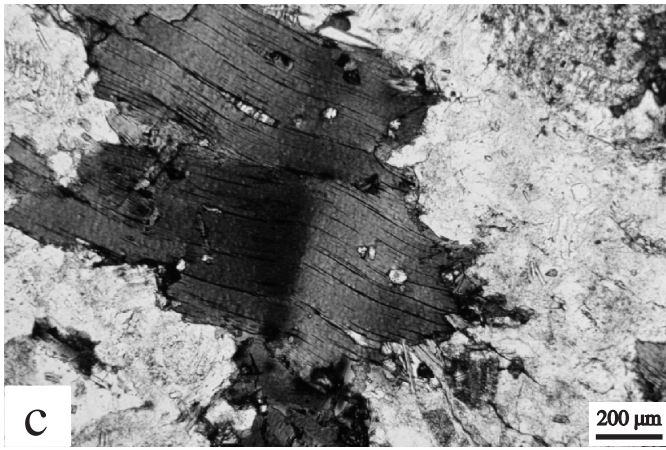
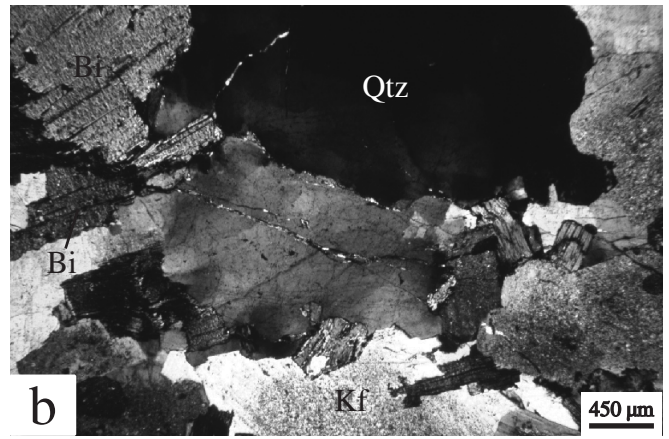
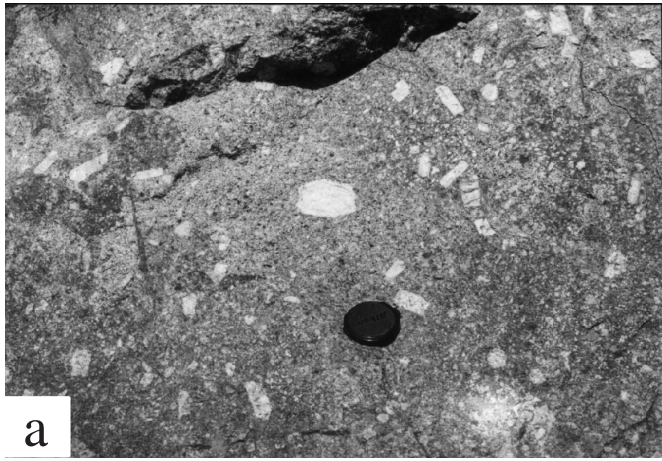


Fig. 2

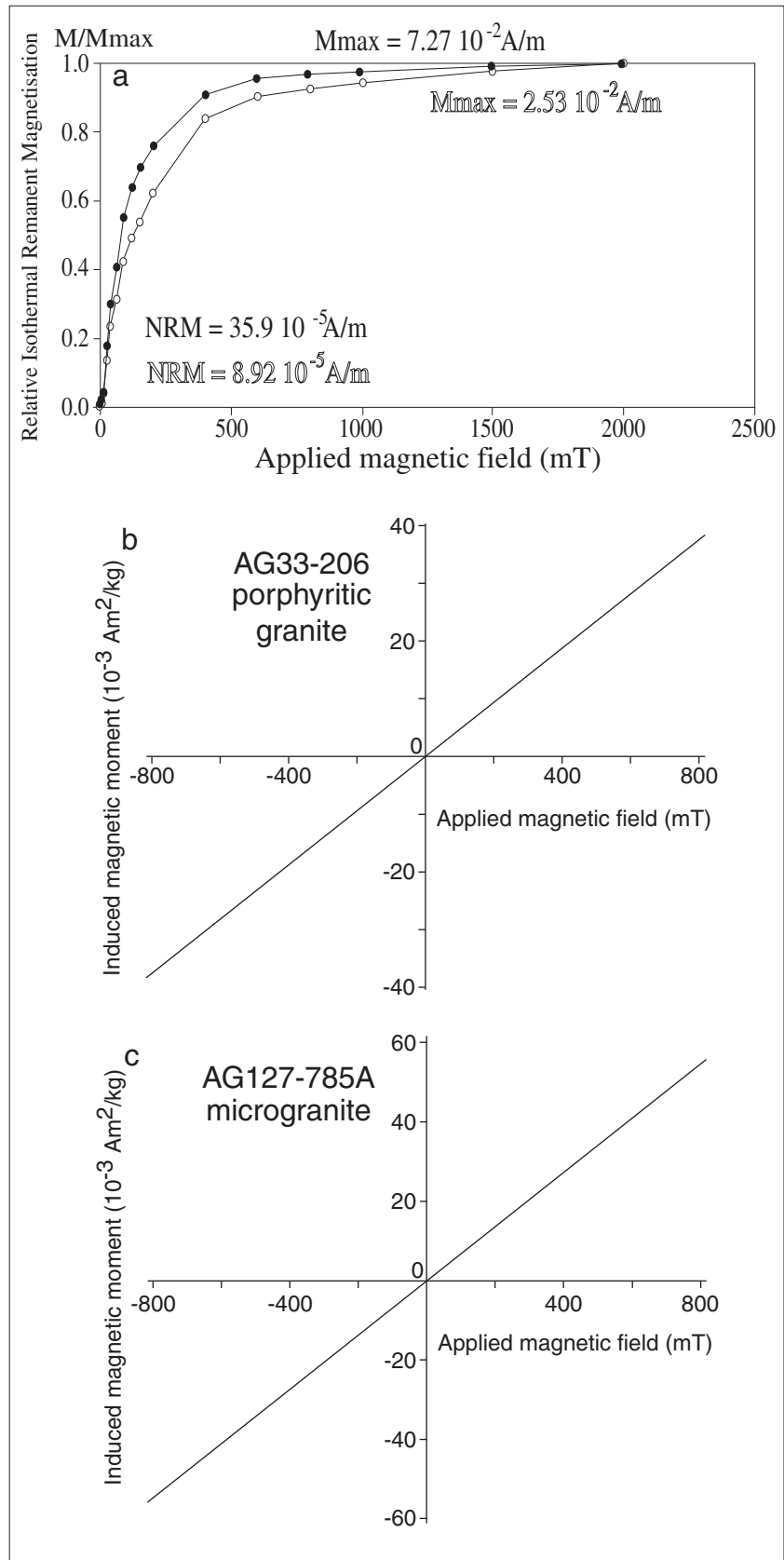


Fig.3

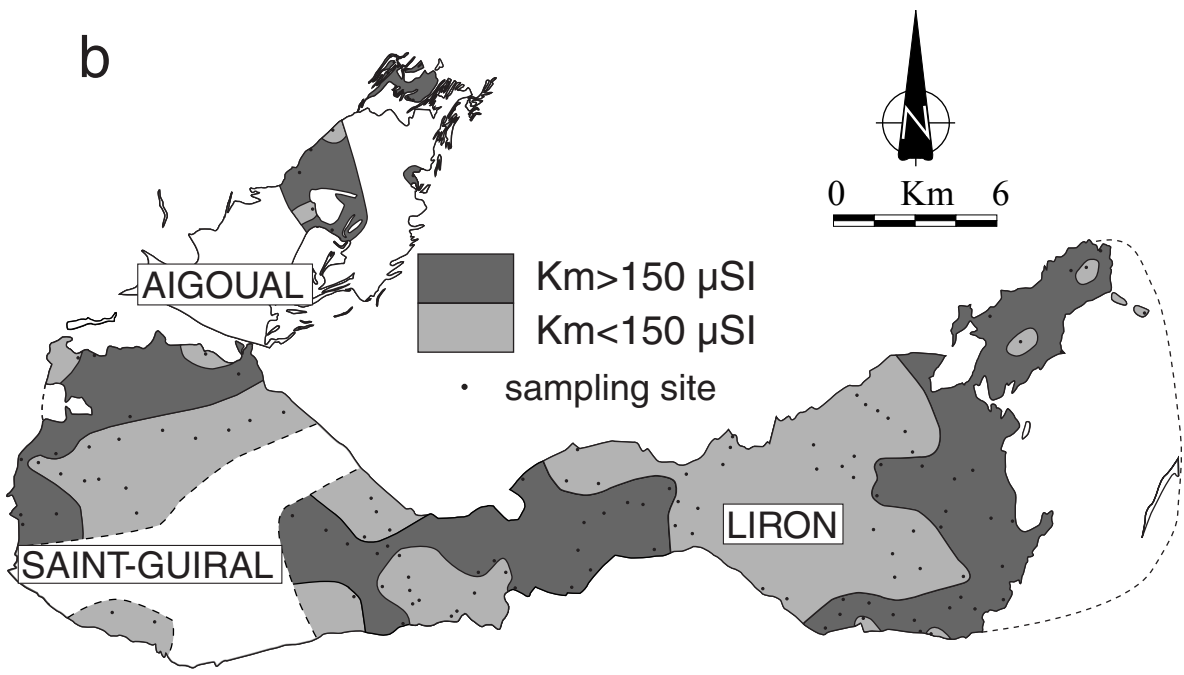
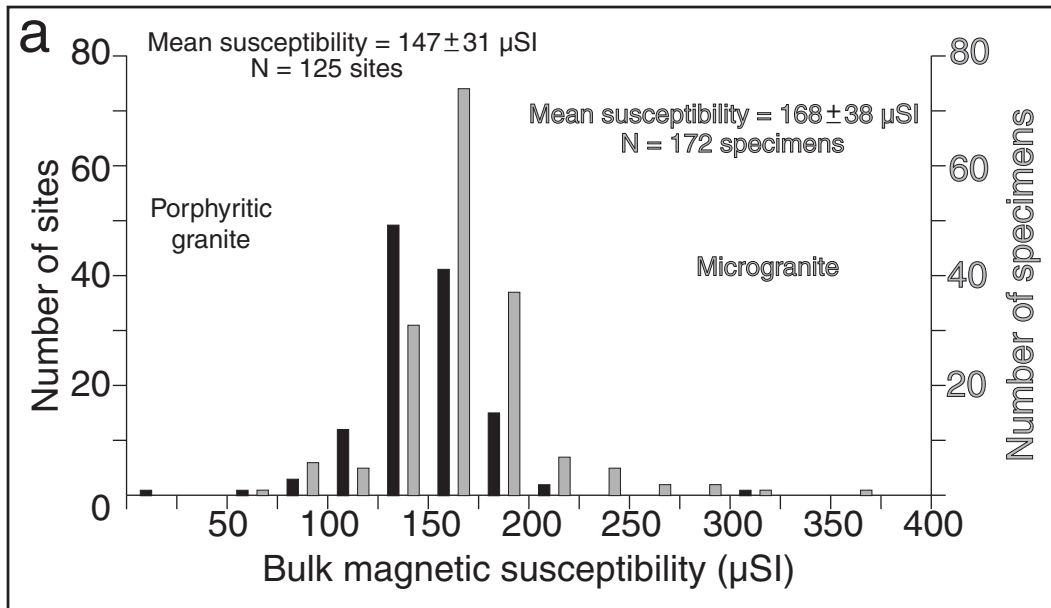


Fig. 4

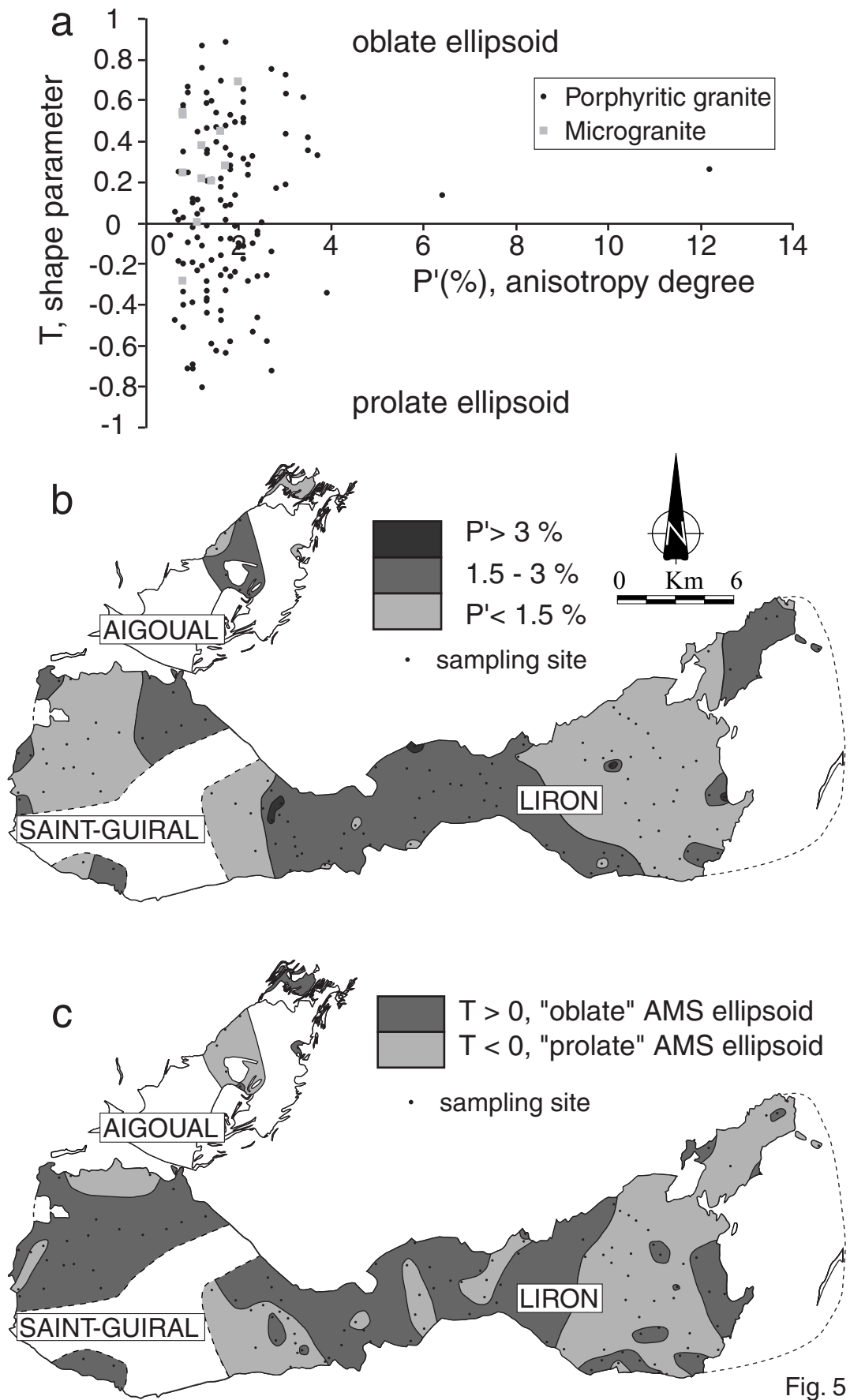


Fig. 5

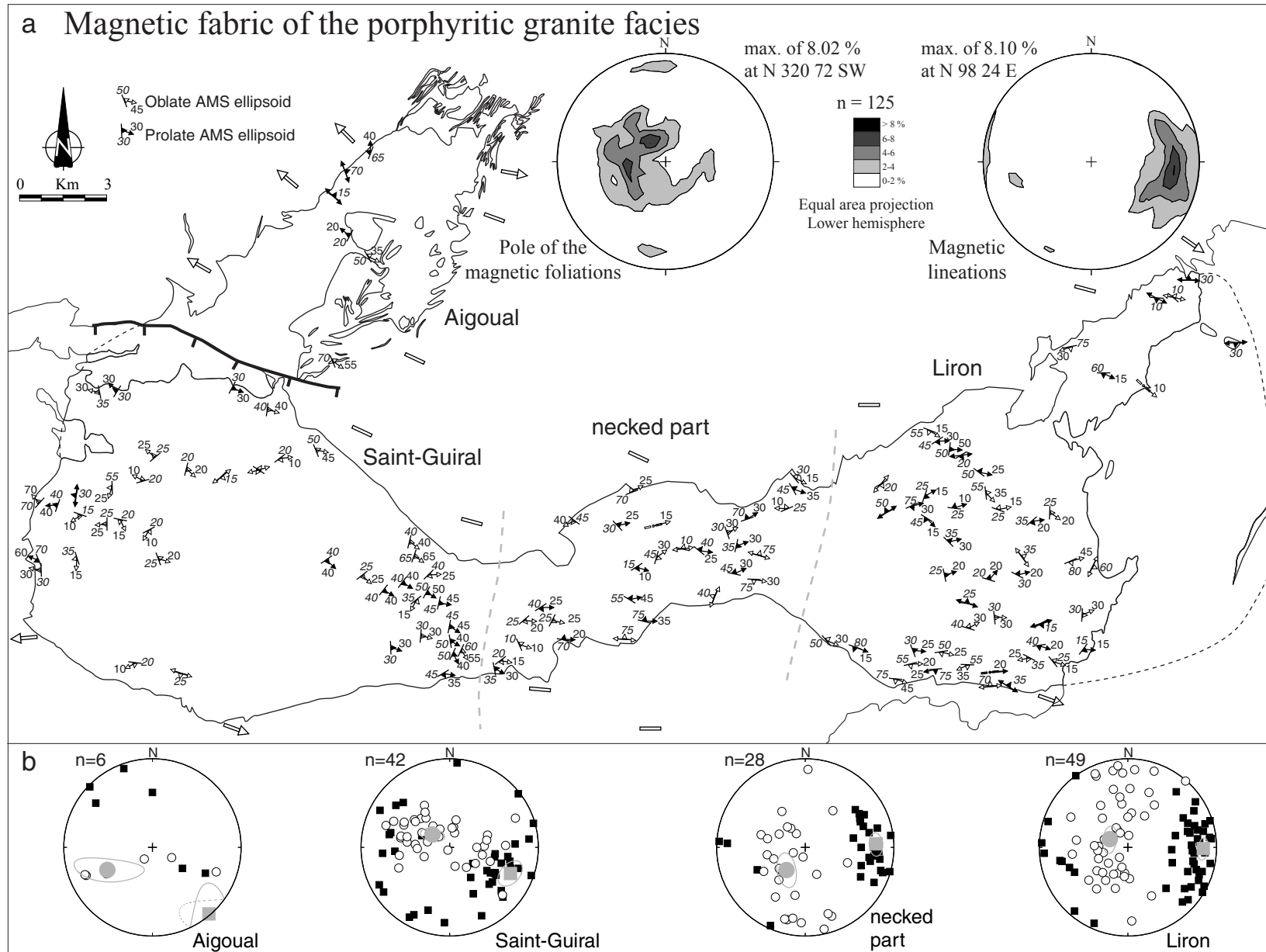


Fig. 6

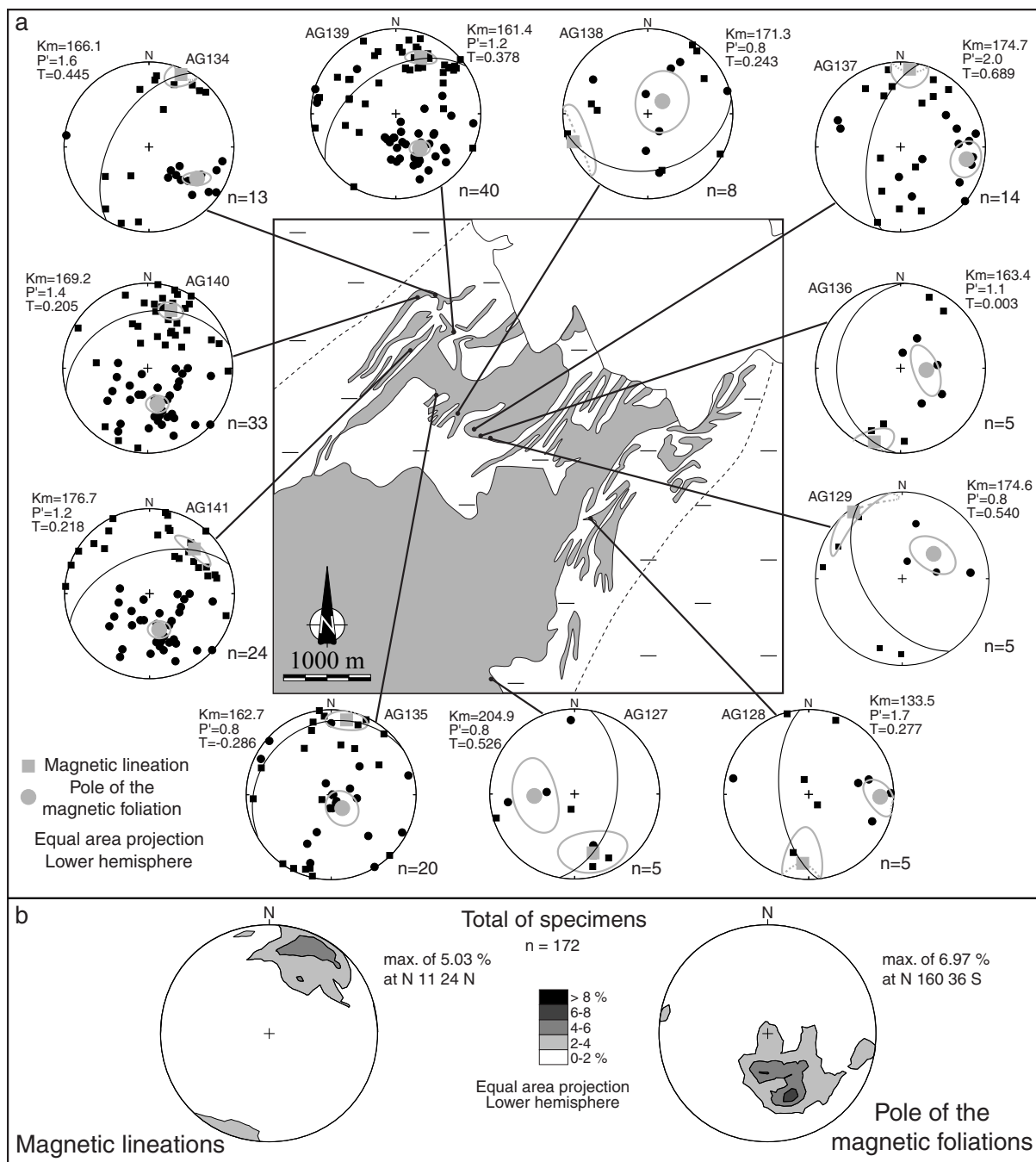


Fig. 7

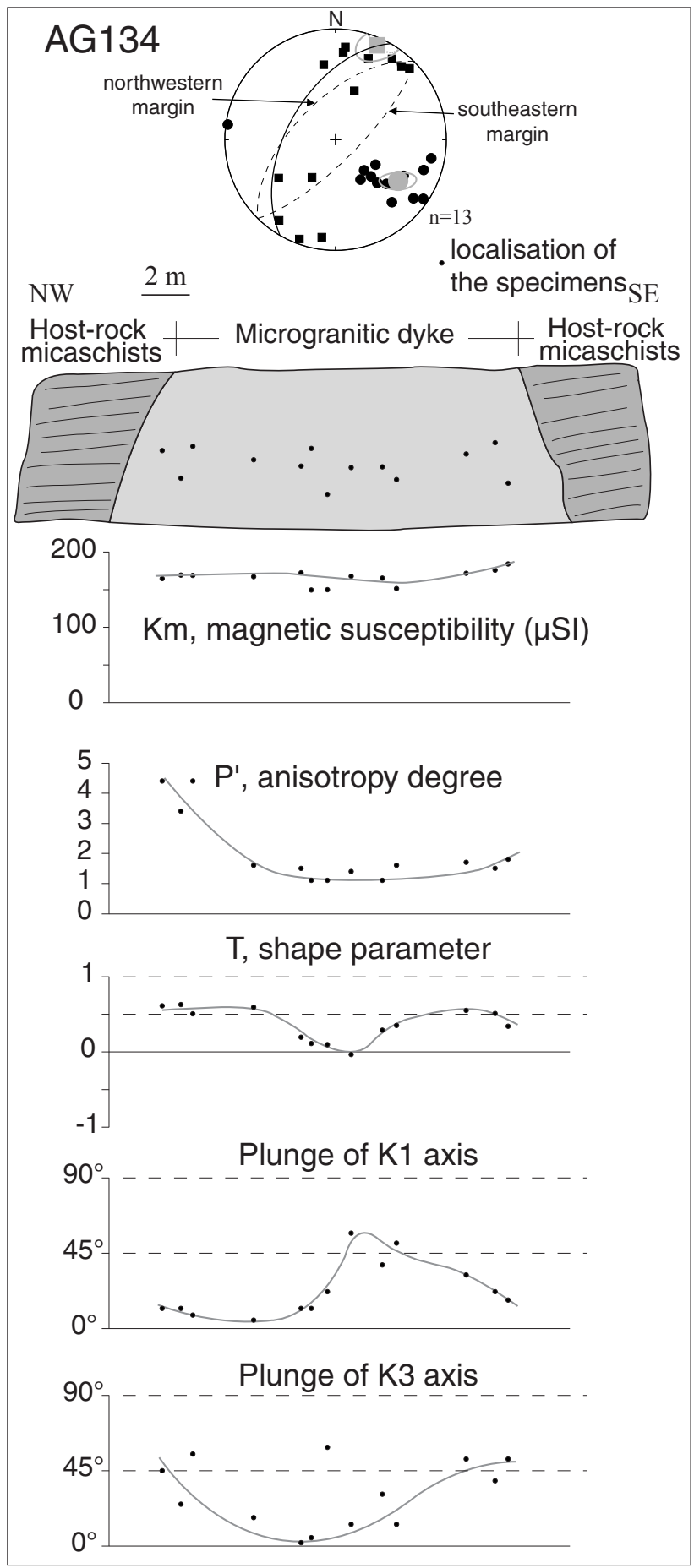


Fig. 8

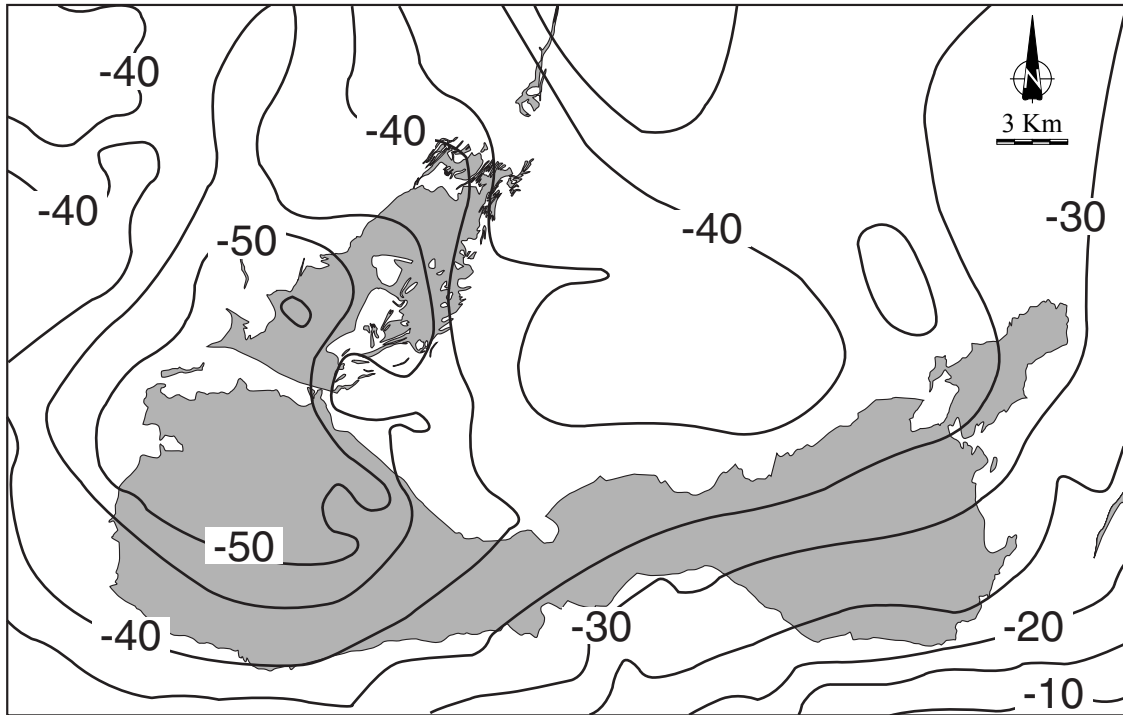


Fig. 9

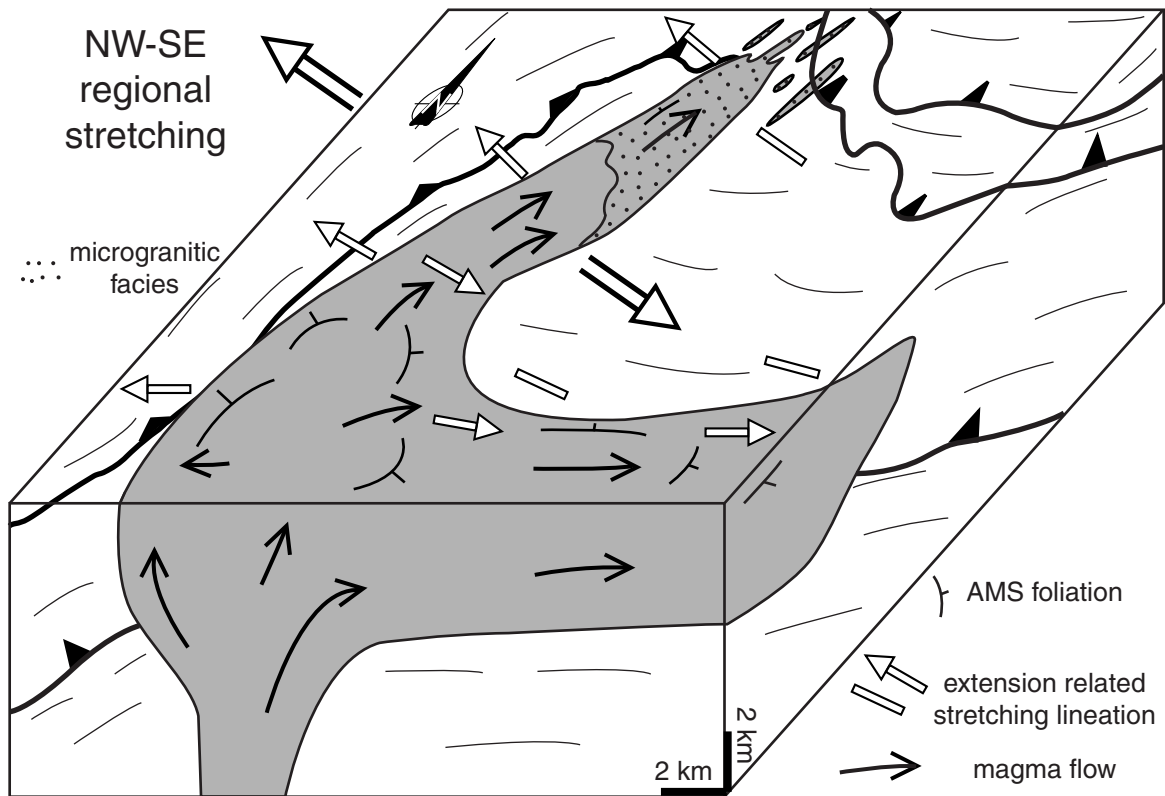


Fig. 10

Table 1

site	n	Km (μ SI)	K1		K3		P'	T
			Dec/Inc	$\alpha_{0.5\text{min}}/\alpha_{0.5\text{max}}$	Dec/Inc	$\alpha_{0.5\text{min}}/\alpha_{0.5\text{max}}$		
AG01	6	154.5	284.0/26.7	10.8/27.0	91.3/61.4	11.8/16.9	2.1	0.508
AG02	7	188.8	295.1/62.2	11.2/18.0	32.9/10.7	15.8/41.1	1.0	-0.697
AG03	12	155.7	188.8/18.6	16.3/22.3	77.0/64.8	11.8/16.4	1.0	0.103
AG04	5	126.2	250.6/0.6	19.3/37.0	359.7/68.7	8.9/27.7	0.9	0.244
AG05	6	148.4	302.4/18.4	15.5/41.5	94.1/64.4	16.1/27.7	0.9	0.664
AG06	8	144.9	141.0/11.1	5.8/27.4	10.8/69.4	5.8/8.8	0.9	0.637
AG07	8	168.2	312.1/69.7	5.1/13.3	130.8/21.1	5.3/7.9	3.0	0.185
AG08	9	136.5	267.2/38.7	4.5/13.2	108.5/49.4	6.8/19.6	1.6	-0.078
AG09	9	156.5	177.3/3.8	15.4/31.9	82.1/38.3	12.8/23.6	0.6	-0.478
AG10	7	135.1	349.4/16.0	13.8/35.6	93.1/37.1	13.2/18.9	0.8	0.563
AG11	7	132.9	301.7/19.3	14.0/16.2	152.1/72.5	12.2/16.1	1.5	0.467
AG12	7	163.2	312.5/27.2	7.9/21.7	137.1/64.1	3.0/15.6	1.3	0.464
AG13	14	128.3	132.4/21.4	10.9/13.8	287.9/68.2	5.7/12.9	1.1	0.448
AG14	9	129.2	88.1/12.2	8.1/29.3	318.7/73.2	8.0/15.0	1.6	0.694
AG15	7	147.3	260.3/1.9	8.3/40.8	176.3/87.8	4.7/9.2	1.7	0.884
AG16	7	125.6	78.5/12.2	14.3/22.8	309.8/74.2	7.3/14.5	2.1	0.588
AG17	8	167.7	99.2/32.9	5.7/7.9	329.5/37.9	5.9/36.7	2.7	-0.725
AG18	7	105.0	140.3/43.8	6.1/17.1	295.0/37.2	6.6/28.7	2.4	-0.260
AG19	7	135.6	138.2/56.7	5.1/13.7	296.3/29.7	5.3/11.0	3.7	0.333
AG20	9	140.2	119.1/41.3	7.3/15.6	265.7/45.5	7.9/25.3	1.9	-0.240
AG21	8	134.5	123.4/45.4	6.9/6.9	283.9/42.1	5.4/33.1	2.4	-0.462
AG22	5	129.1	101.8/44.3	8.9/16.4	288.3/46.2	6.2/14.5	2.3	-0.103
AG23	5	127.9	87.5/29.9	17.8/35.6	293.6/55.9	4.0/19.8	3.4	0.615
AG24	7	189.2	123.1/49.0	5.6/10.1	296.9/39.8	7.5/14.5	2.1	-0.174
AG25	4	155.8	208.3/20.3	14.2/32.8	340.9/64.3	20.4/35.3	6.4	0.138
AG26	6	132.9	105.7/32.0	3.0/20.5	277.9/58.9	2.6/20.2	2.2	0.233
AG27	6	145.9	104.7/33.2	9.3/15.5	279.1/60.4	16.2/33.0	1.4	-0.588
AG28	5	166.4	131.3/36.1	9.4/24.4	313.7/49.7	15.3/38.2	1.0	-0.191
AG29	6	184.3	135.0/24.9	12.6/22.2	320.2/65.0	13.1/21.7	1.3	0.205
AG30	5	145.1	106.9/47.2	4.1/18.8	253.0/40.5	6.5/19.4	2.1	0.314
AG31	8	162.4	102.6/39.1	4.6/19.8	277.6/50.9	5.6/21.2	1.8	0.265
AG32	5	137.0	114.0/28.1	5.5/9.2	305.5/59.4	5.4/23.3	1.6	-0.259
AG33	8	148.2	293.9/31.9	9.2/17.9	78.6/57.2	5.6/17.5	1.8	0.087
AG34	10	181.9	309.8/21.3	15.7/26.9	108.3/59.8	15.0/27.8	0.7	-0.186
AG35	6	128.0	56.7/33.3	6.5/20.5	160.2/18.9	7.7/12.4	3.5	0.416
AG36	7	138.1	77.6/8.8	8.1/19.5	169.0/10.6	8.6/26.3	2.5	0.004
AG37	7	171.1	87.0/37.5	14.8/29.5	279.6/46.2	7.0/26.0	1.8	0.334
AG38	6	153.4	100.3/1.2	11.3/27.5	323.7/71.2	14.0/31.1	1.6	-0.160
AG39	5	153.5	82.2/44.0	1.1/8.3	214.6/38.5	3.4/35.5	1.8	-0.579
AG40	4	184.2	98.0/32.1	23.5/42.7	178.8/14.1	13.2/37.9	1.7	-0.331
AG41	7	118.3	123.2/24.7	8.4/21.8	250.9/56.3	15.4/18.7	1.4	-0.181
AG42	3	59.7	99.0/7.9	21.8/47.1	341.1/66.4	8.0/28.4	2.1	0.653
AG43	6	130.0	106.1/25.5	14.8/33.5	265.5/65.0	13.8/25.3	3.0	0.721
AG44	7	154.4	97.9/20.4	10.9/25.6	318.8/62.7	12.3/16.1	1.6	0.215
AG45	7	151.7	89.5/24.5	5.8/22.2	331.5/50.3	5.9/26.3	1.3	-0.442
AG46	8	122.4	106.2/23.4	8.7/17.2	304.7/64.0	13.2/22.0	1.7	0.017
AG47	6	160.2	92.2/22.3	4.1/8.2	189.9/22.2	5.7/25.7	2.6	-0.579

AG48	9	176.4	85.1/13.9	7.2/23.5	180.1/20.8	5.4/23.3	1.3	0.462
AG49	6	185.7	237.3/46.1	2.9/34.6	51.8/48.7	20.3/30.9	1.7	0.084
AG50	7	142.9	79.0/26.2	4.4/9.2	225.1/58.7	4.0/20.2	2.4	-0.043
AG51	7	152.6	75.8/7.3	9.0/27.6	133.7/86.0	15.7/17.6	1.7	0.364
AG52	6	126.1	99.4/23.1	6.1/16.6	226.0/54.4	7.8/16.7	1.8	-0.075
AG53	4	154.8	60.5/30.3	2.3/13.1	242.4/58.4	3.4/16.7	2.8	0.170
AG54	5	147.6	63.9/28.4	9.2/16.0	187.4/46.6	12.0/38.5	2.6	-0.255
AG55	5	142.6	74.8/32.5	8.6/21.8	279.1/57.2	21.4/35.3	2.3	-0.536
AG56	7	141.0	64.1/32.5	11.8/17.5	187.1/41.5	8.8/22.4	2.4	-0.052
AG57	7	178.1	203.5/2.0	5.7/23.7	109.5/44.1	5.3/19.4	3.0	0.436
AG58	6	146.3	98.9/33.7	2.4/24.6	2.9/15.0	6.5/15.7	1.9	0.492
AG59	6	102.0	287.0/0.4	10.5/32.9	193.5/19.9	8.8/25.5	3.0	0.633
AG61	8	172.8	255.9/1.0	8.6/25.5	152.0/64.9	8.7/24.0	1.3	0.344
AG62	6	158.2	109.2/33.6	3.2/11.7	245.4/45.0	4.1/16.4	2.0	-0.120
AG63	6	88.1	121.7/8.2	10.0/34.2	231.3/62.6	7.9/22.8	2.2	0.283
AG64	8	205.4	257.3/8.4	16.6/31.7	359.0/13.0	19.9/33.0	0.6	0.052
AG65	7	187.5	115.0/4.9	9.5/22.2	0.2/80.8	9.8/22.8	1.8	-0.261
AG66	5	156.4	274.0/5.6	8.6/12.1	177.5/61.5	7.6/18.3	1.3	-0.015
AG67	4	141.8	103.5/8.6	6.5/11.9	219.9/75.8	8.4/17.7	1.8	0.281
AG68	6	132.5	266.4/5.3	6.7/19.3	3.0/55.5	3.7/26.8	1.9	-0.014
AG69	6	176.2	130.8/14.5	8.1/26.4	41.9/0.5	6.4/7.0	2.7	0.751
AG70	6	137.6	116.3/12.5	25.5/28.5	248.8/69.2	21.8/38.8	1.6	-0.430
AG72	6	115.7	124.1/39.3	11.1/31.6	265.8/39.1	9.1/20.5	0.7	0.250
AG73	8	157.1	85.0/29.5	11.6/33.8	275.2/62.3	6.2/11.4	1.3	0.635
AG74	7	165.3	86.1/20.8	12.9/16.3	307.1/62.0	10.0/29.7	1.2	-0.210
AG75	7	154.2	132.9/3.3	12.0/29.6	226.7/54.3	13.1/32.3	1.1	0.041
AG76	8	160.1	84.6/15.8	9.0/25.4	216.2/58.5	13.2/20.4	1.3	0.357
AG77	6	141.4	97.6/33.3	15.7/19.3	205.1/33.9	12.6/36.9	0.8	-0.340
AG78	8	121.7	86.7/10.1	5.2/13.1	336.0/76.5	6.8/26.7	1.5	-0.624
AG79	6	148.9	108.4/46.4	10.7/24.5	189.2/7.3	18.8/39.6	1.0	-0.709
AG81	6	103.4	122.7/15.6	25.9/32.1	25.0/31.9	14.9/31.9	0.7	0.115
AG82	7	118.1	86.3/27.8	5.8/12.1	326.7/41.7	8.6/31.9	1.3	-0.377
AG83	7	157.3	74.0/10.4	7.1/13.1	188.0/62.1	8.5/30.8	1.3	-0.333
AG84	8	150.5	59.5/15.0	8.1/15.3	300.3/61.3	10.0/24.0	1.3	-0.369
AG85	5	117.6	77.7/26.0	6.0/26.4	178.9/30.2	21.5/46.1	1.2	-0.806
AG86	5	111.1	222.6/6.7	0.6/26.4	334.5/70.1	5.9/30.1	1.2	0.067
AG87	7	106.4	53.7/16.6	8.7/21.4	159.8/55.8	20.7/32.6	1.0	-0.388
AG88	5	11.6	135.0/21.3	19.2/25.2	32.8/19.1	11.8/39.2	3.9	-0.345
AG89	7	150.9	82.9/27.2	10.6/19.4	228.0/57.1	10.9/22.0	0.9	-0.096
AG90	7	143.5	73.3/23.1	10.4/23.0	215.8/61.7	18.8/29.9	0.8	-0.402
AG91	9	151.1	79.4/19.1	12.2/17.2	214.4/62.7	11.8/20.3	1.0	-0.022
AG92	8	133.9	49.5/24.0	13.8/21.9	196.0/62.2	18.7/23.0	1.1	-0.074
AG93	7	182.2	282.3/2.6	4.7/16.7	188.6/56.6	7.0/28.1	1.2	-0.110
AG94	8	146.6	88.2/27.4	4.0/13.1	267.5/60.5	4.2/12.0	1.0	0.116
AG95	11	192.5	110.6/19.5	5.3/15.4	352.5/41.9	3.6/20.0	2.2	-0.284
AG96	8	164.6	264.7/7.2	13.7/22.0	5.8/44.4	12.0/18.5	1.1	0.112
AG97	7	173.4	110.7/13.3	3.6/9.3	250.2/72.7	5.2/22.4	2.3	0.326
AG98	9	300.8	48.1/26.8	8.4/22.0	273.7/49.7	11.3/26.1	12.2	0.263
AG99	6	181.8	78.4/50.9	7.9/29.2	338.5/5.6	13.9/15.6	1.9	0.138
AG100	5	152.8	67.9/32.4	7.9/27.6	283.5/57.7	19.4/25.3	0.8	0.025
AG101	6	213.2	92.1/13.7	7.5/17.3	311.0/75.9	9.6/23.5	1.7	-0.230
AG102	8	132.3	72.8/5.0	13.3/18.4	342.6/56.6	10.0/29.1	1.3	-0.285

AG103	8	127.8	73.8/30.1	8.5/35.2	178.3/48.9	15.1/23.3	0.8	0.346
AG104	8	131.6	308.0/2.4	19.8/25.5	212.8/56.7	13.7/26.3	0.5	-0.063
AG105	7	179.2	80.2/17.5	8.3/34.1	176.6/19.2	7.2/16.7	0.8	0.573
AG106	7	150.4	85.7/19.1	6.9/26.0	176.6/0.8	18.9/24.1	0.8	-0.198
AG107	3	191.4	241.2/39.8	0.2/28.5	3.2/34.7	6.3/13.1	1.5	0.395
AG108	6	157.8	105.8/22.3	4.3/22.8	351.2/42.1	4.1/9.4	1.8	0.528
AG109	7	153.7	94.7/25.5	4.5/19.4	231.1/55.1	19.6/24.0	1.7	-0.638
AG110	6	135.5	256.9/26.5	4.1/12.7	0.1/23.2	3.4/21.3	2.7	-0.144
AG111	8	152.8	97.2/30.5	12.3/19.8	347.3/32.1	9.8/11.0	1.3	0.583
AG112	6	160.9	107.9/46.1	10.4/29.6	6.2/12.1	10.2/14.3	1.5	0.540
AG113	9	87.6	110.9/15.8	4.7/15.9	17.2/10.3	6.0/16.7	2.1	-0.111
AG114	5	141.2	112.5/26.2	5.4/22.0	232.5/42.7	6.6/8.8	2.1	0.491
AG115	10	125.2	120.8/39.6	4.1/12.6	308.0/50.0	3.2/8.8	1.6	-0.160
AG116	7	90.9	117.5/65.2	13.1/21.6	283.0/19.7	8.2/24.2	1.6	0.174
AG117	8	130.1	128.9/38.9	2.7/16.6	285.4/51.8	3.0/15.5	1.4	0.213
AG118	9	126.0	218.3/6.7	8.5/31.4	332.8/72.5	6.4/8.4	1.2	0.867
AG119	9	135.2	110.2/17.2	5.4/18.7	248.3/64.4	6.7/11.6	1.4	0.595
AG120	8	146.5	248.0/22.8	10.7/32.9	15.2/70.9	13.5/16.9	1.2	0.759
AG121	7	113.6	107.6/0.1	8.5/25.9	15.0/64.9	5.7/11.5	1.7	0.473
AG122	7	155.5	118.3/29.5	20.8/24.5	309.2/51.7	8.8/31.8	1.1	-0.234
AG123	8	160.2	114.7/59.0	5.2/16.6	247.5/20.4	3.4/12.6	3.5	0.353
AG124	4	165.4	114.5/34.0	2.6/8.2	239.9/40.9	5.5/6.8	1.6	0.111
AG125	6	149.8	307.6/19.1	6.4/11.6	110.8/69.8	4.7/16.8	2.0	-0.098
AG126	7	165.7	313.2/4.0	3.4/11.9	210.6/77.4	9.8/31.5	0.8	-0.512
AG132	7	160.7	156.2/2.2	18.4/24.8	239.4/19.1	14.0/36.1	0.9	-0.710
AG133	6	136.7	357.8/36.9	5.7/11.7	106.8/15.1	4.6/37.1	1.6	-0.475
AG127	5	204.9	162.7/27.9	23.8/32.6	266.9/50.6	23.5/40.1	0.8	0.526
AG128	5	133.5	185.0/19.5	15.7/46.2	92.1/17.0	11.3/21.5	1.7	0.277
AG129	5	174.6	323.7/5.7	8.6/42.6	52.3/52.2	15.7/24.1	0.8	0.540
AG134	13	166.1	23.9/7.9	9.8/18.7	123.5/32.7	5.9/14.8	1.6	0.445
AG135	20	162.7	11.7/11.4	11.6/16.4	141.1/73.1	15.1/18.2	0.8	-0.286
AG136	5	163.4	199.5/8.4	11.0/22.4	94.6/65.1	12.3/27.3	1.1	0.003
AG137	14	174.7	6.6/9.0	13.9/22.3	100.7/21.9	14.8/18.1	2.0	0.689
AG138	8	171.3	249.2/6.5	20.7/29.5	49.9/71.7	27.2/33.2	0.8	0.243
AG139	40	161.4	23.9/28.2	6.7/13.9	145.2/49.0	7.5/9.9	1.2	0.378
AG140	33	169.2	22.0/28.0	9.3/10.7	165.1/53.8	8.6/10.6	1.4	0.205
AG141	24	176.7	45.2/26.5	6.5/19.4	177.4/53.0	10.4/13.9	1.2	0.218

CHAPITRE V

SYNTHESE

ET

CONCLUSIONS

A l'issue de la présentation des résultats acquis sur les trois plutons granitiques du Sud-Est du Massif Central, plusieurs conclusions peuvent être dressées. D'une part, les modes de mise en place proposés pour les trois plutons présentent des similitudes et certaines différences. D'autre part, à l'échelle régionale, la tectonique semble avoir, pour partie, contrôlé les mécanismes de mise en place de ces plutons. Ainsi, nos données permettent de mieux contraindre l'évolution structurale tardi-hercynienne de ce segment du Massif Central. Enfin, la combinaison des différents outils mis en œuvre, ASM, gravimétrie, étude microstructurale et géochronologie, a une nouvelle fois montré tout son intérêt par rapport aux études limitées à une seule méthode, tant pour discuter les modes d'acquisition des fabriques des granitoïdes que pour les mécanismes de mise en place des plutons.

V.1. La mise en place des plutons

Comme indiqué dans chacun des cas étudiés, les modèles de mise en place proposés pour les trois plutons sont en premier lieu fondés sur la forme tri-dimensionnelle des massifs déduite des données gravimétriques. Celles-ci ont permis de représenter la forme du plancher des granites et donc de localiser leurs zones d'enracinement. Sur la Margeride, quatre zones d'alimentation ont été mises en évidence. En revanche, les deux plutons du Mont-Lozère – Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron ne montrent qu'une seule racine localisée dans leurs parties occidentales. On remarquera que ces diverses zones d'alimentation ne présentent pas de linéations magnétiques verticales indiquant en surface une position relativement haute au sein du corps granitique et non la base des racines. Par ailleurs, à partir de ces racines, l'épanchement du magma ne s'est pas réalisé de manière fortuite. En effet, la tectonique régionale semble avoir influencé la construction de la chambre magmatique. Dans le cas du granite de la Margeride, trois des quatre racines peuvent être interprétées comme des "fentes de tension" orientées perpendiculairement à la direction régionale d'allongement maximum NW-SE enregistrée par la linéation magnétique. Suite à l'ouverture de ces fentes de tension, l'épanchement du magma s'est réalisé préférentiellement selon cette direction d'allongement maximum.

De même, le complexe granitique du Mont-Lozère – Borne montre à partir de sa racine un extravasement de direction E-W pour le granite porphyroïde du Pont-de-Montvert – Borne ainsi qu'un épanchement vers le NW pour le granite des Laubies. Une nouvelle fois, cet épanchement du granite reflétant la construction générale de la chambre magmatique est parallèle à la direction régionale d'allongement maximum NW-SE à E-W marquée par les fabriques internes du pluton.

Un dispositif assez semblable se retrouve pour le granite du Saint-Guiral – Liron avec un développement E-W de la chambre magmatique à partir de la racine localisée sous le granite du Saint-Guiral. La mise en place proposée pour le granite de l'Aigoual est différente puisque qu'elle fait intervenir une ouverture orientée NNE-SSW en "fente de tension" de ce granite et un remplissage provenant du Sud-Ouest à partir de la zone d'alimentation située sous le granite du Saint-Guiral. Le granite de l'Aigoual est caractérisé par deux types de linéations magnétiques. Le premier, de direction NW-SE, concorde avec la déformation régionale extensive responsable de l'ouverture et de l'élargissement NW-SE de la "fente de tension magmatique" tandis que les linéations magnétiques des filons microgranitiques reflètent l'écoulement du magma selon une direction NNE-SSW à NE-SW parallèlement à la "fente de tension magmatique". On voit donc que l'orientation des zones d'alimentation et/ou

la géométrie des chambres magmatiques ont été marquée par la direction régionale d'allongement maximum NW-SE à E-W. Les linéations magnétiques parallèles à cette direction peuvent être utilisées pour caractériser la mise en place des plutons bien que ces fabriques magnétiques ne soient acquises que dans les stades tardifs de cette mise en place.

Cependant, toutes les linéations magnétiques mesurées ne concordent pas avec la direction d'extension NW-SE à E-W (Fig. V-1). D'une part, les déformations ultérieures ont pu réorienter les fabriques magmatiques initiales comme sur la bordure Nord-Est du granite de la Margeride suite à la formation du dôme du Velay. D'autre part, certaines linéations du granite de la Margeride, en particulier au niveau du lobe d'Entraygues ou du granite du Saint-Guiral, et plus encore les fabriques des filons de microgranite au Nord de l'Aigoual sont des marqueurs de la dynamique interne d'écoulement du magma dans la chambre magmatique. Ce n'est qu'en comparant les données structurales des encaissants et les fabriques internes des granites que ces dernières peuvent être réellement interprétées en terme de déformation régionale ou de dynamique interne de la chambre magmatique. Dans le cas du granite de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, le contraste entre les fabriques du granite porphyroïde présentant des linéations concordantes avec la direction d'extension régionale et celles des microgranites dans lesquels les linéations sont induites par l'écoulement dans les filons est interprété comme dû à des modes d'acquisition des fabriques différents qui résultent eux même d'une rhéologie des magmas contrastée. La cristallisation plus lente du corps granitique principal explique sa texture grenue porphyroïde et permet aux contraintes régionales d'être enregistrées par la fabrique. Au contraire, les fabriques d'écoulement sont "figées" dans les filons microgranitiques par un refroidissement rapide du magma. Cela confirme que les études des fabriques peuvent apporter certaines contraintes sur la rhéologie des magmas.

V.2. Synthèse régionale

Nos nouvelles datations géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont confirmé et précisé les données récemment acquises. Nos âges entre 310 et 305 Ma pour les granites porphyroïdes de la Margeride et de l'Aigoual – Saint-Guiral concordent avec les résultats de Isnard (1996) et Monié et al. (2000) sur ces deux massifs et celui du Mont-Lozère - Borne. Bien que la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne permet pas de dater réellement la mise en place des granites mais seulement le franchissement d'un isotherme à une température ($\sim 350\text{-}450^\circ\text{C}$) bien inférieure au solidus granitique, l'intrusion importante de magmas granodioritiques dans le Sud-Est du Massif Central peut être datée entre 315 et 305 Ma. L'âge des granites à deux micas (Saint-Christophe-d'Allier et Signaux) et des leucogranites de la Margeride semble être identique ou légèrement plus jeune que celui des granodiorites. Il apparaît par ailleurs que les trois massifs granitiques étudiés sont subcontemporains. Ainsi, l'hypothèse d'un possible diachronisme entre les trois massifs, avec des âges plus vieux pour le granite de la Margeride et plus jeunes pour le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral n'est pas confirmée par nos données.

La mise en place des trois plutons s'est donc produite lors de la phase extensive tardi-orogénique associée au désépaississement de la chaîne hercynienne comme l'indique la concordance générale de la plupart des linéations magnétiques avec la linéation des encaissants métamorphiques induite par cette déformation extensive (Fig. V-1). La direction générale d'extension et la linéation magnétique varient de NW-SE à E-W. Cette dernière orientation se rencontre surtout à l'Est des deux plutons méridionaux. Cette modification de la

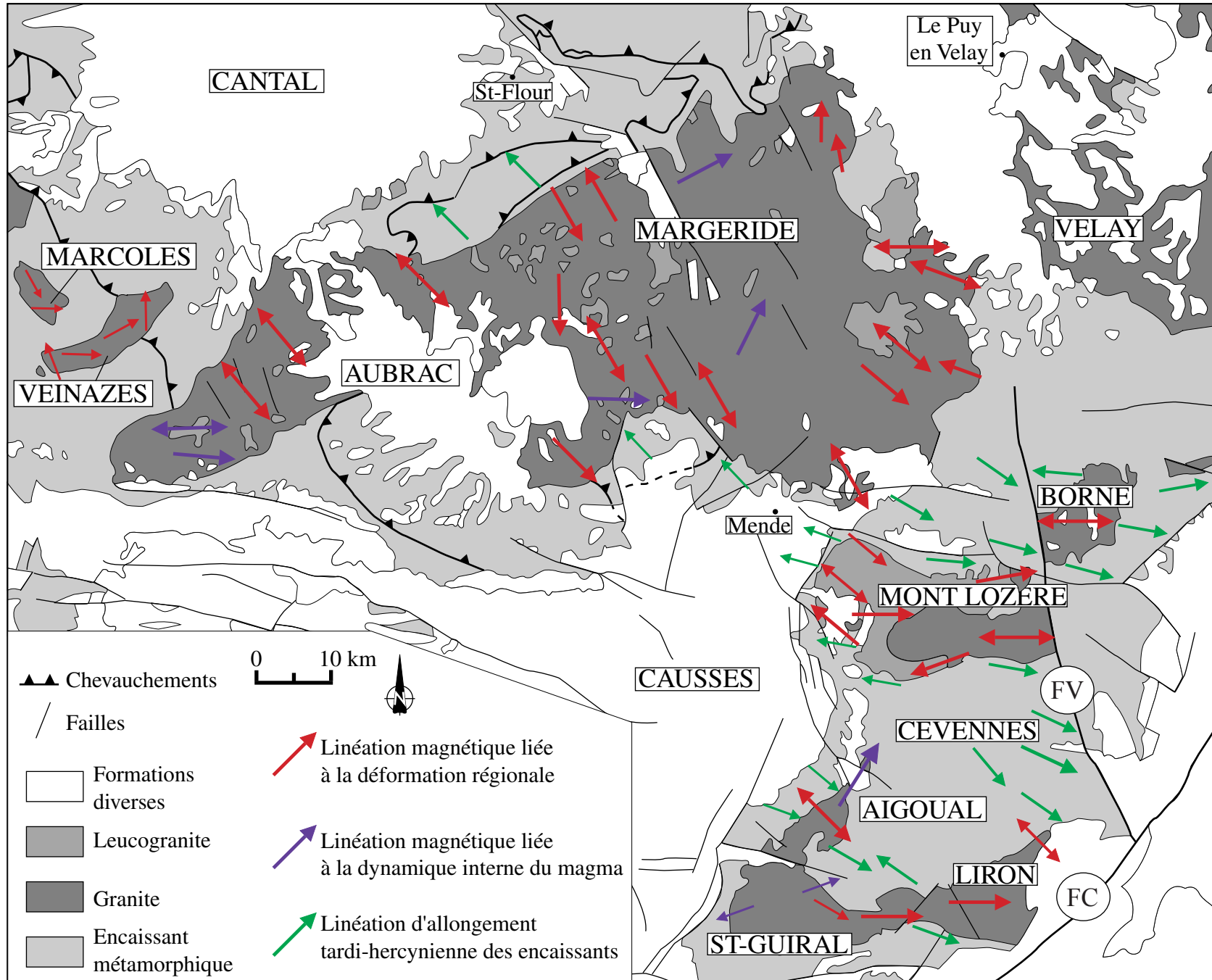


Fig. V-1. Synthèse des linéations ASM sur l'ensemble des trois massifs granitiques étudiés
 FV: faille de Villefort, FC: faille des Cévennes

direction d'extension est difficile à expliquer et se retrouve aussi bien dans l'encaissant métamorphique que dans les fabriques internes aux granites. La possible modification du champ de déformation s'observe à l'échelle régionale et ne semble pas être associée uniquement aux granites. Ce n'est probablement pas la mise en place de ces derniers qui a pu modifier l'extension générale NW-SE en extension E-W.

Cette interprétation des fabriques magnétiques des plutons du Sud-Est du Massif Central en terme de déformation extensive est cependant en contradiction avec les résultats de Olivier et Améglio (2002) obtenus sur les plutons du Veinazès et de Marcolès et interprétés comme reflétant une mise en place suite à deux déformations décrochantes successives. Par ailleurs, nous avons également évoqué pour la mise en place des leucogranites de la Margeride et pour l'une des quatre racines du granite porphyroïde l'intervention d'accidents transtensifs. Il est donc possible que dans un contexte général en extension, des décrochements locaux aient pu guider des intrusions magmatiques.

Enfin, en combinant les données structurales et les datations, on peut connaître assez précisément l'âge de cette phase extensive NW-SE à E-W tardi-orogénique entre 315 et 305 Ma. Il est possible malgré tout que ce contexte tectonique ait commencé avant 315 Ma et ait duré plus longtemps que 10 millions d'années. Dans l'évolution tardi-orogénique des Cévennes, cet épisode de magmatisme essentiellement granodioritique est encadré par deux autres événements de fusion crustale : une phase de migmatitisation pré-vellave vers 330-325 Ma (Be Mezeme, 2002) et la mise en place du dôme granito-migmatitique du Velay à 305-290 Ma. Le magmatisme tardi-orogénique du Massif Central est donc extrêmement important et se déroule sur environ 40 millions d'années avec de nombreuses venues granitiques. Des études ultérieures devront s'attacher à expliquer la raison de l'abondance de ce magmatisme de fusion crustale dans une chaîne de collision.

V.3. Perspectives

Si notre travail a permis une nouvelle fois de montrer toute l'utilité des études combinant les résultats ASM, gravimétriques et structuraux, un certain nombre de points et questions restent en suspens aussi bien pour chaque massif étudié que d'un point de vue plus théorique sur les structures et la formation des granites. Plusieurs perspectives peuvent donc être proposées:

* Sur le massif de la Margeride, il apparaît très important de compléter les mesures gravimétriques sur la bordure septentrionale. Cela permettrait d'une part de mieux contraindre les relations entre le massif et son encaissant sur cette bordure mais aussi de pouvoir construire des modèles 2D transverses au pluton et donc de déterminer la géométrie exacte de son plancher et de ses zones d'alimentation. Par ailleurs, les traitements divers sur l'anomalie gravimétrique (prolongement, dérivées) seraient plus pertinents avec des données sur l'ensemble du massif et de son pourtour.

De même, l'étude ASM assez succincte sur les leucogranites mériterait d'être poursuivie afin de préciser leur mode de mise en place.

* Pour ce qui concerne le complexe du Mont-Lozère – Borne, des données géochronologiques plus précises sur les différents types de granite fourniraient des arguments pour comprendre l'ordre d'intrusion de ces différents faciès. Il serait donc préférable d'adopter une méthode

datant réellement la mise en place, contrairement à la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, comme par exemple la méthode U/Pb sur monazite.

* Pour le pluton de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron, le travail le plus intéressant à poursuivre concerne bien entendu les filons de microgranite au Nord de l'Aigoual. La détermination du sens réel d'écoulement par les mesures d'imbrication aux épontes (Tauxe et al., 1998 ; Geoffroy et al., 2002) apporterait des indications concernant le type d'écoulement et par extension sur la rhéologie du magma granitique dans ce type d'objet. Cette étude passe également par une meilleure compréhension et interprétation des microstructures pour déterminer la chronologie et le mode d'acquisition des fabriques magmatiques lors de la mise en place des magmas, sous forme plutonique ou filonienne.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Aghshahi E. (1979). Etude gravimétrique du diapir de Qum (Iran) et du massif granitique de la Margeride (France). Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 115 p.

Alabouvette B., Arthaud F., Bodeur Y., Barthes J.P., Paloc H., Aubagne M. (1988). Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Le Vigan. BRGM.

Améglio L. (1998). Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 246 p.

Améglio L., Vignerresse J.L., Bouchez J.L. (1997). Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Bouchez J.-L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (Eds), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 199-214.

Aranguren A., Tubia J.M., Bouchez J.L., Vignerresse J.L. (1996). The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain : extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 165-176.

Arnaud F. (1997). Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisque : les Cévennes centrales (Massif central français). Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, 351p.

Arzi A.A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.

Aubourg C., Giordano G., Mattei M., Speranza F. (2002). Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dikes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy). *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 1263-1272.

Baker D.R. (1998). The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new models of viscosity and dike propagation. *The Canadian Mineralogist*, 36, 255-263.

Bayer R., Couturié J.P., Vasseur G. (1982). Résultats géophysiques récents sur le granite de la Margeride. *Annales de Géophysique*, 38, 431-447.

Ballèvre M., Paris F., Robardet M. (1992). Corrélation ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 315, II, 1783-1789.

Bingham C. (1964). Distribution on a sphere and on the projective plane. Ph.D. thesis, Yale University.

Benn K., Horne R.J., Kontak D.J., Pignotta G., Evans N.G. (1997). Syn-Acadian emplacement model for the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia: Magnetic fabric and structural analyses. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1279-1293.

Benn K., Paterson S.R., Lund S.P., Pignotta G.S., Kruse S. (2001). Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 343-354.

Be Mezeme E. (2002). Application de la méthode de datation à la microsonde électronique de monazite de migmatites et de granitoïdes tardi-hercyniens du Massif Central. Analyse critique de la méthode et significations géologiques. Rapport de DEA, Université d'Orléans, 39 p.

Bitri A., Truffert C., Bellot J.P., Bouchot V., Ledru P., Milési J.P., Roig J.Y. (1999). Imagery of crustal-scale As-Au-Sb hydrothermal paleofields in the Variscan belt: vertical seismic reflection (GeoFrance 3D: French Massif Central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, IIA*, 329, 771-777.

Blumenfeld P., Bouchez J.L. (1988). Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, 10, 361-372.

Boessé J.M. (1980). Lithologie, structure et métamorphisme de la Châtaigneraie septentrionale (Cantal). Massif Central français. Thèse de 3^{ème} cycle. Université d'Orsay, 129 p.

Borradaile G.J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.

Borradaile G.J., Henry B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sciences Review*, 42, 49-93.

Borradaile G.J., Kehlenbeck M.M. (1996). Possible cryptic tectono-magnetic fabrics in 'post-tectonic' granitoid plutons of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, 137, 119-127.

Bouchardon J.L. (1987). Evaluations des conditions de pression-température du "top" métamorphique des éclogites du Lévezou (Rouergue, Massif Central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 305, 217-275.

Bouchez J.L. (1997). Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez J.-L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (Eds), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95-112.

Bouchez J.L. (2000). Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 330, 1-14.

Bouchez J.L., Jover O. (1986). Le Massif Central : un chevauchement de type himalayen vers l'Ouest-Nord-Ouest. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 302, 675-680.

Bouchez J.L., Gleizes G., Djouadi T., Rochette P. (1990). Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184, 157-171.

Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nédélec A., Cuney M. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38.

Braun I., Montel J.M., Nicollet C. (1998). Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, 146, 65-85.

Brouder P. (1963). Description d'une succession lithologique avec niveaux-repères dans les schistes cristallins des Cévennes près de Villefort (Lozère). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), V, 828-834.

Brouder P. (1964). Niveaux-repères dans la série métamorphique des Cévennes centrales (Massif Central français). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), VI, 699-703.

Brown E.H., Talbot J.L. (1989). Orogen-parallel extension in the North Cascades Crystalline Core, Washington. *Tectonics*, 8, 1105-1114.

Brown M., Solar G.S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20, 1365-1393.

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1998). Carte de l'anomalie de Bouguer de la France métropolitaine et du plateau continental, BRGM, Orléans.

Burg J.P., Matte P. (1978). A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129, 429-460.

Burg J.P., Leyreloup A., Marchand J., Matte P. (1984). Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. In: Hutton D.H.W., Sanderson D.J. (Eds), *Variscan tectonics of the North Atlantic region*. Geological Society of London, Special Publication, 14, 47-61.

Burg J.P., Van den Driessche J., Brun J.P. (1994). Syn- to post-thickening extension in the Variscan belt of Western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3, 33-51.

Callot J.P., Geoffroy L., Aubourg C., Pozzi J.P., Mege D. (2001). Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics*, 335, 313-329.

Calcagno P., Martelet G., Gumiaux C. (2002). Apport de la modélisation géométrique 3D à l'interprétation géologique du complexe de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). 19^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Nantes.

Cantagrel J.M., Didier J., Duthou J.L., Vialette Y (1979). Répartition dans l'espace et le temps des granitoïdes hercyniens du Massif Central. 7^{ème} Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon, pp. 100.

Caron C. (1994). Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution de socle encaissant par la géochronologie U-Pb, ⁴⁰Ar-³⁹Ar et K-Ar. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 288p.

Caron C., Lancelot J.R. (1996). Datation U-Pb et Rb-Sr à 390 Ma de l'orthogneiss de Peyrolles (Cévennes, Massif Central). Implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 323, II, 305-312.

Charonnat X. (2000). Les minéralisations aurifères tardi-hercyniennes des Cévennes (Massif central français). Cadre structural, gîtologie et modélisation 3D. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 260p.

Clemens J.D., Mawer C.K. (1992). Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, 339-360.

Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J., Kouamelan A.N. (1998). Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2475-2497.

Couturié J.P. (1977). Le massif granitique de la Margeride (M.C.F.). Etude pétrographique, géochimique et structurale. Exemple de différenciation par gravité dans les roches granitiques. Evolution régionale de la croûte au cours de l'orogène hercynien. *Annales de l'Université de Clermont-Ferrand*, n° 62, 335 p.

Couturié J.P., Roques M., Vachette M. (1971). Age calédonien tardif du granite de la Margeride (Massif Central français) et âge hercynien des leucogranites qui le traversent. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, D, 3235-3238.

Couturié J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y. (1979). Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (M. C. F.). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, D, 449-452.

Couturié J.P., Caen-Vachette M. (1980). Age westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 291, D, 43-45.

D'Lemos R.S., Brown M., Strachan R.A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 487-490.

De Goër de Hervé A., Briand B., Couturié J.P., Delpuech A., Doche B., Fel A., Makhoul J., Mercier-Batard F., Michaëly B. (1994). Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Nasbinals. BRGM.

Delfour J. (1989). Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif Central français). *Géologie de la France*, 4, 49-77.

Demay A. (1948). Tectonique anté-stéphaniennne du Massif Central. *Mémoire du Service de la Carte géologique*, 33, 259 p.

Deroin J.P., Beck-Giraudon J.F., Prost A. (1990). Fracturation tardi-hercynienne et détritisme associé: chronologie des événements dans les massifs granitiques cévenols

décrochés par la faille de Villefort (Mt-Lozère et Borne, Massif Central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 311, II, 865-871.

Didier J. (1964). Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand, 254 p.

Didier J., Lameyre J. (1971). Les roches granitiques du Massif Central français. In : Symposium J. Jung. Géologie, géomorphologie et structures profondes du Massif Central français. Plein air service, Clermont-Ferrand, pp. 135-156.

Downes H., Shaw A., Williamson B.J., Thirlwall M.F. (1997). Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. Chemical Geology, 136, 99-122.

Dubois J., Diament M. (2001). Géophysique. Dunod, 2^e édition, 212 p.

Dubuisson G., Mercier J.C., Girardeau J., Frizon J.Y. (1989). Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central (France). Nature, 337, 23, 729-732.

Dunlop D.J., Özdemir Ö. (1997). Rock Magnetism : Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, New York, 573 p.

Dutartre P. (1982). Etude de la fracturation du granite de la Margeride (région de Saint-Alban-sur-Limagnole – Lozère). Géométrie, cinématique, densité des fractures. Documents du BRGM, n° 41, 215 p.

Duthou J.L., Piboule M., Gay M., Dufour E. (1981). Datations radiométriques Rb-Sr sur les orthogranulites des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 292, 749-752.

Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J., Vialette Y. (1984). Paleozoic granitoids from the french Massif Central : age and origin studied by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ system. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35, 131-144.

Fabre G. (1896). Carte géologique détaillée, feuille Alais. Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France, 8, n°53. Comptes rendus des Collaborateurs, 1895.

Faure M. (1995). Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics, 14, 132-153.

Faure M., Pin C., Mailhé D. (1979). Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif Central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 288, D, 1267-1270.

Faure M., Pons J. (1991). Crustal thinning recorded by the shape of the namuro-westphalian leucogranite in the variscan belt of the Northwest Massif Central, France. Geology, 19, 730-733.

Faure M., Pons J., Babinault J.F. (1992). Le pluton du Pont-de-Montvert: un granite syntectonique extravasé vers l'Est pendant le désépaississement crustal varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315, 201-208.

Faure M., Leloix C., Roig J.Y. (1997). L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168, 695-705.

Faure M., Charonnat X., Chauvet A. (1999). Schéma structural et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 401-407.

Faure M., Charonnat X., Chauvet A., Chen Y., Talbot J.-Y., Martelet G., Courrioux G., Monié P., Milési J.-P. (2001). Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore deposits formation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172, 687-696.

Faure M., Lardeaux J.M., Ledru P., Matte P. (2004). Guidebook of the field trip : Paleozoic orogenies in the French Massif Central. 32nd International Geological Congress, Florence.

Fernandez A. (1977). Sur la structure et mise en place du granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Mont Lozère, Massif central français). *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 3, 137-140.

Feybesse J.L., Couturié J.P., Ledru P., Johan V. (1995). Les granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier (Massif Central) : des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Géologie de la France*, n° 1, 27-45.

Franke W. (1984). Late events in the tectonic history of the Saxo-Thuringian Zone. In: *Variscan tectonics of the North Atlantic region*. Blackwell Special Publication, 33-45.

Franke W. (1989). Variscan plate tectonics in Central Europe : current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, 221-228.

Friedrich M., Marignac C., Floch J.P. (1988). Sur l'existence de trois chevauchements ductiles "himalayens" successifs à vergence NW en Limousin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 306, 663-669.

Geoffroy L., Callot J.P., Aubourg C., Moreira M. (2002). Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova*, 14, 183-190.

Gleizes G., Nédélec A., Bouchez J.L., Autran A., Rochette P. (1993). Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees) : a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research*, 98, 4317-4331.

Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.L. (1997). Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9, 38-41.

Graham J.W. (1954). Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. Geological Society of America Bulletin, 65, 1257-1258.

Grandjean V. (1996). Etude pétro-structurale de la bordure Est du complexe granitique de la Margeride. Rapport de DEA, Université d'Orléans, 36 p.

Guérangé-Lozès J., Pellet J. (1988). Carte géologique de la France au 1/50000, feuille Génolhac. BRGM.

Hamet J., Mattauer M. (1977). Age hercynien, déterminé par la méthode 87Rb-87Sr, du granite de l'Aigoual. Conséquences structurales. Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France, 3, 140-143.

Hammer S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. Geophysics, 4, 184-194.

Hibbard M.J. (1987). Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. Journal of Geology, 95, 543-561.

Hibbard M.J. (1995). Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ, 608 p.

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

Hrouda F., Chlupáčová M., Novák J.K. (2002). Variations in magnetic anisotropy and opaque mineralogy along a kilometer deep profile within a vertical dyke of the syenogranite porphyry at Cínovec (Czech Republic). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113, 37-47.

Ishihara S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Economic Geology, (75th Anniversary Volume), 458-484.

Isnard H. (1996). Datation par la méthode U-Pb sur monazites des granites du Mont Lozère et de l'Est de la Margeride (laccolites de Chambon-le-Château et de St-Christophe d'Allier) : contribution à l'histoire post-tectonique du Massif Central Français. Rapport de DEA, Université de Montpellier II, 55 p.

Jelinek V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. Studia Geophysika et Geodetika, 22, 50-62.

Jelinek V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, 563-567.

Jover O. (1986). Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalches (Massif Central français). Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse de doctorat, Université de Nantes, 233p.

Jover O., Rochette P., Lorand J.P., Maeder Michel, Bouchez J.L. (1989). Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central : origin of their low-field susceptibility. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 55, 79-92.

Jung J. (1954). Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Annales Herbert et Haug, Faculté des Sciences de Paris*, VIII, 245-258.

Laboue M. (1982). Etude structurale du massif de la Margeride. Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 140 p.

Lafont J.M., Respaut J.P. (1988). Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques : cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif Central français. *Bulletin de Minéralogie*, 3, 225-237.

Lajaunie C., Courrioux G., Manuel L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29, 571-584.

Lameyre J. (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand*, 29, 263 p.

Lapadu-Hargues P. (1960). Note sur les "froidornites" de la Lozère. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, 261, 107-121.

Lardeaux J.M., Dufour E. (1987). Champs de déformations superposées dans la chaîne varisque. Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 305, 61-64.

Lardeaux J.M., Ledru P., Daniel I., Duchene S. (2001). The Variscan French Massif Central – a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 332, 143-167.

Laumonier B., Marignac C., Cheilletz A., Macaudière J. (1991). Relations entre tectoniques superposées, migmatitisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 313, II, 937-944.

Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floch J.P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989). Où sont les nappes dans le Massif central français?. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5, 605-618.

Ledru P., Costa S., Echtler H. (1994). Structure. In: Keppie J. D. (Ed), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Springer-Verlag, pp. 276-288.

Ledru P., Courrioux G., Dallain C., Lardeaux J.M., Montel J.M., Vanderhaeghe O., Vitel G. (2001). The Velay dome (French Massif Central) : melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342, 207-237.

Leloix C., Faure M., Feybesse J.L. (1997). Tectonique à vergence nord du Dévon-Dinantien du nord-est du Massif central français et la fermeture de l'océan rhéique. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, IIA, 324, 669-675.

Lemoine S. (1967). Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire). Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Clermont-Ferrand, 148 p.

Lo C.H., Onstott T.C. (1989). ³⁹Ar recoil artifacts in chloritized biotite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 2697-2711.

Lucas I. (1993). Etude du pluton granitique de l'Aigoual – Saint Guiral – Liron. Signification de la structuration en terme de comportement rhéologique et contexte tectonique de sa mise en place. Rapport de DEA, Université d'Orléans, 38 p.

Lyons J.B., Campbell J.G., Erikson J.P. (1996). Gravity signatures and geometric configurations of some Oliveran plutons: their relation to Acadian structures. Geological Society of America Bulletin, 108, 872-882.

Malavieille J. (1993). Late orogenic extension in mountain belts: insight from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan Belt. Tectonics, 12, 1115-1130.

Marignac C., Leroy J., Macaudière J., Pichavant M., Weisbrod A. (1980). Evolution tectono-métamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif central français. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 291, D, 605-608.

Marre J. (1982). Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. BRGM, Manuels et Méthodes n°3, 130p.

Marre J. (1986). The structural analysis of granitic rocks. North Oxford Academic, London, 123 p.

Martelet G. (1999). Modélisation de la structure crustale et du comportement mécanique de la lithosphère à partir des anomalies gravimétriques. Applications à l'Himalaya et au massif granitique du Mont Lozère, Cévennes. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, 324p.

Martelet G., Diament M., Truffert C. (1999). Un lever gravimétrique détaillé dans les Cévennes: apport à l'imagerie crustale (programme GéoFrance 3D-Massif central). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 328, 727-732.

Martelet G., Sailhac P., Moreau F., Diament M. (2001). Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data : Theory and application to the Himalayas. Geophysics, 66, 1116-1129.

Mattauer M. (1974). Existe-t-il des chevauchements de type himalayens dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? In : 2^{ème} RAST, Pont à Mousson, Nancy, pp. 279.

Mattauer M., Etchecopar A. (1977). Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. Colloque International CNRS, 268, 261-267.

Matte P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société géologique de France, 8, 1, 9-24.

Matte P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196, 309-337.

Matte P., Maluski H., Echtler H. (1985). Cisaillements ductiles varisques vers l'Est-Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 301, 721-724.

Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W. (1990). Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of a large scale variscan shearing. Tectonophysics, 177, 151-170.

Ménard G., Molnard P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province. Nature, 334, 235-237.

Min K., Renne P.R., Huff W.D. (2001). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Ordovician K-bentonites in Laurentia and Baltoscandia. Earth and Planetary Science Letters, 185, 121-134.

Mialhe J. (1980). Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Etude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale. Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 171p.

Monié P., Respaut J.P., Brichaud S., Bouchot V., Faure M., Roig J.Y. (2000). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France). In : Orogenic gold deposits in Europe. Document BRGM 297, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, pp. 77-79.

Montel J.M., Marignac C., Barbey P., Pichavant M. (1992). Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). Journal of Metamorphic Geology, 10, 1-15.

Mougeot R., Respaut J.P., Ledru P., Marignac C. (1997). U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central). European Journal of Mineralogy, 9, 141-156.

Muon P. (1980). Etude gravimétrique du massif du Mont Lozère et du Rouergue occidental. DEA, Université de Montpellier II.

Nabighian M.N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform. Geophysics, 49, 957-966.

Najoui K. (1996). Conditions et âges de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif Central français: étude pétro-structurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ des roches de leurs auréoles de contact. Implications géotectoniques. Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 247 p.

Najoui K., Leyreloup A.F., Monié P. (2000). Conditions et âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mise en place des granitoïdes de la zone externe sud du Massif central français : exemple des granodiorites de St-Guiral et du Liron (Cévennes, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 171, 495-510.

Nettleton L.L. (1939). Determination of density for the reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4, 176-183.

Oberlinkels C. (1985). Etude pétrostructurale du massif granitique du St Guiral-Liron. Rapport de DEA, Université de Montpellier, 38 p.

Olivier P., de Saint-Blanquat M., Gleizes G., Leblanc D. (1997). Homogeneity of granite fabrics at the metre and decametre scales. In: Bouchez J.-L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (Eds), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 113-128.

Olivier P., Améglio L. (2002). Structure et mise en place en régime décrochant puis rotation tardi-magmatique des plutons granitiques hercyniens du Veinazès et de Marcolès (Châtaigneraie, Massif central français). *Bulletin de la Société géologique de France*, 173, 207-218.

Onézime J., Charvet J., Faure M., Chauvet A., Panis D. (2002). Structural evolution of the outermost segment of the West European Variscides : the South Portuguese Zone (SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, 24, 451-468.

Parasnis D.S. (1952). A study of rock densities in the English Midlands. *Monthly Note Royal Astronomical Society, Geophysics Supplement*, 6, 252-271.

Park Y., Means W.D. (1996). Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *Journal of Structural Geology*, 18, 847-858.

Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-363.

Paterson S.R., Fowler Jr. T.K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Yuan E.S., Miller R.B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82.

Petford N., Cruden S., McCaffrey K., Vigneresse J.L. (2000). Granite magma formation, ascent and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669-673.

Pétrequin M. (1979). Etude gravimétrique du massif de la Margeride et de sa bordure orientale. Thèse 3^{ème} cycle. Université de Montpellier, 95 p.

Peucat J.J., Bernard-Griffiths J., Gil-Ibarguchi J.I., Dallmeyer R.D., Ménot R.P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. (1990). Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: the Cabo-Ortega high pressure nappe (NW Spain). *Tectonophysics*, 177, 263-292.

Pin C., (1979). Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Montpellier, 205 p.

Pin C. (1981). Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the “granite du Pinet” and the “orthogneiss de Marvejols” (Southern Massif Central). Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, 142, 27-48.

Pin C. (1990). Variscan oceans : ages, origins geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. Tectonophysics, 177, 215-227.

Pin C., Vielzeuf D. (1982). Granulites and related rocks in variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93, 47-74.

Pin C., Peucat J.J. (1986). Age des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn. Bulletin de la Société géologique de France, 8, II,3, 461-469.

Rakib A. (1996). Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales: une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif Central français). Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 207p.

Renne P., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. Chemical Geology, 145, 117-152.

Respaut J.P. (1984). Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère de la mine des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant : le massif granitique de la Margeride. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Montpellier, 122 p.

Restitutio J. (1971). La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron), Massif Central Français. Le métamorphisme à muscovite-sillimanite. Les niveaux sédimentaires et les ressources thermales et minérales. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Clermont-Ferrand, 200 p.

Robardet M., Paris F., Racheboeuf P.R. (1990). Paleogeography evolution of southwestern Europe during Early Paleozoic times. In: McKerrow W.S., Scotese C.R. (Eds), Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geological Society Memoir, 12, 411-419.

Robardet M., Blaise J., Bouyx E., Gourvennec R., Lardeux H., Le Hérissé A., Le Menn J., Melou M., Paris F., Plusquellec Y., Poncet J., Régnauld S., Rioult M., Weyant M. (1993). Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. Bulletin de la Société géologique de France, 164, 5, 683-695.

Robardet M., Verniers J., Feist R., Paris F. (1994). Le paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. Géologie de la France, 3, 3-31.

Rochette P., Jackson M., Aubourg C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics, 30, 209-226.

Roig J.Y. (1997). Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif Central français). Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 292p.

Roig J.Y., Faure M., Ledru P. (1996). Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geologische Rundschau*, 85, 138-153.

Roy A. (1962). Ambiguity in geophysical interpretation. *Geophysics*, 27, 90-99.

Rubin A.M. (1995). Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research*, 100, B4, 5911-5929.

Sabourdy G. (1975). Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales, Massif central français. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, 278p.

Sabourdy G. (1977). Mise en évidence d'un bimagmatisme acide-lamproïtique dans un filon de microgranite à bordure sombre du Nord de l'Aigoual (Cévennes méridionales). *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 3, 140-143.

Sabourdy G., Vialette Y. (1971). Etude géochronologique du Massif du Mont Aigoual (Lozère) dans le Massif central français. Premiers résultats. *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 1, 255-256.

Sabourdy G., Berthelay J.C. (1977). Premiers résultats de l'étude géochimique des granites grenus à biotite et à deux micas du Mont-Lozère (Massif Central français). *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 3, 133-136.

Santallier D., Briand B., Menot R.P., Piboule M. (1988). Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8, IV, 1, 3-12.

Santallier D., Lardeaux J.M., Marchand J., Marignac C. (1994). Metamorphism. In: Keppie J. D. (Ed), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Springer-Verlag, pp. 325-340.

Scaillet B., Pêcher A., Rochette P., Champenois M. (1995). The Gangotri granite (Garhwal Himalaya) : Laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *Journal of Geophysical Research*, 100, B1, 585-607.

Talbot J.Y., Chen Y., Faure M., Lin W. (2000). AMS study of the Pont-de-Montvert-Borne porphyritic granite pluton (French Massif Central) and its tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 140, 677-686.

Talbot J.Y., Martelet G., Courrioux G., Chen Y., Faure M. (2004). Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozère-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology*, 26, 1, 11-28.

Tarling D.H., Hrouda F. (1993). The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 220 p.

Tauxe L., Gee J.S., Staudigel H. (1998). Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research*, 103, B8, 17775-17790.

Thompson D.T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.

Trindade R.I.F., Mintsá Mi Nguema T., Bouchez J.L. (2001). Thermally enhanced mimetic fabric of magnetite in a biotite granite. *Geophysical Research Letters*, 28, 14, 2687-2690.

Truffert C., MCF3D team (1999). 3D crustal scale modelling in the Massif Central. In *Colloque GéoFrance3D – Résultats et perspectives*. Document BRGM 293, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, pp. 37-45.

Van de Meulebrouck J. (1983). Reconnaissance géophysique des structures crustales de deux segments de chaîne de collision : le Haut Allier (Massif Central français) et le Sud du Tibet (Himalaya). Thèse de doctorat, Université de Montpellier, 137 p.

Van der Molen I., Paterson M.S. (1979). Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 299-318.

Van der Voo R. (1993). Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Ocean. Cambridge University Press, Cambridge, 412 p.

Van Moort J.C. (1966). Les roches cristallophyliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, 272p.

Vernon R.H.(2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5, 2.

Vialette Y., Sabourdy G. (1977a). Age et origine des granitoïdes du Mont Lozère dans le Massif central français. *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 3, 127-129.

Vialette Y., Sabourdy G. (1977b). Age du granite de l'Aigoual dans le Massif des Cévennes (France). *Comptes Rendus Sommaire de la Société géologique de France*, 3, 130-132.

Vialette Y., Fernandez A., Sabourdy G. (1979). Age rubidium/strontium de différents plutons du Mont Lozère. *Société géologique de France*.

Vignerresse J.L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25, 249-260.

Vignerresse J.L. (1995). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.

Vignerresse J.L., Bouchez J.L. (1997). Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology*, 38, 1767-1776.

ANNEXES

ANNEXE I. Données ASM

Les mesures ASM ont été réalisées à l'aide du susceptomètre KLY-3S de la société AGICO. Les caractéristiques principales de cet appareil sont les suivantes :

Intensité du champ magnétique : 300 A/m
Homogénéité du champ magnétique : 0,2%
Fréquence appliquée : 875 Hz
Sensibilité de susceptibilité totale : $2,5 \cdot 10^{-8}$ (SI)
Sensibilité d'anisotropie magnétique : $1,2 \cdot 10^{-8}$ (SI)

Cartes d'échantillonnage

Dans cette annexe, sont regroupés les cartes d'échantillonnage ASM des trois massifs étudiés. Pour le massif de la Margeride, deux cartes pour l'ensemble du massif et un "zoom" sur la bordure orientale sont représentées.

Données ASM

Les tableaux de données pour les massifs du Mont-Lozère – Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron figurent dans les deux articles du Chapitre IV.

Le tableau suivant concerne les sites ASM du massif de la Margeride classés selon leur pétrographie. nb éch : nombre d'échantillon par site ; Km : susceptibilité magnétique moyenne ; K1 : linéation magnétique ; K3 : pôle de la foliation magnétique ; Déc : déclinaison ; Inc : inclinaison ; P' : degré d'anisotropie ; T : paramètre de forme.

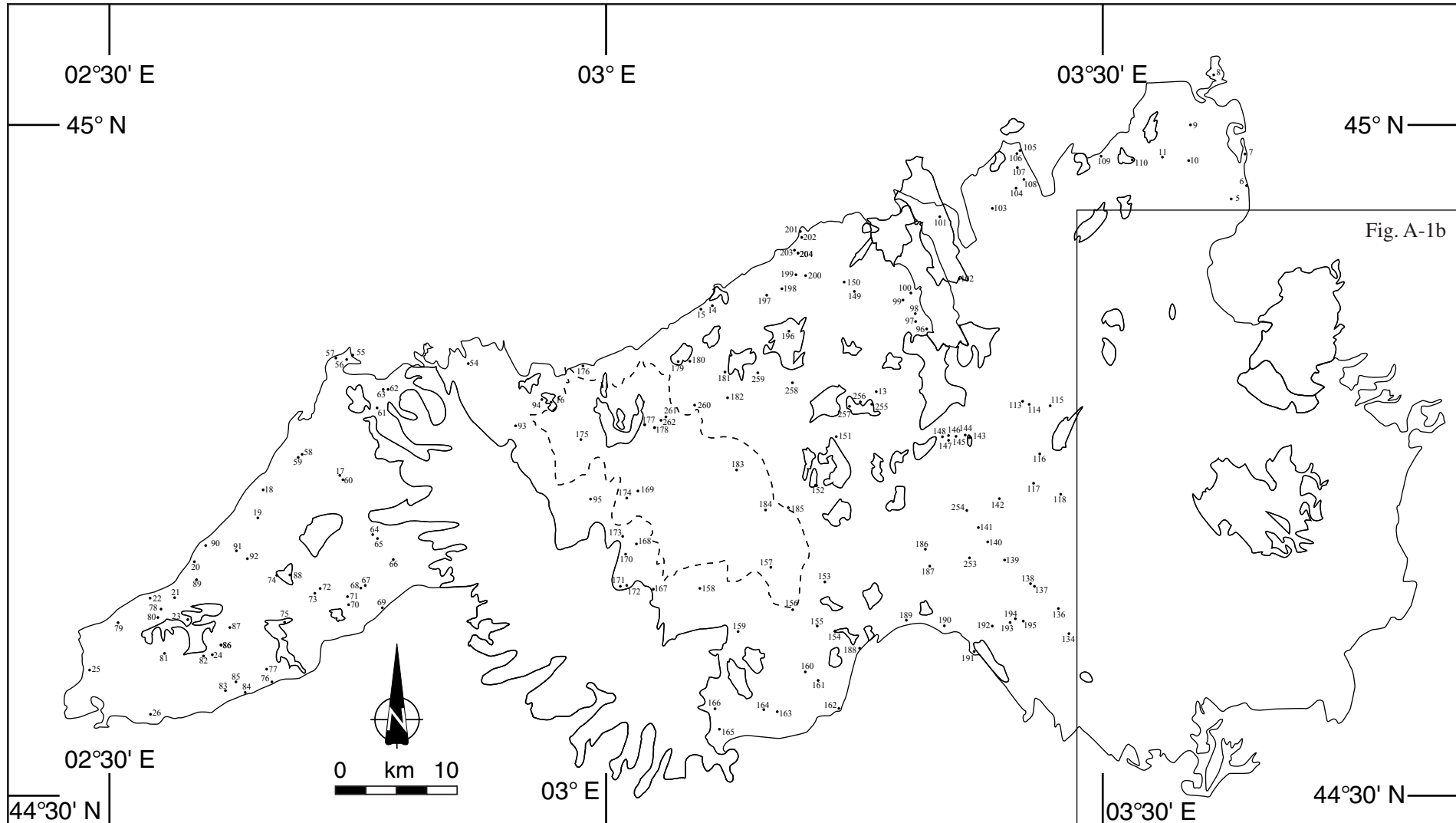


Fig. A-1a. Carte des sites d'échantillonnage ASM du massif granitique de la Margeride.
Les sites de la région orientale sont sur la Figure A-1b

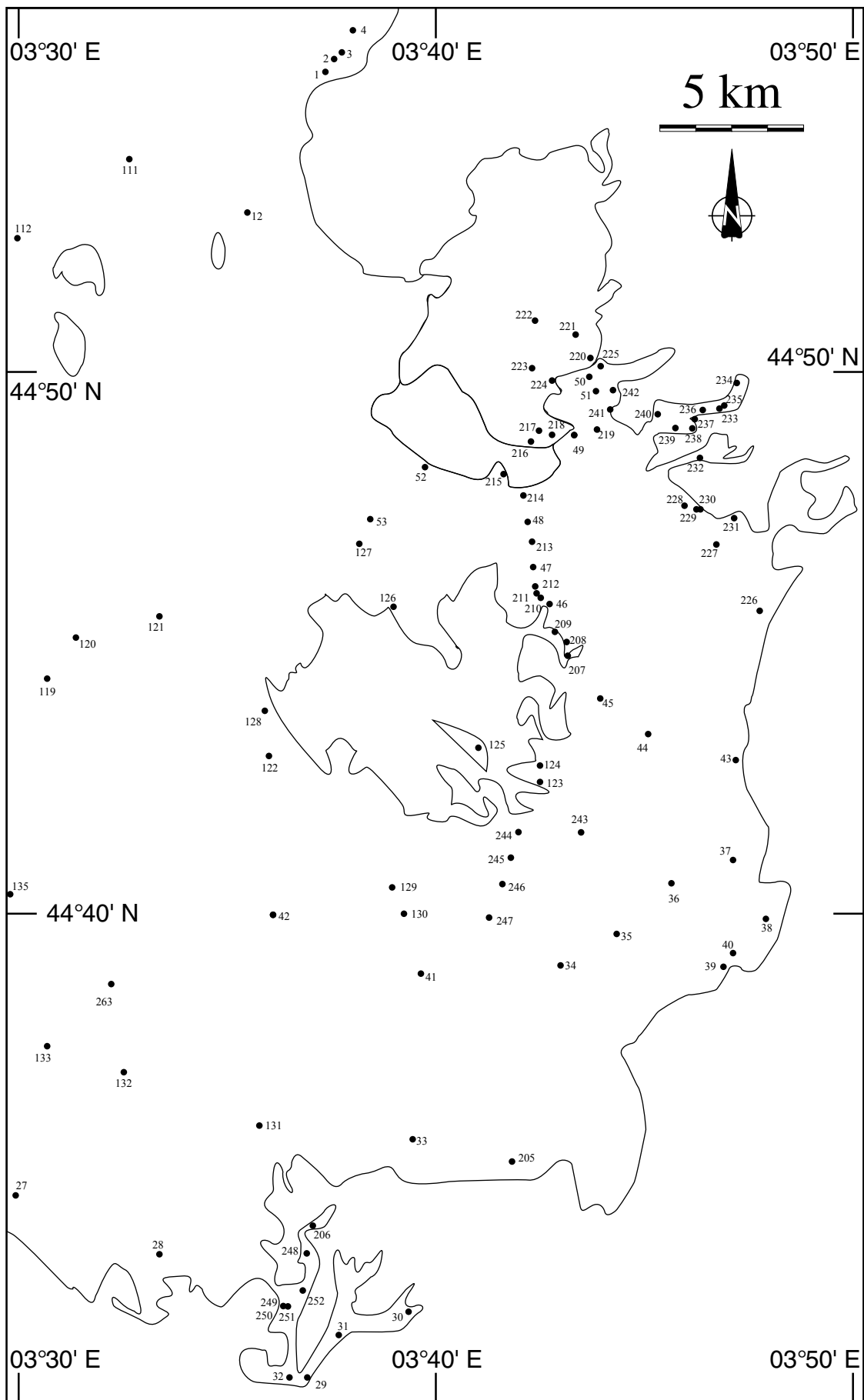


Fig. A-1b. Carte des sites d'échantillonnage ASM de la région orientale du massif granitique de la Margeride.

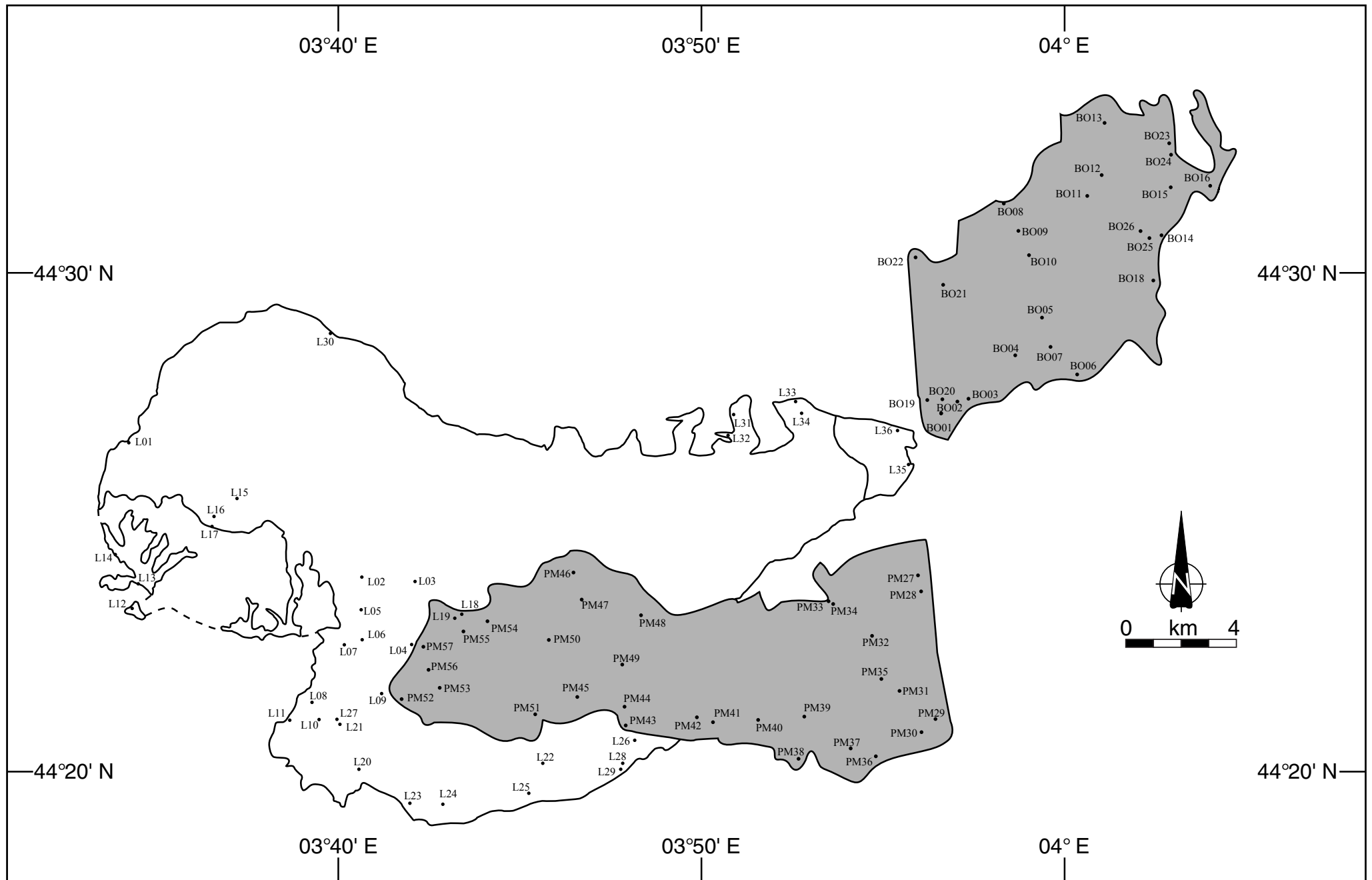


Fig. A-2. Carte des sites d'échantillonnage ASM du complexe granitique du Mont-Lozère - Borne.

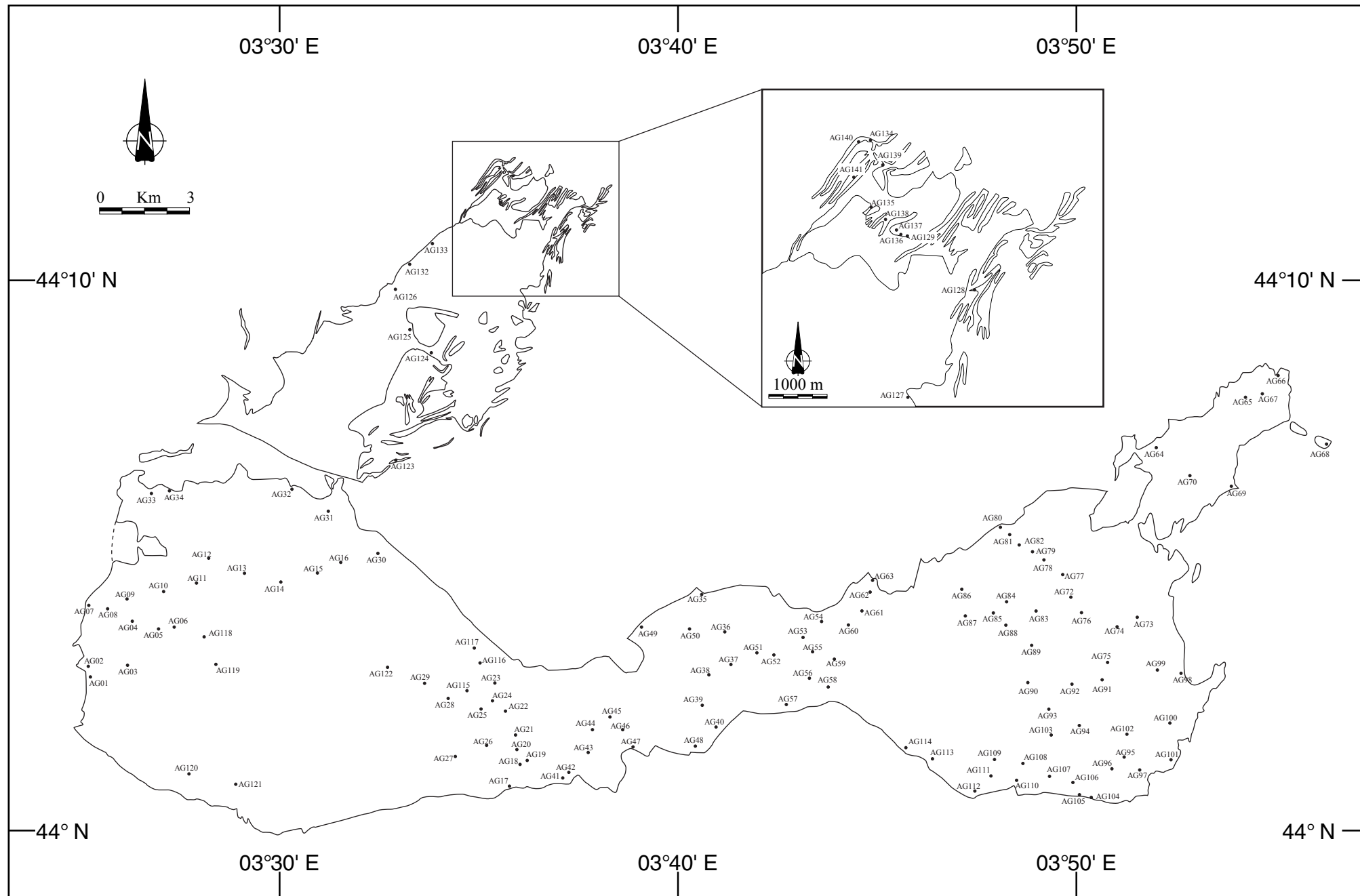


Fig. A-3. Carte des sites d'échantillonnage ASM du pluton de l'Aigoual - Saint-Guiral - Liron.

Granite porphyroïde de la Margeride

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
01	6	98,8	322	35	114	52	3,4	-0,301
02	5	187,7	332	33	142	57	7,6	0,680
03	5	184,4	352	31	152	57	8,6	0,028
04	6	232,6	6	32	131	43	7,5	-0,090
05	6	196,2	353	39	193	49	5,8	0,000
06	5	167,8	357	30	237	41	6,6	0,121
07	5	198,4	2	27	247	40	7,7	-0,017
08	6	159,2	10	15	267	40	7,5	-0,643
09	4	145,5	11	5	279	24	6,9	0,249
10	5	201,9	356	24	125	55	6,5	-0,362
12	5	143,8	332	12	70	34	8,4	0,669
13	5	89,6	303	10	206	35	2,2	0,230
14	5	116,7	170	66	10	23	2,4	-0,096
15	5	106,7	332	13	174	76	3,7	0,262
17	7	76,5	157	0	53	88	1,4	-0,412
18	4	113,6	190	24	329	60	1,4	0,415
19	5	91,4	322	9	136	81	1,5	0,242
20	4	96,3	85	3	351	49	2,0	-0,449
21	4	55,9	273	22	23	41	5,6	0,909
25	4	110,3	284	20	182	29	1,6	0,702
26	5	71,4	103	50	245	33	2,6	-0,304
27	5	77,8	158	45	46	21	3,4	-0,269
29	5	122,8	294	53	169	24	5,8	0,605
30	5	131,4	293	6	183	72	4,6	-0,390
31	5	189,4	312	14	215	28	1,9	-0,249
32	7	139,9	273	41	156	28	4,9	-0,291
33	6	155,2	318	11	171	76	4,6	-0,376
34	6	112,3	144	6	17	79	2,8	0,075
36	8	178,9	293	39	124	50	7,4	0,180
37	7	105,8	298	66	128	23	4,7	-0,464
38	5	84,2	273	69	87	21	4,3	-0,504
39	3	102,8	273	9	124	80	2,7	0,380
40	6	131,3	324	72	121	17	7,2	-0,340
41	7	154,4	138	19	20	54	5,2	-0,177

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
42	5	126,7	126	13	229	42	8,2	-0,085
43	6	211,6	117	60	218	6	3,1	0,381
44	6	149,7	292	22	41	39	6,8	-0,127
45	6	151,8	330	10	75	56	2,4	0,085
48	6	149,8	317	11	220	35	5,8	0,336
50	6	51,3	283	15	26	40	8,9	0,197
51	5	69,0	269	20	105	69	3,1	-0,764
53	5	166,9	159	16	59	32	7,7	-0,012
54	6	107,6	327	27	187	56	2,3	-0,575
55	5	114,9	343	30	234	30	1,7	-0,240
56	5	100,3	128	59	266	24	1,0	-0,587
57	6	114,4	212	56	80	25	3,4	0,954
58	9	106,7	133	2	34	76	2,0	-0,213
59	5	100,2	309	7	205	64	3,8	-0,224
60	8	93,9	309	15	40	2	2,0	-0,462
61	9	98,2	325	8	61	32	2,3	0,485
62	9	94,8	155	5	245	0	2,6	-0,393
63	6	88,7	357	12	216	74	1,8	0,150
64	9	94,9	136	7	239	62	1,6	-0,499
65	6	127,7	176	12	79	27	1,8	-0,695
66	9	101,5	318	11	206	64	1,8	0,427
67	6	127,2	169	75	15	14	1,6	-0,305
68	10	86,7	325	3	66	75	0,7	-0,633
69	6	134,3	158	22	22	60	2,1	0,385
70	5	48,9	264	14	25	64	1,5	0,573
71	5	111,2	132	13	353	73	1,7	0,292
73	5	102,6	286	1	16	4	2,7	0,635
74	5	139,0	322	4	54	35	1,5	0,146
76	8	124,6	123	41	353	36	2,4	0,227
77	9	120,5	117	12	236	66	1,6	0,024
78	12	68,1	90	10	358	9	1,4	-0,119
79	8	33,3	299	33	31	4	5,4	0,547
80	10	79,8	274	6	179	44	2,6	-0,010
81	9	93,3	296	36	182	29	1,5	0,107

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
82	6	100,5	266	28	2	12	1,9	0,634
83	7	142,7	97	16	199	39	2,3	0,407
84	12	150,1	99	56	351	12	2,6	0,242
85	5	144,8	183	58	68	14	2,8	-0,010
86	10	106,9	74	4	320	79	1,4	-0,281
87	5	48,8	236	72	71	17	1,1	0,546
89	4	84,2	115	25	218	26	2,4	0,275
90	6	104,4	97	39	335	33	1,3	-0,710
92	8	112,1	299	27	183	41	1,7	0,156
93	9	126,1	116	9	218	51	1,5	0,544
94	8	100,4	298	21	190	38	2,6	-0,064
95	7	131,9	348	1	80	55	3,6	0,720
96	4	71,2	209	49	96	19	3,2	0,705
97	4	98,7	3	23	244	49	1,6	0,556
98	5	78,5	43	18	239	71	3,0	0,424
99	7	97,2	173	9	276	57	1,8	0,396
100	5	88,7	141	2	235	67	3,4	0,098
101	5	114,5	66	39	283	45	1,7	-0,095
102	5	113,0	301	24	74	57	1,9	0,062
103	6	136,9	29	51	268	23	2,3	-0,162
104	4	155,0	280	28	106	62	2,2	0,068
105	4	136,0	152	57	330	33	2,9	-0,203
106	6	124,4	169	19	296	61	2,2	0,341
107	5	139,3	134	7	233	53	3,0	0,004
108	4	140,5	109	30	224	36	2,4	0,824
109	5	146,2	67	2	161	65	2,2	0,443
111	8	74,8	8	54	108	7	2,1	0,623
112	7	122,5	173	20	54	54	2,3	-0,085
113	7	118,5	299	23	84	63	0,9	-0,041
115	9	120,7	340	13	238	40	1,6	0,291
116	8	75,9	4	7	201	82	3,3	0,690
117	9	96,6	12	5	118	72	4,3	0,516
118	6	121,8	46	11	248	78	5,5	0,746
119	7	115,4	354	16	113	59	3,7	0,296

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
120	6	132,3	33	34	204	56	5,3	0,684
121	9	151,9	346	25	148	64	7,5	0,260
122	4	101,3	299	33	170	44	3,9	0,326
123	4	144,1	153	9	323	74	3,1	-0,270
124	6	145,2	129	3	32	65	5,7	0,187
125	7	110,4	165	34	290	41	4,6	-0,234
126	7	93,2	151	22	243	4	6,4	-0,197
127	7	180,4	154	19	60	12	6,3	-0,393
129	4	120,2	141	16	37	40	5,8	0,404
130	6	119,0	125	12	34	6	6,9	-0,364
131	5	119,9	113	11	350	70	3,9	0,336
132	5	117,4	235	24	35	65	4,4	-0,041
133	7	174,1	183	23	329	63	5,4	0,442
134	5	276,7	151	24	22	55	6,0	0,407
135	6	461,3	338	18	138	71	5,5	-0,211
136	6	277,5	292	25	77	60	3,8	0,734
137	3	173,4	293	1	190	86	3,1	0,485
139	4	105,7	347	25	117	54	7,0	0,111
140	4	177,9	330	25	73	26	2,4	-0,128
141	4	141,1	344	68	139	20	2,9	-0,256
142	4	200,9	201	1	110	39	4,5	0,598
144	4	205,6	88	18	269	72	2,1	0,238
145	5	120,9	117	18	249	64	2,6	0,909
147	4	139,0	150	12	248	33	5,1	0,328
149	5	77,9	178	11	81	35	3,1	0,126
150	6	108,8	339	6	224	76	1,3	0,789
151	4	63,3	88	14	215	67	4,2	-0,383
153	9	122,8	294	10	48	65	2,2	0,665
154	7	151,8	311	18	48	21	2,7	0,028
155	11	102,9	101	9	332	75	1,3	-0,055
156	11	61,8	306	1	36	43	2,4	0,505
157	10	148,8	330	22	139	68	1,9	-0,403
158	11	139,2	310	28	102	59	1,4	0,128
159	12	131,1	6	16	164	73	1,2	-0,514

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
160	8	103,1	203	34	306	19	1,4	0,850
161	11	108,3	284	50	69	34	2,6	0,693
162	6	119,4	129	48	11	22	2,1	-0,078
163	11	126,5	160	11	39	69	1,8	0,714
164	5	114,1	305	9	42	39	1,9	0,182
165	9	153,8	323	77	166	12	3,1	-0,052
166	7	103,1	284	36	25	15	0,8	0,172
167	8	127,2	165	1	74	56	1,2	-0,447
168	11	145,5	330	6	238	19	1,9	0,364
170	7	142,7	151	51	270	21	1,3	-0,483
171	5	147,4	1	43	99	8	1,8	0,086
172	10	131,4	334	16	237	24	2,2	-0,347
173	4	149,8	50	62	255	26	1,5	-0,407
174	5	182,8	183	15	72	53	5,0	0,001
175	7	129,5	164	2	265	78	1,2	-0,144
176	5	125,0	301	11	163	75	2,6	0,577
177	4	124,9	308	10	67	71	3,4	0,363
178	10	156,3	46	3	136	13	3,8	-0,464
180	7	73,5	114	7	7	67	10,0	0,490
181	6	133,0	129	9	342	79	2,3	0,850
183	4	121,1	147	13	29	64	3,1	-0,073
184	7	122,5	171	18	353	72	3,6	-0,423
185	6	134,5	352	23	108	45	1,8	0,555
186	6	69,6	7	21	143	62	3,5	0,530
187	8	67,6	315	1	46	37	2,7	-0,111
189	6	105,7	138	13	237	37	1,9	-0,252
190	9	104,1	146	28	23	46	2,6	-0,974
191	5	58,9	273	15	131	72	2,8	0,352
192	6	53,3	126	39	30	7	4,2	-0,642
193	5	83,0	243	68	36	20	2,8	0,433
195	5	165,0	281	13	36	61	5,0	0,681
198	7	84,7	294	59	151	26	2,0	0,157
199	5	112,4	183	57	320	25	1,4	0,006
200	4	110,3	212	75	111	3	1,2	0,801

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
201	9	90,3	315	13	84	69	2,9	0,380
202	7	93,3	333	10	209	72	2,5	0,134
203	6	105,6	111	7	215	61	1,7	0,055
204	7	117,7	337	23	81	30	1,7	-0,217
205	5	165,4	300	7	39	53	6,2	0,155
206	8	80,1	122	3	24	69	2,4	0,326
207	8	157,2	302	7	164	81	3,5	-0,469
209	5	171,2	299	4	34	50	4,9	0,053
210	6	189,7	314	19	60	39	3,4	0,650
211	5	186,3	331	5	67	48	3,3	0,225
212	6	191,6	279	32	17	11	3,4	-0,387
213	7	163,3	327	32	233	6	4,7	-0,104
214	6	105,4	321	23	226	11	3,0	-0,447
215	5	59,7	227	67	44	23	8,9	0,508
219	10	68,8	288	11	196	11	6,3	-0,411
226	5	162,6	255	59	83	30	3,1	-0,828
227	7	142,3	113	8	16	42	4,6	0,362
229	5	96,4	135	27	12	47	4,7	0,832
230	7	128,8	134	9	33	54	4,8	0,474
231	4	96,2	243	59	355	13	5,2	0,299
234	6	102,6	39	51	204	38	5,8	0,2
235	8	59,0	65	33	260	56	13,5	0,689
236	10	74,8	291	21	195	16	4,8	0,418
239	7	69,1	290	10	34	54	3,5	-0,026
240	6	62,0	273	46	38	29	2,3	-0,187
241	6	107,1	277	9	9	8	5,6	0,139
242	6	131,7	278	21	130	65	3,9	-0,194
243	9	132,7	127	19	8	55	3,1	-0,161
244	6	180,6	138	11	25	63	4,2	0,313
245	8	167,5	163	17	25	67	4,6	0,084
246	6	176,8	164	4	60	72	5,6	0,174
247	6	120,7	143	27	353	60	4,3	0,576
248	6	112,7	310	5	219	6	2,8	0,592
249	6	137,9	133	0	223	17	2,9	-0,278

site	nb éch.	Km (10^{-6} SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
250	5	78,9	143	1	233	37	4,1	-0,208
252	7	141	152	21	3	66	1,9	-0,452
253	8	67,7	322	2	229	56	2,1	0,237
254	6	80,9	338	6	240	51	2,7	-0,050
258	5	116	154	12	290	73	2,7	0,244
259	7	117,7	337	9	213	75	2,6	0,352
261	4	119,6	250	23	125	54	2,8	0,223
262	7	127,0	348	7	94	66	3,2	-0,003
263	6	187,3	327	2	231	69	5,6	-0,260

259

Granite à deux micas de Saint-Christophe-d'Allier

site	nb éch.	Km (10^{-6} SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
49	5	63,7	102	17	349	52	6,1	-0,407
216	6	63,5	305	25	194	38	5,6	0,348
217	8	45,7	130	2	226	69	7,1	0,508
218	5	58,7	328	1	64	75	3,8	0,492
220	3	35,1	117	18	0	55	6,8	0,685
221	7	24,8	102	11	344	68	7,0	0,449
222	9	39,1	110	21	341	58	8,9	0,034
223	6	40,9	260	11	356	28	8,8	0,205
224	5	58,4	285	12	18	14	7,5	-0,144

Leucogranites de la Margeride

site	nb éch.	Km (10 ⁻⁶ SI)	K1 Déc	K1 Inc	K3 Déc	K3 Inc	P' (%)	T
16	5	20,6	147	16	245	24	12,3	0,664
23	6	45,4	164	47	46	24	1,9	0,183
24	3	17,6	220	69	356	16	6,9	0,537
28	5	7,3	209	54	71	28	4,4	0,241
35	5	28,3	327	2	59	49	6,0	0,682
46	4	43,3	40	65	221	25	6,6	0,431
47	4	35,3	108	8	219	68	4,4	0,229
52	7	12,3	217	14	329	57	3,7	0,609
70	8	47,1	198	6	304	68	6,5	0,396
72	7	4,1	261	31	130	48	47,2	0,106
75	9	20,6	318	13	48	0	5,4	0,357
88	12	23,5	265	21	359	11	3,8	0,437
91	7	13,5	54	22	233	68	3,0	0,444
110	7	17,8	14	60	183	29	9,9	0,899
143	5	26,8	305	20	39	9	13,6	0,811
146	5	120,0	52	29	190	53	2,6	-0,470
148	3	85,3	294	10	196	39	2,1	-0,685
152	6	15,2	124	64	357	16	3,3	-0,340
169	4	7,5	116	9	213	34	5,0	-0,143
179	4	14,7	4	25	198	64	5,0	0,582
182	7	18,2	243	51	83	38	4,7	0,323
188	6	15,6	360	74	138	12	1,8	-0,117
196	9	12,1	233	14	344	55	6,0	0,411
197	6	31,3	155	4	304	85	3,3	0,678
208	10	49,2	333	16	75	35	3,5	0,483
225	6	59,0	260	17	359	28	9,2	0,429
232	7	22,4	273	31	27	34	3,1	0,484
237	7	57,3	96	18	234	66	6,9	0,577
238	5	36,7	283	21	139	66	5,7	0,703
251	5	15,2	127	11	20	56	3,8	-0,890
255	7	13,1	88	18	269	72	2,5	0,423
256	5	15,8	359	4	243	81	1,5	-0,141
257	5	11,0	284	1	190	76	3,5	0,661
260	5	13,2	318	8	221	42	18,0	0,294

ANNEXE II. Mesures gravimétriques sur le massif de la Margeride

Les données gravimétriques de chaque nouvelle station de mesure réalisées sur la bordure orientale du massif de la Margeride figurent dans le tableau suivant.

Latitude et Longitude sont exprimés en degré. La latitude est vers le Nord et la longitude vers l'Est.

X, Y: coordonnées cartographiques en Lambert zone II étendu, en mètre.

Alt: altitude.

g mesuré: valeur du champ de pesanteur mesuré.

Air libre: anomalie à l'air libre.

Simple: anomalie de Bouguer simple.

CT: correction de terrain.

Comp: anomalie de Bouguer complète.

Résid: anomalie de Bouguer résiduelle.

La densité de réduction de Bouguer est de 2,6.

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
13	44,811667	3,618056	701361,4	1980162,2	1204	980324,246	83,415	-47,776	0,945	-46,831	-2,189
14	44,797778	3,626389	702046,2	1978629,1	1148	980333,931	77,072	-48,017	1,379	-46,638	-2,479
15	44,785556	3,628889	702266,4	1977273,6	1139	980334,015	75,482	-48,627	1,48	-47,147	-2,878
16	44,785556	3,628889	702266,4	1977273,6	1139	980334,009	75,476	-48,633	1,48	-47,153	-2,878
17	44,78	3,632222	702540,4	1976660,4	1170	980327,108	78,643	-48,843	0,858	-47,986	-3,273
18	44,766389	3,631389	702499,4	1975146,2	1160	980327,605	77,283	-49,114	0,775	-48,339	-4,289
19	44,758611	3,631389	702513,6	1974281,6	1184	980321,257	79,043	-49,969	0,804	-49,165	-5,041
20	44,745556	3,626944	702185,4	1972824,5	1233	980308,572	82,658	-51,693	0,992	-50,702	-6,843
21	44,745556	3,626944	702185,4	1972824,5	1233	980308,548	82,634	-51,717	0,992	-50,726	-6,843
22	44,732222	3,623889	701967,6	1971338,3	1256	980299,933	82,32	-54,537	0,816	-53,72	-8,835
23	44,732222	3,623889	701967,6	1971338,3	1256	980299,925	82,312	-54,545	0,816	-53,728	-8,835
24	44,727222	3,623333	701932,7	1970781,7	1268	980298,325	84,867	-53,298	0,851	-52,447	-9,245
25	44,72	3,623056	701923,8	1969978,4	1243	980301,85	81,329	-54,112	0,941	-53,171	-9,308
26	44,715	3,625278	702109	1969425,5	1263	980297,472	83,574	-54,046	0,833	-53,213	-9,272
27	44,715	3,625278	702109	1969425,5	1263	980297,446	83,548	-54,072	0,833	-53,239	-9,272
28	44,72	3,633611	702760,4	1969992,2	1241	980303,347	82,209	-53,014	0,868	-52,147	-8,569
29	44,72	3,633611	702760,4	1969992,2	1241	980303,325	82,187	-53,036	0,868	-52,169	-8,569
30	44,723889	3,639167	703193,6	1970431,8	1258	980300,626	84,383	-52,692	0,894	-51,799	-8,119
31	44,723889	3,639167	703193,6	1970431,8	1258	980300,619	84,376	-52,699	0,894	-51,806	-8,119
32	44,71	3,628333	702360,4	1968873,6	1257	980298,596	83,298	-53,668	0,845	-52,823	-9,189
33	44,708889	3,641389	703397,4	1968767,2	1292	980292,001	87,604	-53,176	1,049	-52,127	-8,536
34	44,707778	3,658611	704764,8	1968666,5	1329	980285,69	92,812	-52	1,156	-50,844	-7,642
35	44,706667	3,672222	705845,9	1968561,2	1298	980291,912	89,567	-51,866	1,63	-50,237	-7,189
36	44,703889	3,690278	707282,6	1968276,9	1241	980303,972	84,288	-50,935	1,05	-49,885	-6,667
37	44,703889	3,690278	707282,6	1968276,9	1241	980303,96	84,276	-50,947	1,05	-49,897	-6,667
38	44,707222	3,710833	708905,8	1968675,7	1179	980317,422	78,304	-50,163	0,859	-49,304	-6,086
39	44,707222	3,718611	709522,4	1968686,5	1148	980323,826	75,141	-49,948	0,782	-49,166	-6,074
40	44,707222	3,718611	709522,4	1968686,5	1148	980323,827	75,142	-49,947	0,782	-49,165	-6,074
41	44,701111	3,721667	709776,6	1968011,4	1161	980321,044	76,923	-49,583	0,996	-48,587	-6,015
42	44,701111	3,721667	709776,6	1968011,4	1161	980321,029	76,908	-49,598	0,996	-48,602	-6,015
43	44,699167	3,740833	711300,1	1967822,2	1080	980337,146	68,204	-49,476	1,187	-48,289	-5,818
44	44,710556	3,739167	711145,4	1969085,9	1070	980340,574	67,518	-49,073	1,931	-47,142	-5,059
45	44,718611	3,740556	711239,5	1969983,4	1062	980343,311	67,059	-48,66	1,495	-47,165	-5,038
46	44,725278	3,747222	711754,6	1970733,9	1055	980345,424	66,41	-48,546	1,853	-46,693	-4,473
47	44,725278	3,7475	711776,6	1970734,3	1055	980345,775	66,761	-48,195	1,446	-46,749	-4,465
48	44,721389	3,763056	713017,2	1970324,3	1077	980341,941	70,067	-47,286	0,691	-46,596	-4,385
49	44,723611	3,773056	713805,3	1970585,7	1078	980342,284	70,518	-46,944	1,92	-45,024	-3,953
50	44,720556	3,786944	714912,3	1970266,3	1072	980343,195	69,853	-46,955	0,798	-46,157	-4,28
55	44,724444	3,840278	719131	1970778	962	980364,821	57,182	-47,64	0,767	-46,873	-5,637
56	44,719167	3,823889	717843,3	1970166,6	994	980360,038	62,751	-45,558	1,159	-44,4	-3,636
57	44,715	3,808611	716641,1	1969680,6	994	980358,234	61,323	-46,986	1,397	-45,589	-4,069
58	44,713611	3,799444	715917,3	1969512,7	1016	980353,271	63,274	-47,432	1,705	-45,727	-4,362
59	44,716111	3,729167	710341,7	1969689,4	1102	980334,312	70,629	-49,448	1,429	-48,018	-5,526
60	44,713056	3,721667	709753,2	1969339,2	1124	980329,519	72,901	-49,573	1,018	-48,555	-5,952
61	44,710556	3,7175	709427,8	1969055,5	1136	980326,95	74,261	-49,521	1,037	-48,483	-6,131

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
62	44,719722	3,705556	708463,2	1970058	1184	980317,474	78,771	-50,241	1,337	-48,905	-5,91
63	44,718611	3,695833	707694,8	1969921,1	1160	980322,664	76,654	-49,742	0,928	-48,814	-6,17
64	44,728056	3,691111	707302,4	1970964,5	1229	980309,112	83,543	-50,372	1,381	-48,991	-6,223
65	44,73	3,687778	707034,6	1971176,2	1220	980310,66	82,138	-50,796	1,141	-49,655	-6,318
66	44,73	3,687778	707034,6	1971176,2	1220	980310,636	82,114	-50,82	1,141	-49,679	-6,318
67	44,738056	3,688056	707041,2	1972072	1221	980311,79	82,85	-50,194	0,878	-49,316	-6,069
68	44,738056	3,688056	707041,2	1972072	1221	980311,767	82,827	-50,217	0,878	-49,339	-6,069
69	44,742222	3,688611	707077,2	1972536	1213	980313,693	81,908	-50,264	0,869	-49,395	-5,942
70	44,755833	3,682222	706545,2	1974040,4	1188	980319,954	79,225	-50,223	1,229	-48,993	-5,376
71	44,768611	3,6875	706938,8	1975468	1153	980329,022	76,339	-49,295	1,121	-48,174	-4,45
72	44,768611	3,6875	706938,8	1975468	1153	980329,002	76,319	-49,315	1,121	-48,194	-4,45
73	44,772222	3,694722	707503,8	1975879,3	1133	980333,894	74,713	-48,742	1,055	-47,687	-3,919
74	44,763333	3,698333	707806,9	1974896,1	1097	980339,433	69,945	-49,588	2,289	-47,299	-4,238
75	44,758056	3,708889	708653,1	1974323,9	1071	980344,438	67,403	-49,297	1,297	-48	-4,498
76	44,748889	3,716667	709287	1973315,7	1110	980335,277	71,104	-49,844	2,657	-47,187	-4,473
77	44,751667	3,728611	710227,7	1973641,2	994	980359,063	58,842	-49,467	3,159	-46,308	-4,052
78	44,743611	3,723056	709803,4	1972737,9	1041	980348,642	63,652	-49,778	2,233	-47,545	-4,552
79	44,743611	3,723056	709803,4	1972737,9	1041	980348,62	63,63	-49,8	2,233	-47,567	-4,552
80	44,743611	3,723056	709803,4	1972737,9	1041	980348,621	63,631	-49,799	2,233	-47,566	-4,552
81	44,741111	3,735	710754,7	1972476,8	1018	980353,395	61,533	-49,391	3,644	-45,747	-4,352
82	44,741111	3,735	710754,7	1972476,8	1018	980353,374	61,512	-49,412	3,644	-45,768	-4,352
83	44,723889	3,730833	710458,5	1970556,4	1145	980326,97	75,855	-48,907	1,004	-47,904	-5,12
84	44,723889	3,730833	710458,5	1970556,4	1145	980326,941	75,826	-48,936	1,004	-47,933	-5,12
85	44,725	3,676111	706119,5	1970604,5	1235	980306,667	83,226	-51,343	2,203	-49,141	-6,857
86	44,725	3,676111	706119,5	1970604,5	1235	980306,663	83,222	-51,347	2,203	-49,145	-6,857
87	44,730833	3,670833	705690,2	1971245,9	1267	980297,647	83,554	-54,502	1,69	-52,812	-6,638
88	44,738333	3,658611	704707,7	1972063,3	1267	980302,371	87,601	-50,455	1,22	-49,235	-6,05
89	44,745	3,655278	704431,1	1972799,9	1242	980306,451	83,365	-51,967	1,119	-50,848	-6,168
90	44,75	3,657778	704619,8	1973359,1	1242	980308,611	85,073	-50,259	1,106	-49,152	-5,595
91	44,75	3,657778	704619,8	1973359,1	1242	980308,596	85,058	-50,274	1,106	-49,167	-5,595
92	44,756111	3,652778	704212,4	1974031,8	1232	980312,479	85,304	-48,939	0,802	-48,137	-4,659
93	44,756111	3,652778	704212,4	1974031,8	1232	980312,46	85,285	-48,958	0,802	-48,156	-4,659
94	44,755833	3,663889	705093	1974015,7	1204	980317,324	81,533	-49,658	0,784	-48,874	-5,133
95	44,763889	3,646667	703713,9	1974888,3	1219	980316,332	84,443	-48,383	0,871	-47,512	-3,827
96	44,763889	3,646667	703713,9	1974888,3	1219	980316,317	84,428	-48,398	0,871	-47,527	-3,827
97	44,767778	3,641111	703266,8	1975313,3	1198	980320,707	81,986	-48,551	0,704	-47,847	-3,808
98	44,773611	3,640278	703190	1975960,7	1194	980322,093	81,611	-48,49	0,805	-47,686	-3,534
99	44,787778	3,6325	702548,2	1977525,4	1129	980335,998	74,178	-48,841	2,685	-46,155	-2,546
100	44,7975	3,650833	703981,5	1978630,2	1031	980355,341	62,401	-49,94	3,902	-46,038	-1,924
101	44,800556	3,66	704701,3	1978982,1	1025	980356,785	61,718	-49,969	2,392	-47,577	-2,577
102	44,806389	3,678333	706141,2	1979655,1	939	980372,229	50,095	-52,221	11,793	-40,428	1,094
103	44,808333	3,695556	707500,4	1979894,7	860	980389,204	42,515	-51,193	8,761	-42,432	-0,944
104	44,811111	3,7025	708044,6	1980213	865	980388,685	43,289	-50,964	3,39	-47,574	-1,999
105	44,8175	3,711944	708779,5	1980936,2	835	980393,606	38,375	-52,609	6,852	-45,757	-2,747
106	44,811389	3,721111	709516,7	1980269,6	825	980395,704	37,939	-51,956	3,053	-48,903	-4,503

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
107	44,818889	3,733056	710447,1	1981120	803	980400,399	35,167	-52,33	6,801	-45,529	-4,194
108	44,821944	3,738056	710836,6	1981466,7	792	980402,507	33,605	-52,694	4,101	-48,593	-5,005
109	44,837778	3,733333	710431,7	1983220,1	774	980405,526	29,64	-54,697	6,35	-48,348	-5,263
110	44,835833	3,716944	709139,3	1982981,1	973	980369,484	55,185	-50,836	2,134	-48,702	-5,211
111	44,8425	3,705556	708225,6	1983706,4	1022	980360,471	60,691	-50,669	1,146	-49,522	-5,169
111	44,8425	3,705556	708225,6	1983706,4	1022	980361,001	61,221	-50,139	1,408	-48,731	-5,169
113	44,854167	3,691944	707126,8	1984984,6	1026	980362,332	62,734	-49,062	1,171	-47,891	-3,878
114	44,854722	3,681389	706291,1	1985032,1	1050	980358,267	66,025	-48,386	1,234	-47,152	-3,163
115	44,842778	3,652222	704007,2	1983665,3	1085	980349,851	69,488	-48,737	1,36	-47,376	-2,792
116	44,831667	3,629167	702204,1	1982399,9	1121	980342,628	74,378	-47,77	2,439	-45,33	-1,487
117	44,832222	3,618889	701390,1	1982448,4	1166	980334,001	79,588	-47,463	1,046	-46,418	-1,498
118	44,842222	3,625278	701877,3	1983568,2	1205	980326,69	83,409	-47,891	1,353	-46,537	-1,822
119	44,854167	3,629722	702206,9	1984901,8	1130	980342,438	74,934	-48,194	1,084	-47,11	-2,329
120	44,865	3,63	702209,1	1986106,4	1106	980348,403	72,515	-47,998	1,154	-46,844	-2,209
121	44,853056	3,643889	703329,1	1984796,8	1029	980361,821	63,249	-48,874	1,874	-47	-2,546
122	44,849722	3,663889	704916,8	1984452,8	1019	980364,136	62,779	-48,254	1,189	-47,065	-2,777
123	44,843333	3,671944	705565,9	1983753,3	1086	980349,877	69,773	-48,561	1,484	-47,077	-3,266
124	44,838611	3,677222	705992,2	1983235,5	1062	980353,669	66,585	-49,134	1,108	-48,027	-3,743
125	44,834167	3,684444	706571,9	1982751,2	1031	980359,041	62,791	-49,55	1,093	-48,457	-4,216
126	44,823333	3,695	707427,6	1981561,3	980	980366,881	55,87	-50,913	1,847	-49,067	-3,427
129	44,713056	3,830278	718362,5	1969496,8	997	980358,591	62,781	-45,855	0,819	-45,036	-3,986
130	44,703889	3,819167	717501	1968461,2	1041	980348,328	66,924	-46,506	0,767	-45,739	-4,282
131	44,697778	3,824722	717954,3	1967790,2	1053	980345,302	68,153	-46,585	1,32	-45,265	-4,445
132	44,690278	3,825	717992,1	1966956,8	1059	980343,283	68,662	-46,729	1,144	-45,586	-4,699
133	44,690278	3,825	717992,1	1966956,8	1059	980343,27	68,649	-46,742	1,144	-45,599	-4,699
134	44,685556	3,826111	718090,2	1966433,6	1056	980342,632	67,512	-47,553	1,178	-46,375	-5,355
135	44,679167	3,824722	717993,5	1965721,2	1080	980336,219	69,082	-48,598	1,631	-46,967	-6,467
136	44,675556	3,8225	717824,8	1965316,5	1111	980328,192	70,947	-50,11	1,41	-48,701	-7,202
137	44,664444	3,819722	717627,8	1964077,1	1162	980316,041	75,538	-51,077	2,137	-48,939	-8,123
138	44,658333	3,808611	716759	1963381,2	1170	980314,378	76,895	-50,591	1,498	-49,093	-8,225
139	44,649444	3,803333	716358,7	1962385,2	1126	980321,715	71,456	-51,236	2,212	-49,024	-8,531
140	44,642778	3,831667	718621,2	1961686,5	1081	980328,809	65,265	-52,524	2,198	-50,326	-9,842
141	44,653056	3,838889	719172,6	1962840	1171	980313,628	76,93	-50,665	1,498	-49,167	-8,946
142	44,669722	3,847222	719798,2	1964705,4	1158	980319,145	76,931	-49,248	1,403	-47,845	-7,6
143	44,679444	3,842778	719425	1965779,4	1111	980330,4	72,804	-48,253	2,124	-46,13	-6,124
144	44,696667	3,846111	719652,6	1967699	1040	980346,137	65,076	-48,245	1,717	-46,528	-5,393
145	44,713056	3,851667	720058	1969529,3	984	980358,924	59,102	-48,117	1,167	-46,95	-6,12
146	44,718333	3,86	720707,1	1970128,7	944	980366,035	53,393	-49,468	0,926	-48,542	-7,227
147	44,696111	3,8675	721349,7	1967670	946	980364,644	54,625	-48,454	2,172	-46,282	-6,803
148	44,6875	3,874444	721919	1966723,5	946	980361,357	52,115	-50,964	2,248	-48,716	-8,374
149	44,674167	3,873611	721881,9	1965240	948	980356,533	49,112	-54,185	3,076	-51,109	-9,84
150	44,665556	3,880833	722473,6	1964294	972	980352,093	52,856	-53,056	2,128	-50,928	-10,871
151	44,6575	3,881944	722579,3	1963400,2	976	980348,228	50,952	-55,396	4,567	-50,828	-11,212
152	44,722778	3,805556	716382,7	1970540,7	1002	980357,124	61,98	-47,201	0,905	-46,296	-4,272
153	44,726389	3,778889	714261,9	1970903	1061	980346,035	68,772	-46,838	0,689	-46,149	-3,752

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
154	44,735278	3,785833	714794,1	1971901,2	1022	980354,304	64,203	-47,157	1,627	-45,53	-3,73
155	44,742222	3,762222	712909,2	1972639	1016	980356,206	63,627	-47,08	0,892	-46,188	-3,911
156	44,746667	3,751667	712064	1973118	1019	980354,979	62,924	-48,109	0,797	-47,312	-4,576
157	44,75	3,739167	711067,2	1973470,8	1082	980342,816	69,902	-47,996	0,934	-47,061	-4,185
158	44,766111	3,715278	709143,4	1975228,3	957	980366,593	53,65	-50,627	2,999	-47,628	-4,401
159	44,777778	3,723333	709758,5	1976536,4	1008	980359,026	60,768	-49,066	1,613	-47,453	-4,58
160	44,774167	3,735556	710733,3	1976152,1	1037	980353,374	64,392	-48,603	0,869	-47,734	-4,2
161	44,773056	3,755833	712341,2	1976057,4	974	980365,974	57,65	-48,48	5,136	-43,344	-1,852
162	44,739722	3,833056	718526,3	1972465,4	947	980369,13	55,483	-47,705	0,857	-46,848	-5,351
163	44,687778	3,808333	716675,7	1966654	1113	980330,617	72,886	-48,389	1,044	-47,345	-5,719
164	44,687778	3,808333	716675,7	1966654	1113	980330,59	72,859	-48,416	1,044	-47,372	-5,719
165	44,667778	3,803611	716342,7	1964423,7	1186	980313,048	79,651	-49,579	0,879	-48,7	-7,478
166	44,68	3,796667	715766,6	1965772,2	1162	980320,51	78,603	-48,012	0,973	-47,039	-5,988
167	44,681667	3,778056	714287	1965930,2	1195	980313,76	81,886	-48,324	1,353	-46,971	-5,548
168	44,678056	3,783889	714757,1	1965537,3	1201	980312,477	82,781	-48,084	0,882	-47,202	-5,89
169	44,6925	3,790278	715234,1	1967152,4	1148	980324,556	77,2	-47,889	0,876	-47,013	-5,465
170	44,697222	3,780556	714453,6	1967663,1	1159	980323,023	78,636	-47,652	0,885	-46,768	-5,258
171	44,708333	3,784444	714739,2	1968903,9	1097	980336,561	72,037	-47,495	0,754	-46,741	-4,936
172	44,694444	3,7175	709459,3	1967264,5	1091	980333,289	68,167	-50,711	4,133	-46,578	-5,621
173	44,681389	3,693333	707568,1	1965779,8	1201	980310,342	80,345	-50,519	1,697	-48,822	-6,812
174	44,6725	3,747778	711903,9	1964867,6	1125,7	980322,822	70,39	-52,27	6,089	-46,181	-5,011
175	44,654722	3,69	707354,7	1962810,7	1141	980316,188	70,082	-54,245	2,57	-51,674	-9,869
176	44,656944	3,671111	705851,6	1963032,1	1144	980316,11	70,729	-53,924	2,468	-51,457	-8,724
177	44,667778	3,658056	704795,5	1964219	1208	980305,372	78,764	-52,863	1,397	-51,467	-8,575
178	44,676111	3,653611	704427,4	1965139,5	1250	980297,547	83,148	-53,056	1,162	-51,893	-8,821
179	44,689444	3,645	703719,6	1966610,3	1274	980294,099	85,903	-52,916	0,815	-52,101	-8,758
180	44,701111	3,6375	703103,4	1967897,4	1292	980291,165	87,47	-53,31	0,822	-52,488	-8,951
181	44,707222	3,619444	701660,8	1968553,3	1284	980292,144	85,429	-54,479	1,207	-53,273	-9,463
182	44,714444	3,600556	700150,4	1969331,9	1288	980290,606	84,473	-55,871	3,138	-52,732	-9,737
183	44,729167	3,603056	700322,2	1970971,8	1246	980300,136	79,713	-56,054	0,978	-55,076	-9,967
184	44,734722	3,593611	699563,9	1971577,4	1285	980293,58	84,691	-55,326	1,326	-54	-9,796
185	44,747778	3,595556	699694,7	1973031,2	1283	980295,739	85,055	-54,745	1,303	-53,442	-8,764
186	44,762778	3,578333	698304	1974677	1276	980299,452	85,253	-53,783	0,993	-52,79	-8,021
187	44,7775	3,598333	699861,7	1976338,8	1234	980311,271	82,782	-51,678	1,159	-50,519	-5,795
188	44,779167	3,613611	701068,4	1976543,7	1207	980318,496	81,525	-49,994	1,522	-48,471	-4,192
189	44,788611	3,653056	704173,9	1977645	1150	980332,569	77,155	-48,153	3,513	-44,64	-2,158
190	44,788611	3,653056	704173,9	1977645	1150	980332,57	77,156	-48,152	3,513	-44,639	-2,158
191	44,788611	3,666389	705229,4	1977662,8	1143	980334,35	76,776	-47,769	1,049	-46,72	-2,868
192	44,7825	3,684167	706648,4	1977007,4	1087	980343,773	69,469	-48,974	1,55	-47,424	-3,604
193	44,789167	3,691667	707229,4	1977758,7	1084	980344,109	68,277	-49,839	1,533	-48,305	-3,805
194	44,786667	3,705278	708311,7	1977499,5	895	980379,067	45,135	-52,386	8,191	-44,196	-3,648
197	44,748889	3,856389	720355,3	1973519,8	1006	980358,521	62,254	-47,363	0,788	-46,574	-5,183
198	44,759722	3,851111	719914	1974716	948	980371,894	56,75	-46,546	1,159	-45,388	-4,334
199	44,765833	3,873056	721638,7	1975429	1014	980358,079	62,751	-47,737	1,643	-46,094	-4,004
200	44,769444	3,886667	722708,7	1975851,6	1141	980334,081	77,62	-46,707	3,421	-43,286	-3,135

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
201	44,787222	3,882778	722361,9	1977821,7	1240	980317,699	90,184	-44,93	1,504	-43,426	-2,443
202	44,804722	3,864722	720894,8	1979739	1134	980338,383	76,577	-46,987	0,885	-46,103	-4,201
203	44,800833	3,901111	723783	1979363,4	1206	980324,631	85,395	-46,014	1,011	-45,003	-4,195
204	44,811111	3,879167	722023,9	1980471,5	1163	980334,388	80,955	-45,769	0,782	-44,987	-4,145
205	44,824722	3,871389	721378,9	1981972,5	1154	980336,759	79,319	-46,424	0,827	-45,597	-4,314
206	44,836389	3,86	720452,9	1983251,8	1168	980334,651	80,479	-46,79	0,826	-45,964	-4,127
207	44,857222	3,843333	719090,3	1985542,2	1148	980339,445	77,22	-47,869	0,78	-47,09	-4,842
208	44,861667	3,836111	718509,9	1986025,3	1144	980340,8	76,939	-47,714	0,832	-46,882	-5,428
209	44,844722	3,835	718457,9	1984140,1	1112	980346,628	74,422	-46,745	1,366	-45,379	-3,703
210	44,851111	3,815833	716928,9	1984821,6	1139	980340,592	76,141	-47,967	0,706	-47,261	-4,949
211	44,845556	3,849722	719620,4	1984255	1131	980343,174	76,756	-46,481	1,292	-45,189	-3,892
212	44,845556	3,834722	718434,2	1984232,3	1112	980346,915	74,634	-46,533	1,358	-45,175	-3,786
213	44,828333	3,832222	718272,9	1982314,2	1091	980349,445	72,238	-46,641	0,879	-45,762	-3,795
214	44,823889	3,830278	718128,5	1981817,2	1105	980346,687	74,201	-46,203	0,75	-45,453	-3,908
215	44,816111	3,840278	718936,1	1980967,7	1182	980328,37	80,349	-48,446	1,581	-46,865	-4,94
216	44,814444	3,854444	720060,6	1980804	1127	980342,409	77,565	-45,236	0,872	-44,365	-3,435
217	44,794444	3,840556	719004,2	1978559,7	1063	980351,296	68,507	-47,321	2,688	-44,633	-2,692
218	44,787778	3,843333	719238,2	1977822,8	998	980364,318	62,072	-46,673	3,111	-43,562	-2,766
219	44,780833	3,851389	719890,8	1977063,1	1001	980361,716	61,022	-48,049	2,295	-45,754	-3,984
220	44,776944	3,865278	720998,8	1976652,1	1055	980349,979	66,301	-48,655	6,606	-42,049	-1,687
221	44,796944	3,830278	718185,4	1978822,1	977	980369,361	59,807	-46,65	2,516	-44,134	-2,731
222	44,802222	3,821111	717448,8	1979395	957	980373,294	57,091	-47,186	2,778	-44,408	-3,398
223	44,800833	3,8125	716770,2	1979227,8	982	980368,024	59,662	-47,34	1,009	-46,331	-4,039
224	44,810278	3,823333	717607,7	1980293,8	1030	980360,008	65,606	-46,626	1,727	-44,899	-3,717
225	44,810833	3,808056	716397,7	1980332,8	977	980368,749	57,941	-48,516	3,156	-45,359	-4,296
226	44,810833	3,808056	716397,7	1980332,8	977	980368,763	57,955	-48,502	3,156	-45,345	-4,296
227	44,819444	3,798889	715654,5	1981276,5	997	980365,611	60,198	-48,438	0,889	-47,549	-4,584
228	44,823611	3,808056	716371,1	1981753,2	1033	980358,374	63,694	-48,865	2,827	-46,037	-4,111
229	44,827222	3,798056	715572,5	1982139,8	1014	980363,091	62,222	-48,267	1,924	-46,342	-4,1
230	44,836111	3,813889	716806,4	1983151,3	1075	980352,65	69,803	-47,332	2,364	-44,968	-3,663
231	44,831389	3,791667	715058,5	1982593,6	1042	980358,276	65,671	-47,868	1,262	-46,606	-4,192
232	44,835556	3,786944	714676,5	1983049,9	1041	980358,149	64,86	-48,571	1,61	-46,961	-4,283
233	44,835833	3,770833	713401,6	1983057,4	987	980367,971	57,992	-49,554	1,444	-48,11	-5,096
234	44,831389	3,763611	712839,3	1982552,9	943	980375,623	52,467	-50,285	1,738	-48,547	-5,169
235	44,842778	3,784722	714485,9	1983849,5	1047	980356,751	64,661	-49,423	3,107	-46,316	-4,311
236	44,843056	3,772778	713540,7	1983863	1060	980353,063	64,96	-50,541	3,044	-47,497	-4,852
237	44,844444	3,762222	712703,2	1984002,2	1017	980362,327	60,829	-49,986	1,461	-48,525	-5,666
238	44,845833	3,748889	711646	1984137,6	946	980375,549	52,015	-51,064	1,674	-49,39	-5,714
239	44,842778	3,740833	711015	1983786,5	767	980407,486	28,988	-54,586	6,496	-48,09	-5,131
240	44,835278	3,745833	711425,4	1982959,9	746	980410,603	26,302	-54,985	7,478	-47,506	-5,876
241	44,823056	3,751111	711867,3	1981608,7	792	980402,642	33,64	-52,659	3,695	-48,964	-5,499
242	44,819722	3,761944	712731	1981253,7	837	980395,047	40,233	-50,969	5,195	-45,774	-4,882
243	44,8225	3,765833	713033,1	1981568,1	858	980390,374	41,789	-51,701	5,05	-46,651	-4,564
244	44,822222	3,798056	715582,8	1981584	1010	980364,028	62,376	-47,677	0,95	-46,727	-4,386
245	44,81	3,788056	714816,8	1980210,8	910	980381,257	49,848	-49,308	1,958	-47,35	-4,825

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
246	44,801111	3,785833	714659,2	1979219,4	925	980378,06	52,082	-48,708	0,804	-47,904	-4,782
247	44,800556	3,799167	715715,5	1979177,2	944	980374,481	54,417	-48,444	0,915	-47,529	-4,757
248	44,803889	3,816111	717049,6	1979572,8	1000	980364,537	61,454	-47,509	1,319	-46,19	-3,87
249	44,792222	3,799722	715776,7	1978251,7	920	980379,4	52,682	-47,564	0,88	-46,684	-4,059
250	44,785556	3,811667	716736,1	1977528,3	939	980375,268	55,015	-47,301	0,831	-46,47	-4,309
251	44,780556	3,824722	717780,2	1976992	945	980373,617	55,667	-47,303	0,841	-46,462	-4,483
252	44,780278	3,833278	718458,1	1976973,9	954	980372,202	57,054	-46,896	1,104	-45,792	-4,255
253	44,793056	3,788056	714851,6	1978327,2	828	980394,715	39,53	-50,691	7,073	-43,618	-3,189
254	44,793333	3,780556	714257,3	1978347,1	878	980386,503	46,723	-48,946	2,091	-46,855	-4,108
255	44,781944	3,782778	714456,5	1977084,4	969	980368,945	58,276	-47,309	1,242	-46,067	-3,396
256	44,785278	3,772778	713658,1	1977440,4	944	980373,436	54,751	-48,11	0,955	-47,155	-4,052
257	44,792778	3,764167	712961,2	1978261,7	927	980376,744	52,136	-48,873	1,202	-47,671	-4,85
258	44,805	3,748611	711705,5	1979598,1	898	980383,029	48,368	-49,48	1,092	-48,389	-5,631
259	44,819444	3,745556	711434,9	1981199,4	886	980386,479	46,811	-49,73	1,274	-48,456	-5,227
260	44,773333	3,778333	714122,2	1976120,7	1012	980360,167	63,545	-46,725	0,878	-45,847	-3,325
261	44,7675	3,7825	714464,1	1975478,3	1039	980354,061	66,298	-46,915	1,44	-45,475	-3,075
262	44,771111	3,7875	714852,6	1975887	1032	980355,989	65,74	-46,71	1,907	-44,803	-2,914
263	44,762778	3,79	715067,7	1974964,3	1001	980359,314	60,25	-48,822	3,57	-45,252	-3,292
264	44,759444	3,8025	716064,6	1974612,2	1003	980358,478	60,332	-48,957	1,288	-47,669	-5,112
265	44,75	3,828333	718130,5	1973600,8	898	980378,113	48,417	-49,432	2,879	-46,552	-5,122
266	44,750556	3,853889	720153,7	1973701,3	1006	980359,494	63,077	-46,54	1,364	-45,176	-4,952
269	44,875556	3,809167	716350,8	1987528,9	1174	980332,225	76,369	-51,554	0,971	-50,583	-7,693
270	44,875	3,7425	711082,8	1987370,7	1218	980326,741	84,513	-48,204	15,473	-32,731	0,453
271	44,875	3,7425	711082,8	1987370,7	1218	980326,141	83,913	-48,804	15,473	-33,331	0,453
272	44,879444	3,769722	713225,4	1987903,5	1191	980330,337	79,376	-50,399	1,224	-49,175	-6,205
273	44,874167	3,761944	712621,3	1987305,7	1168	980335,341	77,758	-49,51	1,379	-48,131	-5,225
274	44,87	3,753056	711927,1	1986829,8	1091	980350,352	69,383	-49,495	2,033	-47,462	-3,87
275	44,873889	3,745833	711348,4	1987251,9	1076	980353,346	67,397	-49,847	1,69	-48,157	-0,595
276	44,873611	3,735278	710514,7	1987206,1	998	980368,682	58,688	-50,057	4,626	-45,431	0,176
277	44,878889	3,732222	710262,8	1987788,5	981	980372,346	56,629	-50,264	2,853	-47,411	-2,481
278	44,8825	3,73	710080	1988186,8	987	980371,312	57,121	-50,426	3,243	-47,183	-3,455
279	44,890278	3,718611	709164,8	1989035,4	970	980377,541	57,401	-48,293	2,1	-46,193	-2,439
280	44,898333	3,709722	708446,7	1989918,6	984	980374,958	58,412	-48,808	3,465	-45,343	-0,172
281	44,8975	3,715556	708909,2	1989834	980	980376,133	58,427	-48,356	6,649	-41,707	0,755
282	44,898889	3,700833	707743,4	1989968,1	947	980382,658	54,643	-48,545	3,404	-45,141	-1,336
283	44,902222	3,695	707276,1	1990330,6	868	980398,463	45,768	-48,812	3,553	-45,259	-0,762
284	44,900833	3,684167	706422,9	1990161,5	811	980410,847	40,687	-47,682	3,371	-44,311	-0,429
285	44,908056	3,683889	706387,2	1990964	757	980423,514	36,038	-46,447	3,672	-42,776	1,003
286	44,917778	3,681944	706215,1	1992042	784	980419,201	39,179	-46,248	6,273	-39,975	2,664
287	44,9175	3,688611	706742,2	1992020,2	891	980396,15	49,173	-47,912	6,45	-41,462	2,36
288	44,915	3,699722	707624,6	1991757,5	968	980379,721	56,732	-48,744	5,674	-43,07	0,922
289	44,921111	3,708889	708336,7	1992449,3	1060	980364,305	69,156	-46,345	2,618	-43,727	1,14
290	44,923333	3,72	709209,9	1992711,7	1111	980356,291	76,68	-44,378	1,524	-42,854	1,134
291	44,918333	3,730833	710075,2	1992171,1	1125	980353,581	78,742	-43,842	1,335	-42,506	0,898
292	44,913611	3,746389	711313,2	1991668,1	1154	980345,623	80,159	-45,584	1,468	-44,116	-1,575

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
293	44,900833	3,740278	710855,9	1990239,1	1127	980347,103	74,461	-48,341	2,254	-46,087	-2,494
294	44,896389	3,746667	711369,5	1989754,1	1156	980340,068	76,776	-49,185	1,523	-47,661	-3,907
295	44,9175	3,761667	712512	1992122,1	1242	980324,081	85,423	-49,909	1,647	-48,262	-4,643
296	44,913889	3,789722	714735,2	1991761,3	1236	980319,835	79,651	-55,027	3,257	-51,77	-8,674
297	44,903056	3,794333	715121,8	1990563,8	1264	980313,503	82,938	-54,791	3,418	-51,373	-8,694
298	44,880556	3,7575	712257,2	1988009,5	1170	980335,419	77,877	-49,61	1,453	-48,156	-4,905
299	44,860556	3,764167	712824,4	1985795,9	1121	980342,799	71,941	-50,206	1,845	-48,361	-5,501
300	44,861944	3,7575	712294,6	1985940,7	1098	980347,289	69,208	-50,433	1,733	-48,7	-5,169
301	44,851944	3,755556	712160,9	1984826,4	1010	980363,27	58,935	-51,118	1,769	-49,348	-5,955
302	44,829444	3,713889	708910,1	1982266,7	970	980369,769	55,121	-50,573	0,967	-49,607	-5,265
303	44,850556	3,723889	709659,7	1984627,3	892	980386,431	45,806	-51,389	1,889	-49,499	-4,9
304	44,850556	3,711667	708693,3	1984610,3	920	980381,37	49,386	-50,86	2,468	-48,392	-4,695
305	44,854722	3,707778	708377,7	1985068,1	964	980373,692	54,91	-50,13	2,45	-47,68	-4,149
306	44,86	3,704722	708125,9	1985650,6	994	980368,544	58,544	-49,765	2,916	-46,849	-3,316
307	44,839167	3,69	707001,8	1983314,6	1005	980364,859	60,134	-49,374	1,069	-48,304	-4,681
308	44,866667	3,675556	705807,3	1986352	1071	980355,828	68,988	-47,711	1,769	-45,942	-2,135
309	44,871944	3,672222	705533,8	1986934,2	1068	980356,209	67,967	-48,405	1,912	-46,493	-2,151
310	44,8875	3,66	704538,6	1988647	1054	980360,864	66,897	-47,949	1,91	-46,039	-1,516
311	44,894722	3,659722	704503,2	1989449,4	1049	980362,767	66,605	-47,697	3,03	-44,667	-0,776
312	44,905833	3,655556	704153,2	1990679	1014	980370,893	62,927	-47,561	3,227	-44,334	0,365
313	44,913333	3,641944	703064,1	1991494,8	993	980377,13	62,007	-46,193	3,041	-43,152	1,064
314	44,9075	3,634167	702460,5	1990836,2	857	980400,901	44,335	-49,046	4,099	-44,948	0,191
315	44,898611	3,636111	702630,4	1989850,6	883	980395,608	47,868	-48,346	3,37	-44,977	-0,579
316	44,890278	3,636667	702689,6	1988925	875	980395,055	45,598	-49,744	2,231	-47,513	-2,179
317	44,874444	3,6475	703575	1987179,2	894	980389,88	47,716	-49,697	2,635	-47,062	-2,452
318	44,865	3,661944	704734,4	1986148,5	921	980384,297	51,318	-49,037	2,78	-46,257	-2,103
319	44,842778	3,606667	700404,4	1983606,1	1082	980351,031	69,742	-48,155	3,163	-44,992	-1,691
320	44,85	3,597778	699688,5	1984397,6	1054	980356,227	65,646	-49,201	1,795	-47,406	-1,72
321	44,854167	3,595	699461,4	1984857,2	1050	980357,959	65,767	-48,644	2,739	-45,905	-1,573
322	44,865556	3,586667	698782,4	1986112,8	1033	980361,841	63,375	-49,184	1,909	-47,275	-1,765
323	44,866583	3,576667	697990	1986214,5	1121	980345,567	74,165	-47,983	1,198	-46,784	-1,417
324	44,866111	3,564722	697046,6	1986147,2	1070	980354,91	67,812	-48,778	2,341	-46,437	-1,118
325	44,856667	3,575833	697941,5	1985111,1	1151	980338,343	77,094	-48,322	0,888	-47,434	-2,055
326	44,843056	3,588056	698932	1983613,3	1132	980340,786	74,902	-48,444	0,952	-47,492	-2,131
327	44,83	3,580556	698361,8	1982152,6	1186	980328,787	80,746	-48,484	0,989	-47,494	-2,417
328	44,848611	3,563611	696989,1	1984200,4	1112	980344,528	71,971	-49,196	1,351	-47,845	-2,469
329	44,854722	3,566389	697198,1	1984883,2	1084	980350,336	68,586	-49,529	1,852	-47,677	-2,196
330	44,89	3,594444	699353,8	1988839,9	1079	980356,068	69,591	-47,98	2,306	-45,674	-0,305
331	44,876667	3,579444	698191,9	1987338,8	1017	980366,708	62,301	-48,514	3,517	-44,997	-0,83
332	44,898889	3,611667	700698,6	1989849,9	883	980393,162	45,397	-50,817	6,018	-44,799	0,356
333	44,898611	3,602222	699953	1989806,9	903	980389,102	47,534	-50,86	7,444	-43,415	1,057
334	44,889722	3,562778	696851,9	1988769,4	1108	980350,104	72,601	-48,13	0,807	-47,322	-1,487
335	44,878333	3,5525	696059,4	1987490,8	1094	980351,426	70,631	-48,574	1,871	-46,704	-1,3
336	44,890278	3,534722	694634	1988797	1118	980346,67	72,203	-49,617	1,649	-47,969	-2,292
337	44,904444	3,548056	695663,4	1990388	1075	980358,047	69,031	-48,104	1,127	-46,977	-1,588

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
341	44,911944	3,550833	695869,9	1991225,1	1017	980369,528	61,937	-48,879	1,852	-47,026	-1,338
342	44,922389	3,543889	695303,6	1992377,6	960	980381,353	55,229	-49,376	1,83	-47,546	-1,644
343	44,93725	3,541889	695120,3	1994027,2	940	980387,101	53,463	-48,962	1,306	-47,656	-1,772
344	44,952694	3,541361	695052,3	1995743,4	937	980389,302	53,344	-48,754	0,901	-47,854	-1,811
345	44,947722	3,5575	696334,8	1995210,3	1038	980371,032	66,691	-46,412	1,216	-45,196	0,263
346	44,943083	3,565639	696985,3	1994704,6	1096	980359,964	73,941	-45,482	1,186	-44,296	1,09
347	44,933194	3,568194	697204,3	1993608,6	1099	980358,03	73,826	-45,925	1,243	-44,682	1,014
348	44,926556	3,573361	697623,8	1992877	1032	980370,952	66,671	-45,779	2,247	-43,532	1,301
349	44,934889	3,5875	698725,6	1993821	1061	980366,184	70,1	-45,51	2,958	-42,552	2,376
350	44,923	3,582944	698386,9	1992493,7	1102	980356,891	74,533	-45,544	1,087	-44,458	1,093
351	44,915861	3,59025	698976,5	1991709,3	1068	980361,986	69,78	-46,593	1,013	-45,58	0,018
352	44,909694	3,601056	699841	1991037,5	1079	980358,455	70,2	-47,371	1,428	-45,943	-0,405
353	44,920583	3,601278	699839,1	1992248,2	1028	980370,994	66,017	-45,996	1,996	-44	0,951
354	44,920417	3,607056	700295,7	1992237	994	980377,183	61,729	-46,58	2,638	-43,942	1,226
355	44,91825	3,615972	701003,8	1992007,6	895	980395,8	49,99	-47,532	4,055	-43,477	1,504
356	44,914694	3,627556	701925,1	1991627,3	855	980403,097	45,264	-47,899	2,514	-45,385	0,244
357	44,920583	3,638028	702741,4	1992295,5	913	980394,485	54,019	-45,464	2,253	-43,21	1,467
358	44,932306	3,638972	702794,5	1993599,8	959	980388,158	60,83	-43,666	1,705	-41,961	2,853
359	44,952389	3,640861	702906,6	1995834,7	991	980382,544	63,278	-44,704	5,862	-38,843	4,974
360	44,922194	3,65075	703743,2	1992491,3	979	980382,276	62,033	-44,642	2,03	-42,612	1,835
361	44,9315	3,655583	704107,6	1993532,1	946	980391,475	60,208	-42,871	1,98	-40,891	2,967
362	44,950556	3,662889	704648,7	1995660	898	980400,767	52,967	-44,882	3,821	-41,061	3,8
363	44,92275	3,66325	704729,3	1992569,7	907	980394,916	52,403	-46,426	2,875	-43,551	1,861
364	44,930833	3,672972	705481,8	1993481,2	800	980418,831	42,568	-44,602	3,51	-41,092	3,888
365	44,923889	3,675583	705701,2	1992712,8	701	980434,301	28,114	-48,269	10,346	-37,924	3,869
366	44,920472	3,677333	705845,8	1992335,3	663	980440,864	23,258	-48,984	6,155	-42,829	3,319
367	44,938278	3,682028	706182,7	1994320,9	735	980427,97	30,976	-49,111	9,463	-39,648	3,818
368	44,946556	3,686278	706502,5	1995246,8	747	980424,064	30,026	-51,369	7,124	-44,245	2,333
369	44,961472	3,698167	707412,2	1996921	726	980428,613	26,748	-52,359	14,748	-37,611	4,608
370	44,975694	3,694	707056,1	1998496,2	823	980411,121	37,906	-51,77	8,954	-42,816	1,545
371	44,984667	3,671639	705275	1999463,3	815	980418,807	42,314	-46,491	4,997	-41,494	2,345
372	44,973333	3,671556	705289,8	1998203,5	721	980435,4	30,921	-47,641	6,694	-40,947	2,541
373	44,971667	3,659639	704352,7	1998002,3	653	980447,636	22,323	-48,83	10,88	-37,95	5,209
374	44,96925	3,64825	703458,5	1997718,6	599	980456,805	15,046	-50,223	11,705	-38,518	6,07
375	44,986278	3,659222	704292,5	1999625,9	930	980396,53	55,38	-45,955	6,391	-39,564	3,763
376	44,989361	3,654417	703907,6	1999962,2	1008	980382,685	65,328	-44,507	3,683	-40,824	4,345
377	44,989361	3,654417	703907,6	1999962,2	1008	980382,68	65,323	-44,512	3,683	-40,829	4,345
378	44,982111	3,642972	703018,3	1999141,3	751	980432,57	36,557	-45,274	4,703	-40,571	4,381
379	44,992722	3,638417	702639,4	2000314,8	761	980431,291	37,406	-45,515	8,139	-37,376	6,425
380	44,978139	3,653583	703862,8	1998713,7	788	980425,073	40,837	-45,026	4,823	-40,203	4,884
381	44,961333	3,661528	704521,1	1996856,2	752	980430,436	36,607	-45,333	3,182	-42,151	4,201
382	44,963417	3,656361	704109,4	1997080,9	772	980425,468	37,623	-46,496	8,312	-38,185	5,871
383	44,941917	3,630056	702072,8	1994656,5	760	980422,538	32,931	-49,881	7,183	-42,698	2,539
384	44,931139	3,623722	701592,4	1993450,3	799	980415,509	38,91	-48,151	6,865	-41,287	2,689
385	44,954528	3,629944	702041	1996058,2	682	980436,135	21,318	-52,994	8,228	-44,766	0,605

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
386	44,967556	3,627444	701819,9	1997503,1	781	980424,657	39,216	-45,884	6,633	-39,251	3,851
387	44,978139	3,627	701765,5	1998678,9	861	980409,765	48,056	-45,761	3,963	-41,798	4,237
388	44,977722	3,610778	700486,4	1998611,8	958	980392,481	60,744	-43,642	1,848	-41,794	3,718
389	44,982083	3,605889	700092,9	1999090,3	994	980385,591	64,57	-43,739	1,649	-42,09	3,693
390	44,988667	3,600111	699625,3	1999814,7	967	980391,258	61,311	-44,056	4,783	-39,274	4,833
391	44,971861	3,615361	700858,6	1997966,1	1021	980379,701	67,935	-43,316	2,41	-40,906	3,955
392	44,964556	3,600944	699734,1	1997135,7	1025	980377,402	67,53	-44,157	1,861	-42,296	2,693
393	44,964472	3,593167	699120,5	1997116,6	1037	980375,279	69,118	-43,877	1,022	-42,855	2,338
394	44,956139	3,595556	699323,9	1996193,2	1049	980372,267	70,561	-43,741	0,893	-42,848	2,316
395	44,947389	3,618611	701159,4	1995250	1033	980374,639	68,786	-43,773	2,595	-41,178	2,805
396	44,960056	3,581389	698198,8	1996610,8	1047	980371,896	69,219	-44,865	1,067	-43,798	1,824
397	44,960028	3,5695	697260,6	1996592,9	1066	980368,213	71,402	-44,752	0,996	-43,756	1,375
398	44,950444	3,572472	697511,9	1995531,4	1103	980359,628	75,101	-45,085	1,338	-43,748	1,623
399	44,943861	3,591833	699051,9	1994823,8	1093	980362,223	75,204	-43,892	0,958	-42,934	2,402
400	44,937917	3,607	700259,9	1994182,2	1051	980369,756	70,312	-44,208	1,23	-42,978	2,541
401	44,818333	3,63525	702709,8	1980925,7	1158	980333,414	77,786	-48,393	0,808	-47,585	-2,514
402	44,823861	3,602194	700084,5	1981497,5	1148	980336,623	77,41	-47,68	1,991	-45,689	-1,404
405	44,745611	3,626833	702176,5	1972830,5	1233	980308,497	82,578	-51,773	1,021	-50,752	-6,837
406	44,709944	3,628333	702360,5	1968867,4	1257	980298,585	83,292	-53,674	0,846	-52,828	-9,189
407	44,715111	3,625056	702091,2	1969437,6	1263	980297,288	83,38	-54,24	0,856	-53,384	-9,283
408	44,964694	3,543472	695198,5	1997079,8	927	980393,154	53,027	-47,982	1,045	-46,937	-1,149
409	44,982389	3,587722	698659,2	1999101,3	918	980398,774	54,272	-45,756	2,304	-43,452	2,263
410	44,981639	3,560944	696548	1998984,7	932	980395,505	55,391	-46,162	1,203	-44,959	0,496
411	44,97675	3,540306	694928,1	1998416,1	965	980386,965	57,476	-47,673	0,666	-47,007	-1,078
412	44,9945	3,560389	696481,9	2000413,6	1001	980382,924	62,942	-46,129	1,088	-45,042	0,65
413	44,986583	3,574194	697584,6	1999550,6	980	980387,01	61,263	-45,521	2,258	-43,263	1,774
414	45,002889	3,573472	697499,1	2001362,2	969	980391,048	60,434	-45,151	1,655	-43,496	2,129
415	44,989139	3,548389	695544,6	1999803	987	980384,471	60,653	-46,893	0,847	-46,046	-0,241
416	44,994583	3,541472	694989,7	2000399,8	1000	980382,078	61,78	-47,183	1,388	-45,794	-0,344
417	45,017417	3,563083	696654,7	2002964,3	891	980407,285	51,289	-45,797	2,683	-43,114	1,984
418	45,004806	3,541056	694939,5	2001535,6	935	980396,242	54,963	-46,918	1,004	-45,914	0,134
419	45,020972	3,542222	695003,9	2003334	997	980386,695	63,089	-45,547	2,199	-43,347	2,455
420	45,027806	3,566083	696873,1	2004122,7	928	980401,173	55,657	-45,461	2,263	-43,197	2,507
421	45,028417	3,543694	695107,3	2004163,3	933	980401,681	57,653	-44,009	2,686	-41,323	4,557
422	45,046056	3,540694	694840,8	2006120,4	751	980443,43	41,644	-40,187	7,879	-32,308	12,338
423	45,059806	3,554417	695898,4	2007665,4	604	980476,918	28,527	-37,287	2,482	-34,805	10,782
424	45,059417	3,576667	697652	2007649,6	536	980483,898	14,557	-43,847	10,259	-33,588	10,236
425	45,048528	3,583417	698202,9	2006447,6	517	980480,425	6,204	-50,13	11,443	-38,687	6,813
426	45,034167	3,586528	698473,5	2004855,2	572	980469,903	13,951	-48,376	6,238	-42,137	3,373
427	45,037611	3,597889	699362,8	2005252,4	708	980444,849	30,556	-46,59	5,658	-40,932	4,299
428	45,035944	3,61425	700655,2	2005088	792	980429,083	40,863	-45,436	5,175	-40,261	4,501
429	45,045167	3,609528	700266,4	2006107	759	980435,896	36,659	-46,043	6,785	-39,258	5,041
430	45,057028	3,618028	700914,7	2007436,3	918	980407,99	56,75	-43,278	2,614	-40,664	4,543
431	45,045389	3,624778	701467,7	2006151,3	1011	980388,184	66,695	-43,467	2,19	-41,277	4,054
432	45,02875	3,621111	701209	2004297,1	787	980428,193	39,079	-46,675	5,998	-40,677	5,268

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
433	45,017083	3,632611	702136,9	2003015,1	741	980435,177	32,921	-47,821	13,71	-34,111	9,816
434	45,009528	3,642611	702939,2	2002188,3	788	980426,428	39,358	-46,505	9,694	-36,811	7,587
435	45,002028	3,637806	702574,1	2001348,4	796	980425,173	41,249	-45,486	9,151	-36,335	7,811
436	45,033972	3,639972	702686,1	2004902	1054	980379,045	71,856	-42,991	5,478	-37,513	6,226
437	45,021028	3,648833	703408,5	2003474,8	1103	980368,147	77,248	-42,938	3,094	-39,844	5,901
438	45,005444	3,67425	705441,7	2001776,4	959	980393,847	59,916	-44,579	1,212	-43,367	1,232
465	44,584167	3,898056	724019,6	1955273,3	1035	980332,375	59,926	-52,851	2,797	-50,054	-11,281
466	44,584167	3,898056	724019,6	1955273,3	1035	980332,376	59,927	-52,849	2,797	-50,053	-11,281
467	44,582222	3,896667	723913,5	1955054,9	1040	980330,676	59,958	-53,363	3,123	-50,24	-11,276
468	44,570278	3,892778	723630,8	1953720,9	1055	980326,686	61,663	-53,293	3,221	-50,072	-11,29
469	44,568611	3,870833	721890,6	1953501,4	1086	980317,84	62,533	-55,8	6,763	-49,038	-11,594
470	44,563611	3,857222	720819,6	1952924,5	1125	980310,416	67,596	-54,987	1,967	-53,02	-13,719
471	44,556944	3,848056	720105,4	1952169,3	1153	980303,867	70,29	-55,345	1,466	-53,879	-14,667
472	44,551944	3,834722	719056,1	1951593,2	1160	980301,903	70,944	-55,453	1,486	-53,967	-14,407
473	44,548333	3,810278	717120,5	1951155	1098	980312,479	62,706	-56,935	4,785	-52,151	-12,789
474	44,555278	3,784167	715030,4	1951888,5	1125	980307,438	65,37	-57,213	4,488	-52,726	-12,87
475	44,558611	3,771111	713985,9	1952240	1138	980305,686	67,329	-56,671	4,14	-52,531	-13,52
476	44,577222	3,762222	713241,8	1954296,2	1260	980285,203	82,816	-54,478	1,206	-53,271	-12,695
477	44,587222	3,776944	714391,3	1955429,3	1324	980273,218	89,678	-54,588	2,58	-52,008	-11,687
478	44,592778	3,774444	714181,3	1956043,3	1358	980268,446	94,897	-53,074	1,623	-51,452	-10,981
479	44,606111	3,7775	714396,9	1957530	1363	980269,364	96,155	-52,361	1,72	-50,641	-9,312
480	44,610278	3,79	715381,1	1958011,5	1296	980286,071	91,809	-49,406	1,729	-47,677	-8,537
481	44,614722	3,794167	715702,8	1958511,7	1252	980291,129	82,888	-53,533	1,474	-52,059	-9,886
482	44,631389	3,8025	716330	1960376,8	1213	980302,723	80,941	-51,231	1,215	-50,016	-9,877
483	44,633611	3,8925	723469,4	1960761,1	981	980346,115	52,538	-54,354	2,069	-52,285	-12,738
484	44,622222	3,891944	723450,4	1959494,2	986	980344,213	53,207	-54,23	1,888	-52,342	-12,866
485	44,613889	3,9	724108,3	1958580,5	992	980342,623	54,221	-53,87	2,422	-51,448	-12,496
486	44,603889	3,908056	724770,2	1957481,6	1010	980338,3	56,356	-53,697	1,804	-51,893	-12,06
489	44,534167	3,810278	717150	1949580	1275	980276,381	82,509	-56,419	5,542	-50,877	-11,517
490	44,528611	3,785278	715173,4	1948925,5	1413	980251,356	100,572	-53,392	5,238	-48,154	-8,978
491	44,528333	3,776389	714467	1948881,6	1425	980249,041	101,989	-53,283	5,073	-48,21	-8,826
492	44,535556	3,765833	713612,9	1949669,2	1473	980237,967	105,072	-55,43	6,494	-48,936	-9,001
493	44,535833	3,7525	712552,1	1949680,9	1463	980241,758	105,752	-53,661	6,551	-47,11	-8,769
494	44,553056	3,756667	712848,9	1951601,6	1219	980291,507	78,643	-54,183	1,57	-52,613	-11,971
495	44,562222	3,753889	712609,7	1952616,7	1189	980297,815	74,87	-54,687	1,22	-53,467	-12,934
496	44,566111	3,742778	711718,8	1953033,2	1172	980301,559	73,018	-54,687	1,66	-53,026	-12,399
497	44,579444	3,738056	711317,1	1954508,8	1212	980296,091	78,688	-53,375	1,075	-52,3	-11,562
498	44,584167	3,727778	710491,2	1955019,2	1211	980296,848	78,712	-53,242	0,94	-52,302	-11,22
499	44,589722	3,717778	709685,8	1955622,9	1218	980296,406	79,929	-52,788	1,058	-51,73	-10,835
500	44,59	3,703611	708559,9	1955634,1	1223	980294,985	80,026	-53,235	1,126	-52,109	-10,749
501	44,588611	3,688611	707370,9	1955459,1	1211	980297,445	78,913	-53,041	0,928	-52,113	-10,764
502	44,588889	3,678889	706598	1955476,7	1213	980296,68	78,732	-53,44	0,896	-52,544	-10,876
503	44,591111	3,671389	705997,9	1955713,6	1227	980293,786	79,961	-53,737	0,837	-52,9	-11,043
504	44,600278	3,6675	705671,7	1956727,5	1203	980299,184	77,132	-53,951	1,373	-52,577	-10,992
505	44,606667	3,675556	706299,5	1957448,6	1187	980302,281	74,709	-54,63	1,499	-53,131	-11,382

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
506	44,614444	3,670833	705909,8	1958306,9	1230	980293,314	78,309	-55,716	1,318	-54,398	-11,881
507	44,626944	3,675833	706283,2	1959703,3	1182	980304,442	73,492	-55,302	1,027	-54,275	-11,683
508	44,64	3,702222	708353	1961190,8	1238	980294,891	80,048	-54,848	0,949	-53,899	-11,594
509	44,633056	3,713333	709248,4	1960434,1	1211	980300,108	77,56	-54,394	1,072	-53,323	-11,576
510	44,624722	3,721111	709882,1	1959518,5	1255	980291,344	83,132	-53,617	0,881	-52,736	-11,174
511	44,619167	3,730278	710620,8	1958913,8	1282	980285,779	86,395	-53,295	1,205	-52,09	-10,807
512	44,627222	3,739444	711332,7	1959822,3	1219	980299,195	79,633	-53,193	0,927	-52,266	-10,966
513	44,613333	3,741111	711492,6	1958280,6	1302	980280,944	88,258	-53,612	1,552	-52,06	-10,697
514	44,607222	3,738056	711262,1	1957596,9	1322	980276,686	90,734	-53,315	1,621	-51,694	-10,731
515	44,593889	3,737778	711266,4	1956114,2	1260	980287,203	83,311	-53,982	1,869	-52,113	-11,058
518	44,676111	3,758889	712778,1	1965284,9	1149	980321,194	75,624	-49,575	1,763	-47,812	-5,653
519	44,659722	3,738889	711224,2	1963434,5	1187	980309,582	77,22	-52,119	0,978	-51,141	-8,886
520	44,66	3,754722	712479,9	1963487,9	1141	980319,219	72,637	-51,69	1,227	-50,464	-8,091
521	44,646667	3,7375	711139,8	1961981,2	1208	980303,331	78,629	-52,998	0,858	-52,14	-10,544
522	44,643889	3,760556	712975,1	1961705,2	1273	980290,826	86,433	-52,277	1,14	-51,137	-9,871
523	44,633889	3,770833	713811,1	1960608,4	1229	980297,947	80,878	-53,037	1,325	-51,712	-10,272
524	44,638056	3,738056	711201	1961024,7	1208	980301,472	77,547	-54,08	1,126	-52,954	-11,289
525	44,653889	3,709722	708921,3	1962745,2	1222	980299,848	78,813	-54,339	1,419	-52,92	-10,704
526	44,636944	3,684167	706925,7	1960826,4	1204	980301,614	76,554	-54,637	1,601	-53,037	-10,903
527	44,668056	3,543056	695671,5	1964103,2	1454	980250,971	100,254	-58,178	1,879	-56,3	-12,058
528	44,6725	3,564167	697338,7	1964623,2	1377	980268,003	93,13	-56,912	1,942	-54,97	-11,24
529	44,668056	3,572778	698029,5	1964139,8	1334	980276,113	88,364	-56,993	1,529	-55,464	-11,285
530	44,668889	3,591667	699526,6	1964256,2	1280	980288,204	83,715	-55,757	3,043	-52,714	-9,753
531	44,664722	3,608056	700834,3	1963813,9	1251	980294,268	81,206	-55,107	3,385	-51,722	-8,546
532	44,648611	3,634722	702979,5	1962057,3	1236	980295,484	79,246	-55,432	2,692	-52,74	-9,806
533	44,657222	3,658889	704881,3	1963046,6	1149	980315,321	71,458	-53,741	3,145	-50,596	-8,166
534	44,645833	3,695556	707812,6	1961830,1	1192	980304,352	74,787	-55,097	1,737	-53,36	-11,042
535	44,635	3,674167	706135,6	1960596,6	1178	980306,682	73,774	-54,584	2,144	-52,44	-10,788
536	44,636944	3,660833	705073,6	1960794,9	1266	980289,459	83,532	-54,415	1,048	-53,367	-10,793
539	44,570556	3,667222	705705,6	1953422,8	1196	980297,967	76,431	-53,889	1,016	-52,873	-11,246
540	44,563889	3,656389	704857,1	1952667,1	1157	980305,21	72,24	-53,83	2,033	-51,797	-10,776
541	44,560556	3,663611	705437,4	1952306,2	1175	980301,191	74,077	-53,954	0,869	-53,085	-11,493
542	44,553611	3,670278	705980,4	1951543,1	1130	980308,703	68,329	-54,799	1,266	-53,533	-11,752
543	44,558333	3,685278	707163,8	1952088,4	1176	980300,216	73,611	-54,529	1,374	-53,155	-11,894
544	44,543611	3,664722	705557,5	1950423,8	1063	980320,583	60,435	-55,393	4,095	-51,298	-11,039
545	44,545278	3,677222	706548,2	1950626	1079	980317,674	62,314	-55,257	3,781	-51,477	-11,299
546	44,546389	3,696944	708114,1	1950776,4	1115	980309,778	65,426	-56,067	4,37	-51,697	-11,17
547	44,54	3,654444	704747,1	1950008,6	1029	980326,739	56,424	-55,699	4,711	-50,987	-10,768
548	44,538889	3,641944	703755,2	1949868,5	980	980335,719	50,383	-56,4	4,921	-51,479	-10,61
549	44,551944	3,643333	703841,5	1951321,8	1066	980320,17	60,196	-55,959	3,784	-52,175	-10,77
550	44,53	3,631111	702910	1948866	947	980342,071	47,358	-55,83	5,119	-50,712	-9,608
551	44,531944	3,619444	701978,7	1949067	943	980342,966	46,839	-55,913	2,917	-52,997	-11,425
552	44,541389	3,616389	701718,6	1950113	1012	980330,313	54,626	-55,644	3,32	-52,324	-11,287
553	44,566111	3,618611	701850,5	1952864,5	1140	980307,425	69,008	-55,21	2,687	-52,522	-10,735
554	44,583056	3,636667	703254,3	1954771,8	1199	980298,46	76,722	-53,925	1,487	-52,438	-10,592

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	X (m)	Y (m)	Alt. (m)	g mesuré (mGal)	Air libre (mGal)	Simple (mGal)	CT (mGal)	Comp (mGal)	Résid (mGal)
555	44,591389	3,618611	701804,7	1955674,7	1291	980280,626	86,524	-54,147	1,215	-52,933	-10,646
556	44,613611	3,613056	701323,2	1958138,1	1424	980254,677	99,623	-55,54	1,786	-53,754	-10,961
557	44,628889	3,6625	705221	1959901,6	1182	980304,342	73,22	-55,574	1,53	-54,044	-11,523
558	44,628611	3,653056	704471,7	1959858,1	1230	980294,706	78,422	-55,602	1,696	-53,907	-11,367
559	44,619444	3,663333	705304,8	1958852,7	1266	980287,703	83,356	-54,591	1,534	-53,057	-11,31
562	44,646944	3,909444	724784,8	1962270,1	981	980347,872	53,092	-53,8	2,738	-51,063	-11,883
563	44,641667	3,949722	727993,1	1961748,2	1023	980339,398	58,056	-53,413	3,416	-49,997	-11,257
564	44,651667	3,9425	727397,2	1962848,1	1006	980344,433	56,942	-52,675	3,293	-49,382	-10,908
565	44,6625	3,936111	726865,8	1964042	1113	980324,913	69,464	-51,812	1,755	-50,057	-10,972
566	44,67	3,908056	724623,3	1964830,9	998	980347,648	56,033	-52,712	1,282	-51,43	-11,546
567	44,683611	3,909444	724703,2	1966346,1	1024	980345,195	60,375	-51,203	1,224	-49,979	-10,179
568	44,6825	3,891111	723251,7	1966193,7	957	980357,785	52,389	-51,888	2,378	-49,51	-9,724
569	44,687778	3,924167	725861,4	1966832,8	1087	980333,542	67,788	-50,655	1,999	-48,656	-9,394
570	44,696944	3,945833	727558,7	1967886,7	1161	980319,925	76,179	-50,327	2,514	-47,813	-8,911
571	44,703333	3,934722	726663,3	1968578,9	1170	980317,237	75,692	-51,795	1,497	-50,298	-9,799
572	44,706667	3,910278	724718	1968910,3	1073	980337,856	66,076	-50,841	2,118	-48,723	-8,954
573	44,712778	3,891389	723207,2	1969559,9	1013	980351,107	60,26	-50,119	1,745	-48,375	-8,316
574	44,716389	3,873889	721812,2	1969934	965	980361,464	55,478	-49,671	0,988	-48,683	-8,082
575	44,725833	3,865278	721109,2	1970970,6	908	980374,01	49,581	-49,357	1,939	-47,418	-6,825
576	44,731944	3,924167	725762,3	1971742,4	1144	980325,872	73,718	-50,936	1,545	-49,39	-8,967
577	44,739722	3,918056	725260,7	1972597,2	1053	980345,059	64,124	-50,614	4,293	-46,321	-7,278
578	44,732222	3,898333	723714,7	1971732,3	1080	980340,621	68,692	-48,988	0,894	-48,095	-7,705
579	44,738889	3,891667	723171,8	1972462,9	1076	980342,114	68,352	-48,892	1,419	-47,473	-6,978
582	44,552778	3,886667	723183,5	1951765,9	1154	980305,501	72,608	-53,135	2,491	-50,644	-12,716
583	44,550556	3,875278	722283	1951501	1088	980317,412	64,352	-54,2	2,553	-51,647	-13,635
584	44,548056	3,859722	721051,8	1951199	1133	980308,005	69,058	-54,397	1,792	-52,605	-13,919
585	44,548889	3,845278	719901,7	1951269,5	1152	980303,938	70,779	-54,747	1,467	-53,28	-14,312
586	44,540833	3,871111	721972,9	1950413,7	1094	980315,515	65,184	-54,021	1,586	-52,435	-13,953
587	44,533056	3,889444	723447,7	1949577,7	1022	980327,346	55,498	-55,862	4,25	-51,613	-13,165
588	44,5425	3,885556	723117,7	1950621,5	954	980341,099	47,414	-56,537	3,286	-53,251	-13,998
589	44,542778	3,837222	719274,3	1950577,9	1095	980313,641	63,444	-55,871	3,815	-52,056	-13,569
590	44,596667	3,682778	706892,1	1956346,7	1226	980294,764	80,129	-53,46	1,153	-52,306	-10,777

ANNEXE III. Mesures radiochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les tableaux suivants rassemblent les données des mesures radiochronologiques effectuées sur les échantillons des massifs de la Margeride et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron.

Massif de la Margeride :

MG8 : biotite du granite porphyroïde

188-1 : muscovite d'un filon de leucogranite

MEC1 : biotite de l'auréole thermique de l'encaissant métamorphique

Massif de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron :

AG33 : biotite du granite porphyroïde du Saint-Guiral

AG85 : biotite du granite porphyroïde du Liron

AG140 : biotite d'un filon de microgranite

Le paramètre J représente un paramètre lié à l'irradiation. %40* est le pourcentage d' ^{40}Ar radiogénique.

Tous les résultats, y compris les âges, sont donnés avec une erreur à $\pm 1\sigma$.

MG8	J= 0.001866	0,0000055	Biotite											
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma)	± 1σ
1,0	-3,56E-18	-9,6	7,6	0,0943	0,0706	-0,0757	0,3249	0,0730	0,0692	-31,2	23,2	324,4	-108,1	82,8
2,0	6,09E-18	96,6	11,3	0,0407	0,0225	-0,1203	0,1095	0,0323	0,0231	87,0	12,4	90,1	271,5	36,1
3,0	1,67E-16	103,9	0,6	0,0155	0,0009	0,0057	0,0040	0,0170	0,0009	98,9	0,7	95,2	305,4	2,0
3,5	3,39E-16	99,0	0,3	0,0134	0,0005	0,0003	0,0020	0,0025	0,0004	98,3	0,4	99,3	303,7	1,3
3,8	3,12E-16	99,2	0,5	0,0126	0,0006	0,0005	0,0022	0,0015	0,0005	98,8	0,5	99,6	305,1	1,6
4,2	3,09E-16	99,0	0,4	0,0130	0,0005	0,0021	0,0022	0,0012	0,0005	98,6	0,4	99,7	304,7	1,5
4,6	3,02E-16	99,1	0,4	0,0123	0,0005	0,0015	0,0022	0,0007	0,0005	98,9	0,5	99,8	305,6	1,5
5,0	2,56E-16	98,9	0,4	0,0129	0,0006	-0,0009	0,0027	0,0011	0,0006	98,6	0,5	99,7	304,6	1,6
5,4	2,00E-16	99,2	0,5	0,0136	0,0008	0,0019	0,0033	0,0018	0,0007	98,7	0,6	99,5	304,8	1,9
5,8	1,71E-16	99,4	0,6	0,0133	0,0009	0,0027	0,0039	0,0008	0,0008	99,2	0,7	99,7	306,3	2,1
6,2	1,46E-16	99,5	0,7	0,0109	0,0011	-0,0045	0,0047	0,0010	0,0010	99,2	0,8	99,7	306,4	2,3
6,6	1,22E-16	100,5	0,8	0,0132	0,0013	0,0075	0,0056	0,0002	0,0011	100,4	0,9	99,9	309,7	2,7
7,0	1,18E-16	100,4	0,8	0,0135	0,0013	0,0165	0,0065	0,0017	0,0012	99,9	0,9	99,5	308,4	2,8
7,4	1,08E-16	100,4	0,9	0,0123	0,0015	0,0050	0,0061	0,0017	0,0013	99,9	1,0	99,5	308,4	2,9
7,8	1,12E-16	98,4	0,7	0,0135	0,0014	0,0082	0,0061	-0,0014	0,0014	98,8	0,8	100,4	305,2	2,4
8,2	1,08E-16	101,1	0,8	0,0135	0,0015	0,0040	0,0063	0,0021	0,0013	100,5	0,9	99,4	309,9	2,8
8,7	1,07E-16	98,2	0,7	0,0147	0,0014	0,0049	0,0063	-0,0018	0,0016	98,7	0,9	100,5	304,9	2,6
9,6	1,57E-16	100,0	0,7	0,0128	0,0010	0,0078	0,0045	0,0001	0,0009	100,0	0,7	100,0	308,6	2,3
10,6	1,81E-16	100,0	0,5	0,0136	0,0009	0,0244	0,0040	0,0009	0,0008	99,8	0,6	99,7	307,9	1,9
11,7	2,19E-16	100,7	0,5	0,0130	0,0008	0,0597	0,0035	0,0008	0,0007	100,5	0,6	99,8	310,0	1,8
13,0	2,65E-16	99,8	0,4	0,0134	0,0007	0,0663	0,0032	0,0012	0,0005	99,5	0,5	99,6	307,1	1,6
14,3	1,96E-16	101,0	0,6	0,0132	0,0008	0,0931	0,0043	0,0016	0,0007	100,6	0,6	99,5	310,2	1,9
17,1	5,86E-17	105,6	1,6	0,0152	0,0024	0,1237	0,0119	0,0052	0,0023	104,1	1,7	98,6	320,3	4,9
22,0	1,22E-16	102,9	0,8	0,0153	0,0013	0,0583	0,0057	0,0014	0,0011	102,5	0,9	99,6	315,5	2,6
												âge total=	307,1	1,9

188-01	J= 0.001866	0,0000055	Muscovite												
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma)	± 1σ	
1	4,56E-18	248,9	31,6	0,0999	0,0341	-0,0860	0,1670	0,5391	0,0741	89,5	15,3	36,0	278,7	44,2	
2	1,59E-17	94,9	3,7	0,0193	0,0091	-0,0238	0,0458	0,0510	0,0092	79,8	4,2	84,1	250,3	12,2	
3	1,19E-16	100,5	0,7	0,0142	0,0012	-0,0020	0,0060	0,0067	0,0012	98,5	0,8	98,0	304,4	2,3	
3,5	1,87E-16	97,2	0,5	0,0125	0,0009	-0,0032	0,0037	0,0007	0,0009	97,0	0,6	99,8	300,1	1,8	
4	7,43E-16	97,9	0,2	0,0124	0,0003	-0,0008	0,0010	0,0006	0,0002	97,7	0,2	99,8	302,1	1,0	
4,5	1,72E-16	99,1	0,8	0,0138	0,0009	-0,0022	0,0042	0,0013	0,0008	98,7	0,9	99,6	304,8	2,6	
5	6,20E-17	99,0	1,3	0,0096	0,0025	-0,0267	0,0121	-0,0006	0,0023	99,2	1,5	100,2	306,3	4,4	
5,5	5,84E-17	100,8	1,4	0,0135	0,0026	-0,0013	0,0125	0,0013	0,0024	100,4	1,6	99,6	309,7	4,6	
6	4,62E-17	109,6	1,9	0,0149	0,0031	0,0023	0,0159	0,0307	0,0031	100,5	2,0	91,7	310,0	5,8	
6,5	2,70E-17	102,7	2,6	0,0251	0,0054	-0,0079	0,0270	0,0304	0,0053	93,7	2,9	91,2	290,7	8,3	
7	2,11E-17	98,9	3,0	0,0023	0,0066	-0,0797	0,0358	0,0037	0,0066	97,8	3,6	98,9	302,3	10,3	
7,5	1,67E-17	101,7	3,9	0,0131	0,0087	-0,0495	0,0451	0,0029	0,0086	100,9	4,7	99,2	311,1	13,2	
8	1,44E-17	103,7	4,4	-0,0045	0,0105	-0,0757	0,0523	-0,0002	0,0100	103,7	5,4	100,1	319,2	15,1	
9	1,14E-17	115,7	6,0	0,0081	0,0128	-0,0965	0,0678	0,0204	0,0127	109,6	7,0	94,8	335,7	19,4	
10	9,93E-18	116,5	7,2	0,0262	0,0140	-0,0518	0,0764	0,0565	0,0164	99,8	8,0	85,7	308,0	22,6	
11	8,11E-18	110,0	8,3	-0,0011	0,0188	-0,0852	0,0937	0,0237	0,0206	103,0	10,0	93,6	317,2	28,3	
12	6,80E-18	114,3	9,8	0,0280	0,0234	0,0192	0,1070	-0,0035	0,0223	115,3	12,1	100,9	351,6	33,5	
13	6,09E-18	122,6	11,9	0,0074	0,0220	-0,2824	0,1373	-0,0002	0,0247	122,6	14,2	100,0	371,5	38,9	
15	7,73E-18	102,0	7,2	-0,0194	0,0175	-0,0749	0,0956	-0,0029	0,0200	102,8	9,5	100,8	316,6	26,9	
19	9,29E-18	107,0	7,0	0,0041	0,0152	-0,1393	0,0776	0,0075	0,0167	104,8	8,6	97,9	322,2	24,1	
													âge total=	304,0	2,0

MEC1	J= 0.001866	0,0000055	Biotite												
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma)	± 1σ	
1,5	1,95E-18	54,4	15,6	0,0379	0,0699	-0,1054	0,3485	0,0057	0,0693	52,7	25,9	96,9	169,1	79,3	
2,5	2,40E-17	46,5	1,2	0,0193	0,0064	0,0000	0,0299	0,0381	0,0061	35,2	2,1	75,8	114,8	6,5	
3,5	5,20E-17	91,1	1,1	0,0169	0,0028	-0,0093	0,0130	0,0197	0,0027	85,2	1,3	93,6	266,2	3,8	
4,0	5,31E-17	96,5	1,2	0,0134	0,0030	-0,0014	0,0131	0,0090	0,0026	93,8	1,4	97,2	291,0	4,1	
4,5	6,35E-17	96,1	1,0	0,0139	0,0022	0,0049	0,0106	0,0063	0,0022	94,2	1,1	98,1	292,1	3,4	
5,0	6,94E-17	96,7	0,9	0,0085	0,0022	-0,0205	0,0100	0,0028	0,0020	95,8	1,1	99,1	296,7	3,2	
5,5	5,29E-17	100,3	1,1	0,0126	0,0026	-0,0111	0,0131	0,0021	0,0026	99,6	1,4	99,4	307,6	4,0	
6,0	6,39E-17	100,8	1,0	0,0096	0,0022	-0,0126	0,0106	0,0001	0,0022	100,7	1,2	100,0	310,7	3,6	
6,5	5,79E-17	101,1	1,0	0,0155	0,0025	-0,0159	0,0119	0,0038	0,0024	100,0	1,3	98,9	308,5	3,7	
7,0	5,68E-17	101,6	1,1	0,0111	0,0025	-0,0013	0,0122	0,0010	0,0024	101,3	1,4	99,7	312,2	3,9	
7,5	6,73E-17	100,8	1,0	0,0111	0,0021	0,0010	0,0102	0,0009	0,0020	100,5	1,1	99,7	310,2	3,3	
8,0	5,88E-17	101,3	1,1	0,0108	0,0026	-0,0130	0,0119	-0,0008	0,0024	101,6	1,3	100,2	313,1	3,7	
8,8	7,71E-17	101,5	0,8	0,0133	0,0020	-0,0040	0,0089	0,0010	0,0018	101,2	1,0	99,7	312,0	3,0	
9,6	8,18E-17	101,8	0,8	0,0096	0,0018	-0,0094	0,0083	0,0005	0,0017	101,6	1,0	99,9	313,3	2,9	
10,6	1,12E-16	100,6	0,6	0,0092	0,0013	-0,0074	0,0062	-0,0009	0,0012	100,9	0,7	100,3	311,2	2,2	
11,6	1,09E-16	100,9	0,6	0,0125	0,0014	-0,0038	0,0064	0,0019	0,0013	100,3	0,7	99,5	309,5	2,3	
12,6	1,07E-16	99,9	0,7	0,0104	0,0014	-0,0021	0,0065	0,0011	0,0013	99,6	0,8	99,7	307,4	2,3	
13,7	6,80E-17	99,4	0,9	0,0097	0,0021	-0,0118	0,0104	-0,0006	0,0020	99,5	1,1	100,2	307,3	3,2	
14,9	4,12E-17	100,0	1,3	0,0152	0,0033	0,0004	0,0171	0,0023	0,0033	99,4	1,7	99,3	306,8	4,8	
16,0	2,77E-17	98,4	1,9	0,0137	0,0052	-0,0042	0,0264	-0,0002	0,0050	98,5	2,5	100,1	304,2	7,1	
18,0	2,83E-17	96,8	2,0	-0,0003	0,0051	0,0016	0,0252	-0,0098	0,0050	99,7	2,5	103,0	307,8	7,2	
													âge total=	302,0	2,0

AG33	J=0.0026797	0,000006	Biotite													
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma)	± 1σ (avec J)	± 1σ (sans J)	
2,0	8,48E-17	79,62	4,69	0,04862	0,00501	0,27692	0,02179	0,16571	0,01002	30,68	3,48	39	142,5	15,5	15,5	
3,5	2,40E-16	77,79	1,68	0,03081	0,00166	0,06397	0,00577	0,07767	0,00258	54,84	1,50	71	247,4	6,3	6,4	
4,5	5,17E-16	69,47	0,73	0,01725	0,00079	0,02836	0,00252	0,01342	0,00085	65,51	0,75	94	291,8	3,1	3,1	
5,2	1,16E-15	69,16	0,39	0,01485	0,00040	0,01155	0,00113	0,00516	0,00042	67,63	0,41	98	300,5	1,7	1,8	
5,9	2,05E-15	70,17	0,23	0,01439	0,00027	0,00575	0,00072	0,00264	0,00024	69,39	0,24	99	307,7	1,0	1,2	
6,6	3,09E-15	70,04	0,20	0,01378	0,00020	0,00532	0,00043	0,00131	0,00018	69,65	0,21	99	308,7	0,9	1,1	
7,2	2,88E-15	70,12	0,22	0,01345	0,00019	0,00483	0,00049	0,00102	0,00018	69,82	0,22	100	309,4	0,9	1,1	
7,8	2,89E-15	70,24	0,19	0,01314	0,00021	0,00717	0,00047	0,00132	0,00020	69,85	0,21	99	309,6	0,8	1,1	
8,5	2,41E-15	70,34	0,23	0,01341	0,00023	0,00794	0,00059	0,00113	0,00021	70,01	0,24	100	310,2	1,0	1,2	
9,2	2,06E-15	70,70	0,24	0,01388	0,00024	0,01116	0,00067	0,00193	0,00016	70,13	0,24	99	310,7	1,0	1,2	
10,0	1,90E-15	69,96	0,26	0,01305	0,00030	0,01330	0,00071	0,00078	0,00025	69,73	0,27	100	309,0	1,1	1,3	
10,8	1,85E-15	70,65	0,27	0,01341	0,00030	0,01881	0,00087	0,00165	0,00018	70,17	0,28	99	310,8	1,1	1,3	
11,5	1,83E-15	70,03	0,28	0,01394	0,00028	0,02318	0,00095	0,00060	0,00026	69,86	0,29	100	309,6	1,2	1,4	
12,2	2,00E-15	69,72	0,26	0,01346	0,00027	0,03090	0,00087	0,00067	0,00024	69,52	0,27	100	308,2	1,1	1,3	
13,0	2,04E-15	70,16	0,28	0,01316	0,00028	0,03819	0,00080	0,00051	0,00022	70,01	0,29	100	310,2	1,2	1,3	
13,8	2,27E-15	69,85	0,25	0,01282	0,00025	0,05286	0,00090	0,00059	0,00021	69,68	0,26	100	308,8	1,1	1,2	
16,4	1,93E-15	69,83	0,27	0,01342	0,00027	0,20126	0,00159	0,00007	0,00023	69,83	0,28	100	309,5	1,2	1,3	
17,2	1,41E-15	69,83	0,33	0,01379	0,00031	0,24943	0,00235	-0,00018	0,00032	69,92	0,35	100	309,8	1,4	1,6	
19,0	9,74E-16	69,59	0,45	0,01373	0,00046	0,41629	0,00467	0,00003	0,00046	69,63	0,48	100	308,7	2,0	2,1	
21,0	9,92E-16	69,96	0,45	0,01497	0,00047	0,56535	0,00455	0,00047	0,00046	69,90	0,48	100	309,7	1,9	2,0	
25,0	9,14E-16	69,38	0,48	0,01367	0,00051	0,76810	0,00635	0,00073	0,00043	69,26	0,50	100	307,2	2,1	2,1	
FUSION	7,18E-16	70,01	0,55	0,01436	0,00056	0,34679	0,00419	0,00207	0,00058	69,44	0,58	99	307,9	2,4	2,5	
													âge total	308,0	1,4	

AG85	J=0.0026797	0,000006	Biotite												
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma) ± 1σ (avec J)	± 1σ (sans J)	
2	1,30E-16	46,44	1,38	0,01872	0,00261	0,23749	0,01144	0,02768	0,00321	38,28	1,57	82	176,2	6,9	6,9
3,5	2,64E-16	54,80	0,78	0,01596	0,00133	0,10018	0,00541	0,01683	0,00165	49,83	0,89	91	226,1	3,8	3,8
5	9,10E-16	66,97	0,34	0,01749	0,00042	0,04410	0,00155	0,01597	0,00055	62,26	0,36	93	278,4	1,5	1,6
6,5	3,10E-15	68,50	0,16	0,01336	0,00018	0,01212	0,00057	0,00208	0,00017	67,89	0,17	99	301,5	0,7	0,9
8	5,97E-15	69,13	0,10	0,01306	0,00011	0,00631	0,00027	0,00087	0,00010	68,88	0,11	100	305,6	0,4	0,8
9,5	7,35E-15	69,33	0,14	0,01333	0,00012	0,00660	0,00026	0,00047	0,00008	69,19	0,14	100	306,8	0,6	0,8
10,5	5,89E-15	69,18	0,16	0,01331	0,00013	0,00907	0,00031	0,00038	0,00010	69,07	0,17	100	306,3	0,7	0,9
12	5,93E-15	69,50	0,16	0,01270	0,00013	0,01579	0,00030	0,00082	0,00007	69,26	0,16	100	307,1	0,7	0,9
13,5	6,18E-15	69,31	0,17	0,01340	0,00011	0,02736	0,00037	0,00095	0,00007	69,03	0,18	100	306,2	0,7	1,0
15	5,35E-15	69,14	0,18	0,01337	0,00014	0,05241	0,00058	0,00109	0,00007	68,82	0,18	100	305,4	0,7	1,0
16,5	4,01E-15	68,87	0,16	0,01333	0,00018	0,10141	0,00078	-0,00010	0,00013	68,91	0,17	100	305,7	0,7	0,9
18	4,13E-15	68,67	0,14	0,01327	0,00017	0,18669	0,00102	0,00045	0,00013	68,56	0,15	100	304,3	0,6	0,9
19,5	3,36E-15	68,74	0,19	0,01338	0,00021	0,25012	0,00124	-0,00001	0,00016	68,78	0,20	100	305,2	0,8	1,0
21	2,70E-15	68,56	0,22	0,01343	0,00020	0,27789	0,00150	0,00005	0,00020	68,58	0,23	100	304,4	0,9	1,1
24	2,41E-15	68,46	0,24	0,01370	0,00023	0,33275	0,00220	0,00019	0,00021	68,45	0,25	100	303,8	1,0	1,2
FUSION	1,78E-15	69,03	0,26	0,01338	0,00031	0,32127	0,00230	0,00029	0,00026	68,99	0,28	100	306,0	1,1	1,3
													âge total	304,5	1,3

AG140	J=0.0026797	0,000006	Biotite													
Puissance, W	³⁹ Ar Moles	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	± 1σ	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	± 1σ	% 40*	Age (Ma) ± 1σ (avec J)	± 1σ (sans J)		
1	1,87E-17	32,88	3,62	0,04145	0,01544	0,21411	0,06387	0,02526	0,01192	25,44	4,54	77	119,0	20,6	20,6	
2	7,50E-17	54,41	1,81	0,02181	0,00432	0,58463	0,02533	0,02607	0,00392	46,78	1,96	86	213,0	8,4	8,4	
3	1,79E-16	71,21	1,18	0,01989	0,00198	0,13265	0,00784	0,02141	0,00177	64,90	1,21	91	289,3	5,0	5,0	
3,5	3,12E-16	68,49	0,60	0,01330	0,00176	0,01801	0,00386	0,00910	0,00100	65,80	0,66	96	293,0	2,7	2,8	
4	4,05E-16	70,70	0,57	0,00936	0,00124	0,00760	0,00300	0,00325	0,00075	69,74	0,61	99	309,1	2,5	2,6	
4,5	4,77E-16	69,66	0,49	0,01392	0,00081	0,00626	0,00248	0,00214	0,00064	69,03	0,52	99	306,2	2,1	2,2	
5	6,98E-16	69,97	0,39	0,01318	0,00053	0,00757	0,00178	0,00110	0,00044	69,64	0,41	100	308,7	1,7	1,8	
5,5	7,44E-16	69,95	0,35	0,01149	0,00070	0,00847	0,00192	0,00098	0,00041	69,66	0,37	100	308,8	1,5	1,6	
6	5,67E-16	69,32	0,48	0,01318	0,00071	0,00678	0,00211	0,00060	0,00054	69,15	0,51	100	306,7	2,1	2,2	
6,5	5,44E-16	68,97	0,49	0,01418	0,00069	0,00583	0,00218	-0,00033	0,00069	69,07	0,54	100	306,3	2,2	2,3	
7	5,81E-16	69,65	0,44	0,01352	0,00067	0,00981	0,00213	0,00066	0,00053	69,45	0,47	100	307,9	1,9	2,0	
7,5	5,55E-16	70,03	0,49	0,01227	0,00068	0,01483	0,00224	0,00129	0,00055	69,65	0,52	99	308,7	2,1	2,2	
8	7,11E-16	69,52	0,30	0,01180	0,00056	0,01606	0,00185	0,00124	0,00043	69,16	0,33	99	306,7	1,3	1,5	
8,5	6,06E-16	69,65	0,37	0,01286	0,00062	0,01515	0,00206	0,00111	0,00065	69,32	0,42	100	307,4	1,7	1,8	
9	6,05E-16	70,01	0,47	0,01332	0,00064	0,01944	0,00221	0,00144	0,00051	69,59	0,50	99	308,5	2,0	2,1	
9,5	7,21E-16	69,47	0,40	0,01221	0,00059	0,02226	0,00173	0,00061	0,00043	69,29	0,42	100	307,3	1,7	1,8	
10	6,87E-16	70,91	0,40	0,01307	0,00055	0,02310	0,00195	0,00532	0,00046	69,34	0,42	98	307,5	1,7	1,8	
10,5	8,22E-16	68,18	0,26	0,01279	0,00051	0,03501	0,00160	-0,00046	0,00050	68,32	0,30	100	303,3	1,2	1,4	
11,5	7,31E-16	69,34	0,32	0,01145	0,00055	0,04307	0,00185	0,00001	0,00043	69,34	0,35	100	307,5	1,4	1,6	
12,5	1,39E-15	69,30	0,25	0,01256	0,00038	0,04504	0,00117	0,00015	0,00031	69,26	0,27	100	307,1	1,1	1,3	
14	1,51E-15	68,77	0,16	0,01337	0,00032	0,05875	0,00125	-0,00002	0,00031	68,79	0,19	100	305,2	0,8	1,0	
16	2,57E-15	69,30	0,16	0,01244	0,00021	0,03596	0,00063	0,00014	0,00017	69,26	0,17	100	307,1	0,7	0,9	
19	2,80E-15	69,08	0,18	0,01295	0,00022	0,01816	0,00054	0,00012	0,00018	69,05	0,19	100	306,3	0,8	1,0	
23	1,54E-15	69,39	0,21	0,01316	0,00031	0,01996	0,00097	0,00005	0,00028	69,37	0,23	100	307,6	0,9	1,1	
26	5,25E-16	69,25	0,49	0,01344	0,00076	0,01899	0,00233	-0,00028	0,00072	69,33	0,54	100	307,4	2,2	2,3	
FUSION	2,39E-16	68,53	0,91	0,01057	0,00159	0,00891	0,00493	0,00247	0,00127	67,80	0,99	99	301,2	4,0	4,1	
												âge total	306,0	1,4		

ANNEXE IV. Publication sur l'ASM du pluton du Pont-de-Montvert-Borne

AMS study of the Pont-de-Montvert–Borne porphyritic granite pluton (French Massif Central) and its tectonic implications

Jean-Yves Talbot, Yan Chen, Michel Faure and Wei Lin

UMR 6530, Université d'Orléans, France, 45067 Orléans Cedex 2 France. E-mail: yan.chen@uni-orleans.fr

Accepted 1999 November 10. Received 1999 November 9; in original form 1998 November 11

SUMMARY

Thermomagnetic experiments, isothermal remanent magnetization (IRM), hysteresis loops, X-ray reflection analyses, optic microscopic observations, bulk magnetic susceptibility and natural remanent magnetization (NRM) show that the susceptibility signal of 56 sites in the Pont-de-Montvert–Borne pluton is derived mostly from biotite with a very small proportion of ferromagnetic material. Low anisotropy degree (P parameter) and consistent AMS orientations among monzonite, enclaves and aplitic dykes indicate that the AMS was acquired during pluton emplacement in the subsolidus phase. Magnetic fabrics demonstrate that linear deformation is prominent in the area where the granite is in direct contact with micaschists, and that planar deformation becomes more important in the area where the pluton is surrounded by non-porphyritic peraluminous granites. AMS measurements also show that shallow plunging E–W-stretching lineations are the dominant structure over most of the studied area. Foliation orientations follow the pluton contour in the western part, indicating that the Pont-de-Montvert–Borne pluton is probably rooted in the west and extruded towards the east. These AMS results agree to some extent with fabric inferred from mineral preferred orientation. The AMS data support an E–W extensional tectonic setting during the Pont-de-Montvert–Borne pluton emplacement, which resulted from the Late Carboniferous crustal thinning of the Hercynian orogeny.

Key words: AMS, French Massif Central, Hercynian Belt, pluton emplacement.

INTRODUCTION

It is already well established that the development of planar and linear fabrics in plutons is controlled by both magma crystallization dynamics and the regional stress field. Therefore, the structure of a pluton provides significant information on the regional tectonics. The role of granitic plutons as markers of the late stage of the orogenic evolution of the Hercynian Belt in the French Massif Central has recently been pointed out (e.g. Faure & Pons 1991; Faure 1995). One difficulty in the study of granite fabrics lies in measuring the planar and linear mineral preferred orientations, especially if the deformation is weak. Such studies generally involve time-consuming techniques using a universal stage (Marre 1982). An alternative method is to analyse the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) (Graham 1954). This method helps the mechanisms of pluton emplacement to be better understood, as has been demonstrated for several granitic plutons (e.g. Khan 1962; Ellwood & Whitney 1980; Bouchez *et al.* 1990; Rochette *et al.* 1992).

AMS analyses are applied here to the Pont-de-Montvert–Borne monzonitic pluton in the southeastern part of the French

Massif Central. The Pont-de-Montvert–Borne pluton, which intruded the Cévennes micaschist during the Middle Late Carboniferous, is a syntectonic pluton. As shown by the kinematic indicators in the pluton aureole (sigmoidal quartz veins, shear bands, boudinaged andalousite, sigmoidal biotite or quartz pressure shadows around contact minerals), the pluton terminations are characterized by top-to-the-east and top-to-the-west shearing at the eastern and western terminations, respectively (Faure *et al.* 1992). Along the northern and southern contacts, coaxial flow predominates where mineral fabrics have already been analysed by means of field and universal stage, but with controversial interpretations (Fernandez 1977; Mialhe 1980; Faure *et al.* 1992). Fernandez (1977) and Mialhe (1980) used the K-feldspar megacryst subfabrics to determine the structure of the Pont-de-Montvert and Borne massifs, respectively. The N–S orientation of K-feldspar, and the planar deformation which generally follows the contour of the pluton with a principal E–W orientation led these authors to conclude that these plutons were intruded during N–S extensional tectonics. They further suggested that the pluton is of tabular shape dipping 40° to 50° north. In contrast, Faure *et al.* (1992)

argued that this technique is not suitable for studying the tectonic structure of granitic plutons. Based on field observations of enclaves, aplite dykes and cleavage of biotite and plagioclase, they found that the planar structure shows the same orientation as determined by Fernandez (1977) and Mialhe (1980); however, the linear structure is subhorizontal E–W trending, indicating an E–W stretching. Faure *et al.* (1992) suggested, moreover, that the monzonite-micaschist contact should incline towards the south in the south flank and towards the north in the north of the pluton.

In light of these uncertainties, an AMS study was undertaken to assess the fabric elements in the pluton. The origin of AMS is discussed in terms of magnetic mineralogy and granite rheology. Both conventional petrofabric and AMS techniques are compared and are used to constrain the tectonic setting and emplacement mechanism of the Pont-de-Montvert–Borne pluton.

GEOLOGICAL SETTING

The French Massif Central comprises a large area, geologically related to the Hercynian orogeny, which formed during the Palaeozoic Gondwana–Laurussia collision (e.g. Matte 1986, and references therein). The French Massif Central records several tectonic metamorphic and magmatic events that took place between the Silurian and the Late Carboniferous (see Faure *et al.* 1999 for a recent review and references). In the northern part of the Massif, compression ended in the Late Devonian to Early Carboniferous (≈ 360 – 350 Ma), whereas it lasted up to the Middle Carboniferous (≈ 330 Ma) in the south. The entire massif experienced extensional tectonics during the Middle to Late Carboniferous (≈ 320 – 300 Ma), again with extension beginning earlier in the north than in the south (Faure 1995). The Cévennes area forms the southeastern part of the French Massif Central (Fig. 1). It consists of a wide micaschist-quartzite series that experienced a prograde greenschist to lower amphibolite facies metamorphism (Rakib 1996). The flat-lying foliation and N–S- to NE–SW-trending stretching lineation (L1) is related to southward nappe-stacking during the Hercynian orogeny (Mattauer & Etchecopar 1976; Matte 1986; Faure *et al.* 1999). The metamorphism is dated at around 340 Ma using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite and muscovite (Caron 1994; Monié *et al.* 1999). After southward thrusting, the Cévennes micaschists experienced another ductile deformation characterized by E–W to NW–SE stretching lineations (L2). The early compressional foliation is cut by low-angle shear bands often associated with sigmoidal quartz veins, related to a late orogenic extensional stage of Middle–Late Carboniferous age (Faure 1995). The shear criteria indicate a top-to-the-east motion of the hanging wall.

The metamorphic sequence in the Cévennes is intruded in the north and south by the Mont-Lozère and Aigoual-St-Guiral-Liron plutons, respectively (Fig. 1). The Mont-Lozère massif shows several petrographic facies (Van Moort 1966). The non-porphyratic peraluminous Signaux granite and the porphyritic Pont-de-Montvert monzonite form the main parts of the massif. The Borne massif lies in the eastern part of the porphyritic monzonite and was left-laterally offset by the N–S striking Villefort fault in the Late Permian (Fig. 1). Here, the Pont-de-Montvert and Borne massifs are treated as a single entity. Available Rb–Sr ages of the Pont-de-Montvert–Borne and the Signaux massifs range from 280 to 315 Ma. This last

age is geologically the most acceptable (see discussion in Faure 1995). Recently, U–Pb measurements on zircon and monazite from these bodies yielded emplacement ages of around 320–315 Ma (Lancelot, personal communication). Biotite and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from granite and hornfels range from 314 to 304 Ma (P. Monié, work in progress). These younger ages attest to a partial re-opening of the isotopic system related to a perigranitic hydrothermal event responsible for gold mineralization (Charonnat *et al.* 1997).

Owing to abundant structural indicators such as schlieren, enclaves, aplitic joints and mineral preferred orientation, the structure of the Pont-de-Montvert–Borne pluton has been extensively investigated (Fernandez 1977; Mialhe 1980; Faure *et al.* 1992). Weakly developed mineral fabrics and the lack of mylonites have led to differing interpretations. For example, according to Fernandez (1977), the Pont-de-Montvert–Borne pluton exhibits a submeridian mineral lineation, whereas Faure *et al.* (1992) describe a consistent E–W-trending lineation.

SAMPLING

About 350 orientated cores were collected with a portable gasoline drill from 56 sites widely distributed in the Pont-Montvert–Borne pluton (Fig. 1). Five to 10 cores of several centimetres in length and 2.5 cm in diameter have been sampled from each site, over a surface area of more than 10 m². Most of the sites lie near the pluton boundaries, with fewer from the central part. The collection is composed mainly of monzonite with less than 10 per cent of aplite and enclave rocks. The cores were orientated, when it was possible, by both magnetic and sun compasses. The mean difference between magnetic and sun measurements was less than 0.5°.

LABORATORY MEASUREMENTS

Before AMS measurements were taken, several methods were employed to identify the magnetic carriers. A thermomagnetic experiment was carried out to determine the Curie temperatures using CS3 apparatus and a KLY3 kappabridge. Magnetic susceptibility falls significantly at about 580 °C, which indicates the presence of magnetite (Fig. 2). A minor residual signal above 580 °C could be an indication of haematite (Fig. 2). The isothermal remanent magnetization (IRM) was measured on several representative specimens using an IM30 impulse magnetizer and a JR5 spinner magnetometer (Fig. 3). IRM acquisition increases rather rapidly at weak applied magnetic fields up to 150 mT, and then slows down thereafter. The specimens are not saturated by 1.0 T (Fig. 3). The IRM curves suggest the probable presence of ferromagnetic minerals; however, their concentration should not be important as the highest IRM intensity does not exceed 7×10^{-2} A m⁻¹ for standard-size samples (Fig. 3).

X-ray reflection analyses on a Philips diffractometer with a Cobalt tube, and microscopic observations were obtained before defining the principal magnetic susceptibility carriers. Fig. 4 shows one of the X-ray reflection analyses, which indicates that the main minerals are quartz, K-feldspar, plagioclase (anorthite, albite) and biotite (annite), with a very small proportion of opaque minerals (haematite). Optical observations from several thin sections confirm the X-ray studies, in agreement with previous petrographic studies (Van Moort 1966; Mialhe 1980).

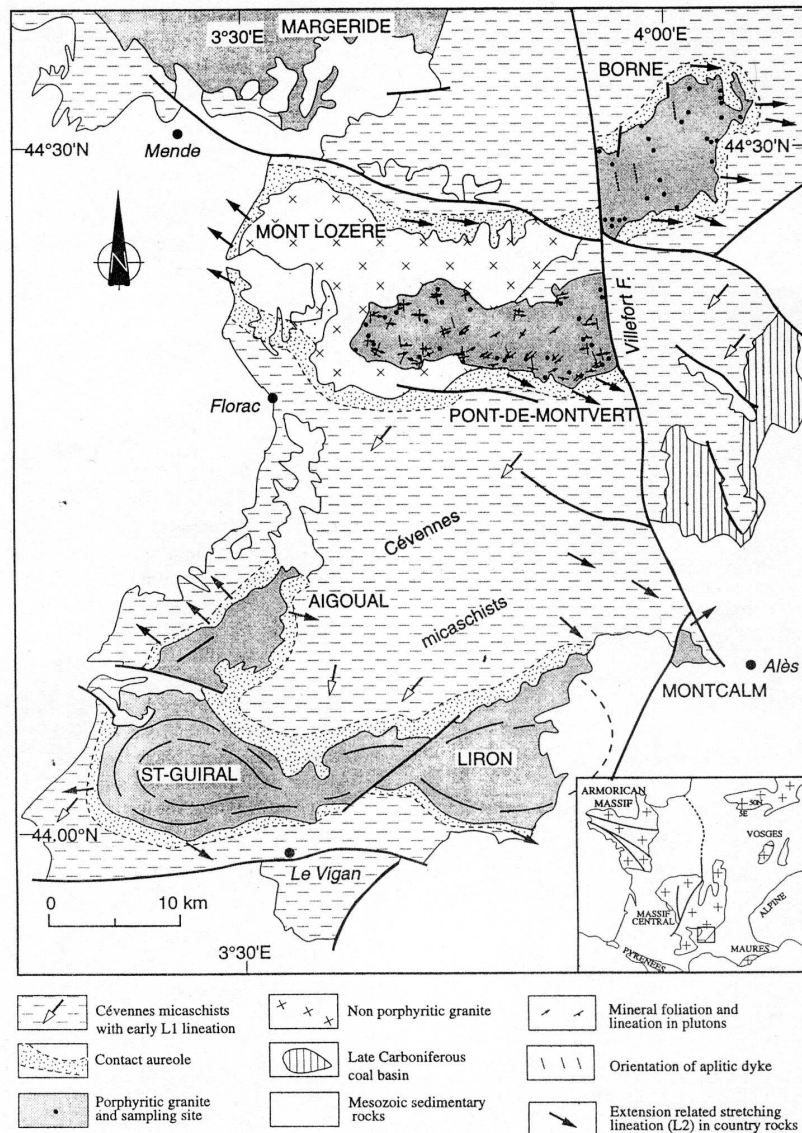


Figure 1. Structural map of the Cévennes area, showing the granitic massifs. Fabric elements in the Pont-de-Montvert–Borne pluton are according to Faure *et al.* (1992). The inset shows the study area in the French Palaeozoic massifs.

Hysteresis loops of some samples were also determined using a translation inductometer within an electromagnet providing a field of up to 1.0 T at the Palaeomagnetic Laboratory of Saint Maur (Paris). A strong dominant effect of the paramagnetic minerals is evidenced by the almost perfectly linear superimposition of the two curves produced during increasing and decreasing magnetic fields (Fig. 5). The paramagnetic susceptibility is about $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, and the saturation remanent magnetization is very weak ($\approx 10^{-4} \text{ A m}^2 \text{ kg}^{-1}$), confirming that the ferromagnetic minerals are in very small proportion relative to the other minerals in the samples.

The bulk magnetic susceptibility (BMS) was measured with a KLY3 kappabridge. The histogram of the BMS intensity

(Fig. 6a) shows a monomodal asymmetric distribution, ranging from 10 to $600 \times 10^{-6} \text{ SI}$ and averaging $140 \pm 60 \times 10^{-6} \text{ SI}$. Enclaves possess magnetic susceptibilities slightly higher than those of the granites and aplites. The low BMS possibly indicates an abundance of paramagnetic material, with little magnetite. The range of values is compatible with that of paramagnetic minerals such as biotite (Tarling & Hrouda 1993), which are the main paramagnetic mineral components in these rocks.

The natural remanent magnetization (NRM) of each specimen was also measured on a JR5 spinner magnetometer. The NRM (Fig. 6b) has a relatively narrow range of asymmetrically distributed intensities from 0 to $26 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-1}$

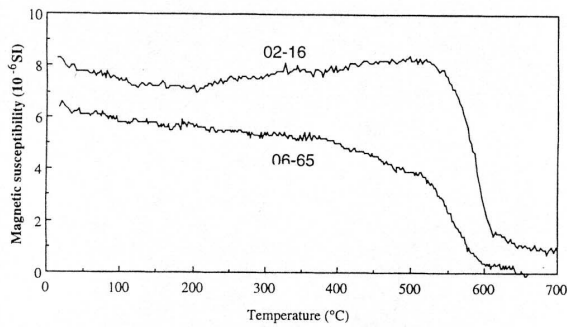


Figure 2. Thermomagnetic curves in air. The rapid decrease of magnetic susceptibility at about 580°C and 630°C indicates the existence of ferromagnetic minerals.

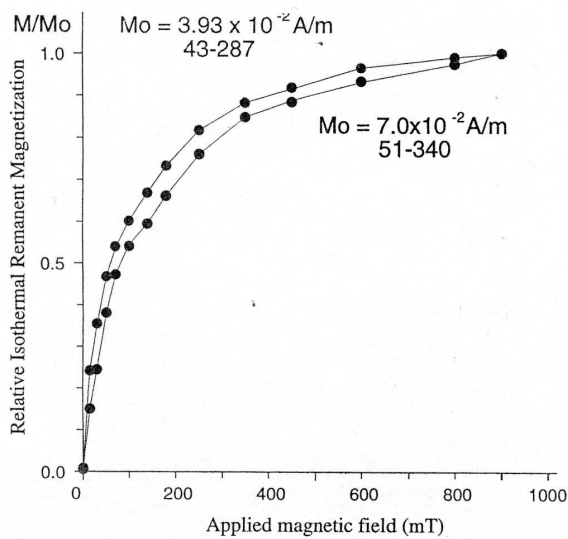


Figure 3. Acquisition of isothermal remanent magnetization, showing partial magnetic saturation with weak IRM intensity.

with a weak average of $6.4 \pm 5.6 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-1}$. The weak value and narrow range of NRM may indicate that the sampled rocks are of 'non-magnetic' granite and relatively homogenous in their magnetic mineralogy (Ellwood & Wenner 1981).

MEASUREMENTS OF THE ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

AMS measurements were carried out on 377 specimens from 56 sites with a KLY3 kappabridge of $\approx 10^{-9}$ SI sensitivity. The three principal axes of the magnetic susceptibility ellipsoid ($K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$) are denoted by squares, triangles and circles, respectively, in Fig. 7 (see also Table 1). For each site, the spatial distribution of these three axes has been defined by declination (Dec), inclination (Inc), precision parameters (k_{\max} and k_{\min}) and confidence intervals at the 95 per cent level ($\alpha_{95\max}$ and $\alpha_{95\min}$; Table 1; Bingham 1964). Fig. 7 gives the stereographic distribution of the three principal magnetic fabric axes of each sample for each site. Within each site, K_{\max} is

generally well grouped with E–W declinations and sub-horizontal ($< 30^\circ$) inclinations, especially for the sites in the Borne massif and the eastern part of the Pont-de-Montvert massif, where the pluton is not surrounded by non-porphyrific peraluminous granite (e.g. sites 14, 29). Otherwise, in the western part of the Pont-de-Montvert pluton, where the massif is in contact with non-porphyrific peraluminous granite, K_{\min} is better grouped, while K_{\max} and K_{int} are more mixed (e.g. sites 41, 42, 53). The planar anisotropy is locally more pronounced than the linear one but its orientation varies with respect to its location in the pluton (Fig. 7). The foliation plunges towards the margins of the massif near the southern and western border (e.g. sites 38, 41, 56, 53 in Fig. 7). The plunge angles of foliation are also variable with respect to the border, being steeper in the south (40° to 50°) than in the north (10° to 20°).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The magnetic mineralogical experiments show that the specimens possess low NRM intensities (average = $6.4 \pm 5.6 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-1}$). The weak bulk magnetic susceptibilities (average = $1.4 \pm 0.65 \times 10^{-4}$ SI) fall in the 'non-magnetic' granite category (Ellwood & Wenner 1981), in which biotite normally carries the paramagnetic signal (Borradaile *et al.* 1987; Zapletal 1990). Thermomagnetic and IRM experiments indicate the existence of ferromagnetic minerals, but the magnetic susceptibility and remanence level are very low (Figs 2 and 3). X-ray reflection analyses and optic microscopic observations show that the modal mineral assemblage is composed of quartz, biotite, K-feldspar and plagioclase with very little opaque mineral content (Fig. 4). Thus, the ferromagnetic mineral concentration should be very low with only a minor influence on the AMS measurements.

Two parameters were computed to describe the shape and intensity of the magnetic susceptibility tensor. The first is the ellipsoid shape parameter (T) (Jelinek 1981; Hrouda 1982; see Table 1 for its formula), which varies from -1 (prolate) to $+1$ (oblate), and the second is the anisotropy degree (P), which relates to the fabric intensity (Jelinek 1981; see Table 1 for its formula). Most of the sites possess negative T -values, indicating that linear deformation is dominant (Table 1 and Fig. 8). In this study, P -values are low, ranging from 1.01 to 1.07 (Table 1 and Fig. 8). Interestingly, several samples collected from enclaves and aplites show similar AMS orientations (sites 06, 08 and 44 in Fig. 7).

One of the most interesting aspects of the application of magnetic fabrics is a new understanding of the mechanisms leading to fabric development in magmatic rocks. In the plutonic rocks where emplacement occurred through magma flow, the magnetic anisotropy is generally characterized by low values, less than 10 per cent (Hargraves *et al.* 1991). Thus, it is important to know if the observed fabrics were acquired during magmatic flow before granite crystallization, during pluton emplacement in the subsolidus stage, or during a late tectonic stage after emplacement and cooling. In this study, this last possibility is ruled out because the deformation magnitude (P parameter) is weak, ranging from 1.01 to 1.07 (Fig. 8 and Table 1) with an average of 1.04 ± 0.01 . This range of values indicates that the magnetic fabrics were not obtained after pluton emplacement (Hrouda & Chlupacova 1980; King 1966). Consequently, in spite of the presence of some important

Table 1. Summary of the principal results of the AMS measurements. *N*: number of measured specimens; Dec, Inc, k_{\max} , k_{\min} , $\alpha_{95\min}$ and $\alpha_{95\max}$: declination, inclination, Bingham (1964) bimodal statistics data; K_{\max} , K_{int} , K_{\min} : principal axes of the magnetic fabric; *P*: corrected anisotropy degree*; *T*: ellipsoid shape parameter†.

Site	<i>N</i>	K_{\max}						K_{\min}						<i>P</i>	<i>T</i>
		Dec (°)	Inc (°)	k_{\max}	k_{\min}	$\alpha_{95\min}$ (°)	$\alpha_{95\max}$ (°)	Dec (°)	Inc (°)	k_{\max}	k_{\min}	$\alpha_{95\min}$ (°)	$\alpha_{95\max}$ (°)		
1	11	274.7	5.4	45	33	6.3	7.3	21.3	69.5	31	4	7.5	19.6	1.045	−0.428
2	9	263.5	8.1	308	38	2.7	7.5	22.4	73.3	129	6	4.1	18.2	1.041	−0.379
3	11	263.9	6.3	95	43	4.3	6.4	42.0	82.0	76	8	4.8	14.6	1.038	−0.445
4	13	268.7	10.0	100	25	3.9	7.7	3.8	33.1	26	1	7.5	28.8	1.046	−0.36
5	19	89.0	2.8	111	42	3.0	4.9	354.6	58.8	53	10	4.4	9.9	1.053	−0.315
6	16	266.9	8.7	60	12	4.5	10.0	357.5	38.7	21	2	7.6	22.6	1.038	−0.537
7	9	261.3	5.7	75	47	5.4	6.8	148.4	66.8	73	3	5.5	26.2	1.039	−0.482
8	10	85.2	4.7	77	37	5.0	7.3	190.7	72.0	59	7	5.7	15.7	1.041	−0.225
9	4	265.2	11.0	29	5	12.8	29.5	357.8	65.1	3337	80	1.4	9.0	1.032	−0.474
10	10	87.1	3.8	138	17	3.8	10.7	292.0	83.4	63	4	5.6	20.6	1.047	−0.287
11	11	252.1	1.7	27	11	8.0	12.7	161.6	60.1	13	8	11.5	14.4	1.037	0.107
12	5	255.1	2.3	191	46	4.5	9.2	350.5	58.3	78	2	7.1	41.5	1.026	−0.237
13	9	280.6	22.0	41	29	7.2	8.6	101.1	68.4	40	11	7.3	14.0	1.036	−0.048
14	6	86.4	1.5	543	28	2.5	10.7	174.0	30.1	60	2	7.4	38.6	1.030	−0.248
15	8	268.8	1.4	39	10	7.9	15.6	158.1	56.6	22	2	10.4	30.8	1.026	−0.153
16	8	257.6	51.4	21	10	10.6	15.5	126.8	31.0	20	5	10.8	21.9	1.070	−0.06
17	4	260.2	1.0	1088	22	2.1	14.8	183.1	33.9	17	5	16.5	29.5	1.025	−0.109
18	6	261.8	11.3	14	11	14.9	17.0	5.0	52.3	14	2	14.8	33.3	1.045	−0.426
19	7	266.8	15.3	77	37	6.0	8.6	14.9	48.0	65	7	6.5	19.4	1.046	−0.129
20	6	99.6	17.3	113	12	5.4	16.0	231.1	69.7	64	6	7.8	24.4	1.054	−0.218
21	6	68.7	1.4	959	65	1.8	7.0	162.0	61.2	112	20	5.4	12.6	1.060	−0.297
22	5	266.7	36.7	177	18	4.7	14.7	67.7	55.5	37	4	10.2	29.1	1.039	−0.181
23	6	255.5	37.2	93	29	5.9	10.6	130.0	35.5	80	2	6.4	34.4	1.042	−0.387
24	5	82.4	3.4	179	51	4.7	8.7	176.7	44.3	98	4	6.3	30.0	1.035	−0.21
25	4	267.7	1.5	611	18	2.8	16.1	33.0	73.4	252	2	4.4	48.4	1.034	−0.472
26	4	55.6	43.6	3091	22	1.3	14.8	153.1	6.8	24	20	14.1	15.5	1.044	−0.257
27	5	256.8	0.9	10	2	19.7	37.6	171.5	42.8	6	1	23.8	44.6	1.047	0.110
28	6	256.6	13.0	398	48	2.9	8.2	358.8	42.5	46	4	8.4	27.1	1.044	−0.183
29	7	245.9	10.8	25	9	10.5	16.5	354.9	63.6	44	3	7.9	28.1	1.045	0.172
30	6	259.0	0.1	135	15	4.9	14.3	356.7	68.3	54	4	7.8	26.1	1.038	−0.353
31	4	57.7	47.1	2044	12	1.5	19.6	286.2	31.1	45	12	10.4	19.5	1.041	−0.425
32	5	75.6	19.3	197	15	4.4	15.8	168.0	19.2	15	2	15.8	43.9	1.055	−0.581
33	5	82.4	13.8	47	13	9.1	17.3	196.1	49.8	42	2	9.6	40.1	1.065	0.022
34	5	251.8	6.7	64	61	7.8	8.0	347.3	42.4	38	3	10.1	32.0	1.038	−0.334
35	5	234.7	28.5	101	14	6.2	16.5	44.3	59.2	201	2	4.4	40.9	1.019	−0.239
36	6	258.0	8.3	296	38	3.3	9.2	354.1	12.2	66	2	7.0	39.8	1.030	−0.157
37	7	249.6	23.9	123	19	4.8	12.0	355.3	29.3	55	5	7.0	21.9	1.023	0.005
38	5	248.1	21.2	184	5	4.6	27.7	21.9	48.5	7	2	22.2	40.2	1.021	−0.520
39	4	105.7	10.8	13	3	9.2	24.3	338.2	41.7	3865	4	1.3	38.6	1.022	−0.196
40	4	247.8	25.0	93	22	7.2	14.8	3.8	43.1	2657	49	1.4	9.9	1.031	0.484
41	5	251.3	20.0	153	19	5.1	14.0	25.6	61.5	112	5	5.9	27.9	1.028	0.042
42	6	269.1	41.6	24	6	11.5	21.8	38.7	36.6	34	12	10.6	17.4	1.018	0.323
43	4	254.4	18.0	60	16	9.0	17.4	2.9	31.3	13	6	15.4	22.8	1.016	0.100
44	5	225.7	51.0	16	1	15.5	47.6	5.0	29.3	21	8	15.3	23.7	1.018	0.031
45	6	266.9	13.6	44	21	9.4	13.4	141.6	61.0	1769	67	1.7	8.5	1.047	0.226
46	7	263.5	2.9	76	38	6.0	8.5	158.3	74.6	59	10	6.9	16.3	1.030	−0.146
47	4	281.3	26.0	76	19	8.0	15.9	19.1	27.7	36	2	11.7	41.1	1.018	0.109
48	7	259.5	29.5	36	11	9.4	16.8	101.5	26.6	19	2	13.0	38.2	1.024	−0.309
49	7	273.1	4.1	154	2	4.3	34.0	165.6	67.8	9	5	17.3	23.6	1.018	0.057
50	6	105.4	4.5	31	3	10.1	30.7	8.2	34.5	33	9	12.1	22.9	1.036	0.405
51	6	261.7	63.5	10	6	17.7	23.1	70.0	21.5	12	4	16.0	27.9	1.055	0.064
52	7	292.9	42.2	41	3	8.9	31.5	75.5	47.3	66	8	7.0	19.2	1.018	0.502
53	4	296.0	25.2	6	3	26.8	35.9	67.2	58.2	16	3	17.3	38.2	1.018	0.003
54	6	263.5	7.7	6	2	22.9	33.4	167.9	31.2	18	5	16.2	30.2	1.017	−0.053
55	6	206.9	3.0	26	2	12.2	40.4	93.5	52.1	21	5	13.5	25.6	1.036	0.335
56	5	270.8	39.4	44	8	10.5	23.4	84.8	48.8	58	2	8.2	42.1	1.046	0.179

* $P = \exp\{2[(\ln K_{\max} - \ln K_{\text{mean}})^2 + (\ln K_{\text{int}} - \ln K_{\text{mean}})^2 + (\ln K_{\min} - \ln K_{\text{mean}})^2]\}^{1/2}$ with $K_{\text{mean}} = (K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min})/3$; Jelinek (1981).

† $T = [2 \ln(K_{\text{int}}/K_{\min})/\ln(K_{\max}/K_{\min})] - 1$; Jelinek (1981); Hrouda (1982).

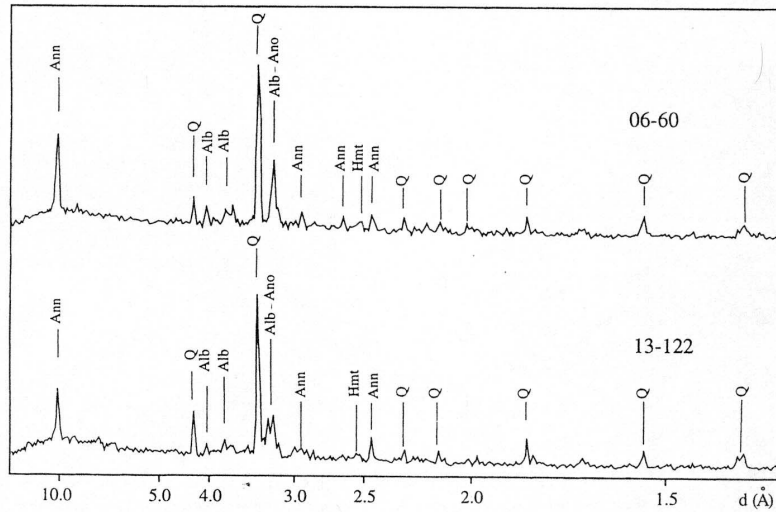


Figure 4. Representative spectra of X-ray diffraction of powder of porphyritic monzonite with the interpretation of mineral composition. Q: Quartz, Alb: Albite; Ann: Annite, Ano: Anorthite; Hmt: Hematite.

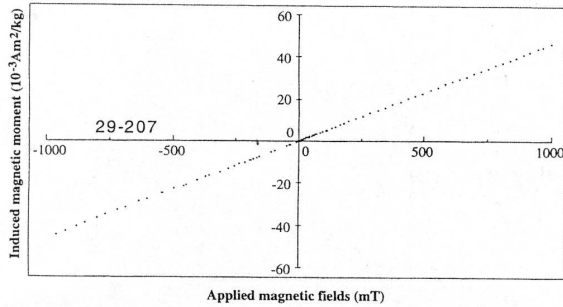


Figure 5. Hysteresis curve showing linear and superposing induced magnetic moments with respect to increasing and decreasing applied magnetic fields.

faults, such as the Villefort and Cévennes faults (Fig. 1), the Pont-de-Montvert-Borne pluton probably did not experience any severe internal deformation after its emplacement. This conclusion allows the two massifs to be reconstructed to their initial relative position as a single pluton (Figs 9 and 10). Moreover, for a given locality, the AMS characteristics of the

enclaves are indistinguishable from their monzonitic host rock (Fig. 7). The same conclusion applies to the leucogranitic aplitic joints. These observations demonstrate that the porphyritic monzonite, enclaves and aplite dykes all experienced the same deformation under the same tectonic system. Magmatic flow can hardly account for the development of the anisotropy of magnetic susceptibility, which was therefore acquired in the subsolidus stage after a significant amount of crystallization of the monzonite. Furthermore, the consistency of AMS orientations between the monzonite and aplitic joints indicates that the emplacement of granite and the intrusion of dykes are contemporary, as also suggested by their petrographic similarity.

The lineation and foliation orientations of each site are shown in Fig. 9. An E-W-trending lineation is well developed throughout the pluton (Fig. 9a). Planar deformation is more important in the west, especially where the pluton is surrounded by non-porphyritic peraluminous granite (Fig. 9b). The foliation planes generally dip away from the pluton and dip more steeply along the southern border than along the northern one (Fig. 9b). The map of the shape parameter (T) shows the distribution of linear and planar magnetic fabrics in the study area (Fig. 10a). As observed in Figs 7, 9 and 10(a),

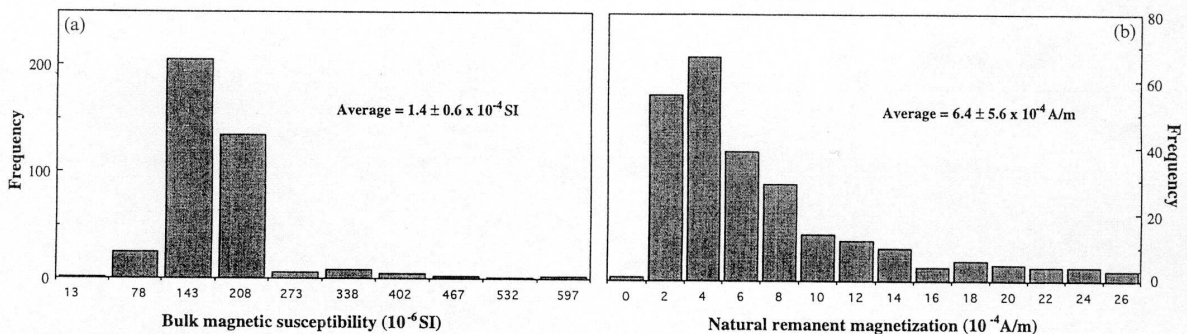


Figure 6. Frequency histograms for (a) bulk magnetic susceptibility and (b) natural remanent magnetization.

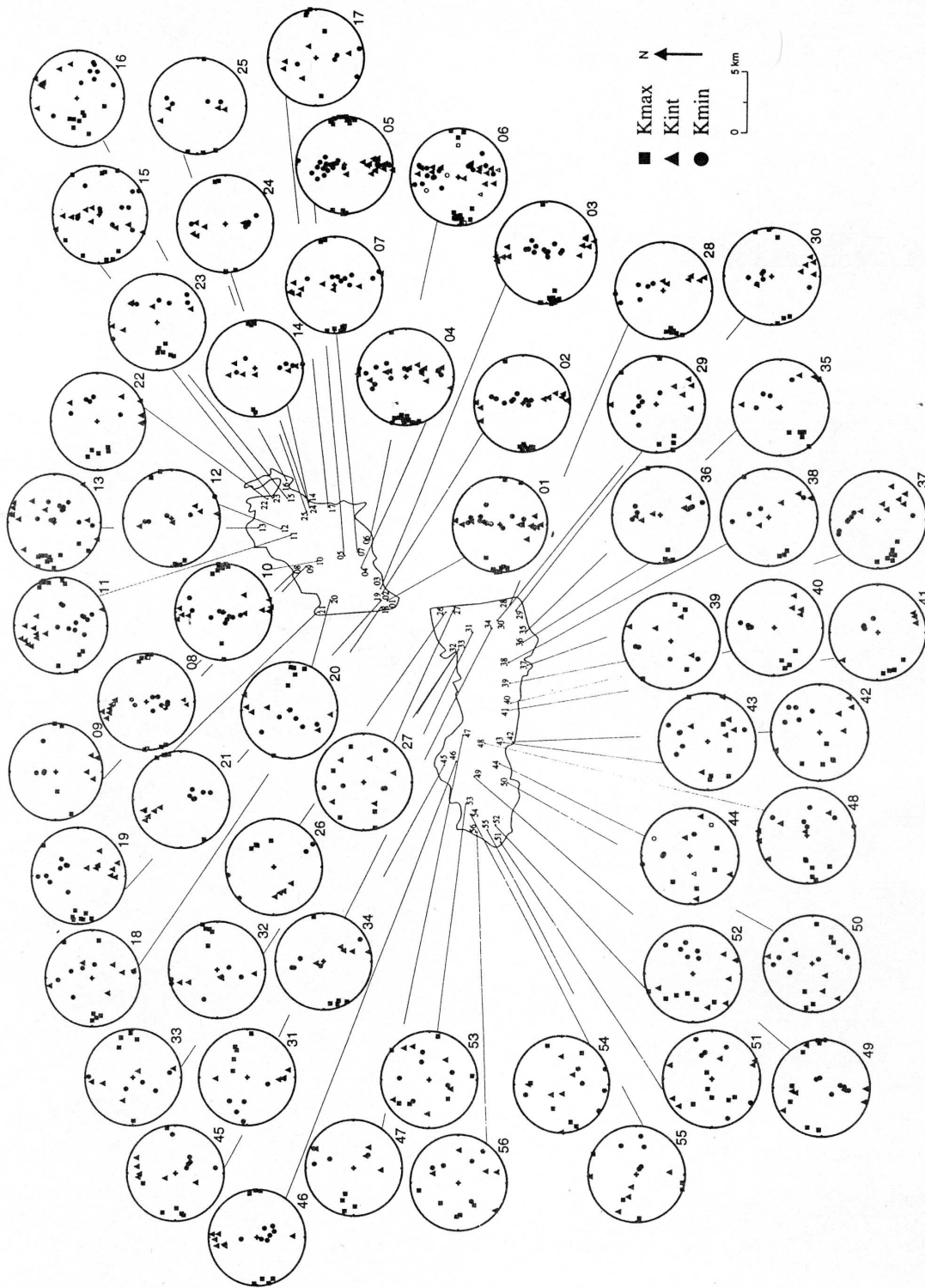


Figure 7. Equal-area projection of the directions of magnetic susceptibility principal axes for 56 sites with their geographical position. Squares, triangles and circles represent the K_{max} , K_{int} and K_{min} principal axes, respectively. Solid, open and grey symbols correspond to monzonite, enclave and aplite, respectively.

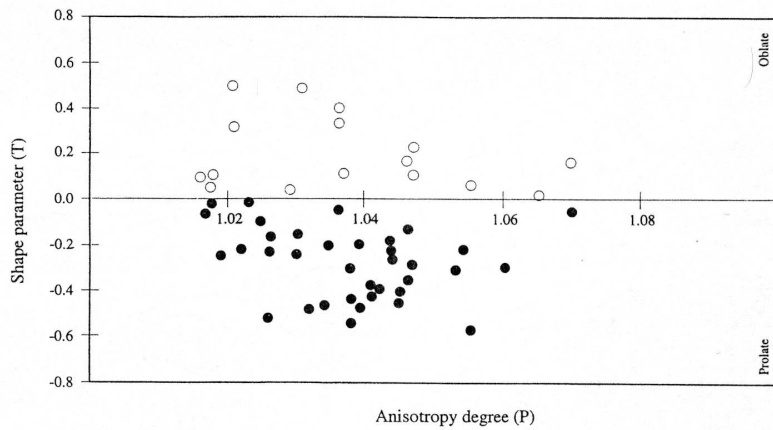


Figure 8. Plots of the shape (T) and anisotropy degree (P) parameters showing low deformation degree and dominant linear deformation. Solid and open symbols indicate linear (prolate) and planar (oblate) shapes, respectively. See Table 1 for the calculations.

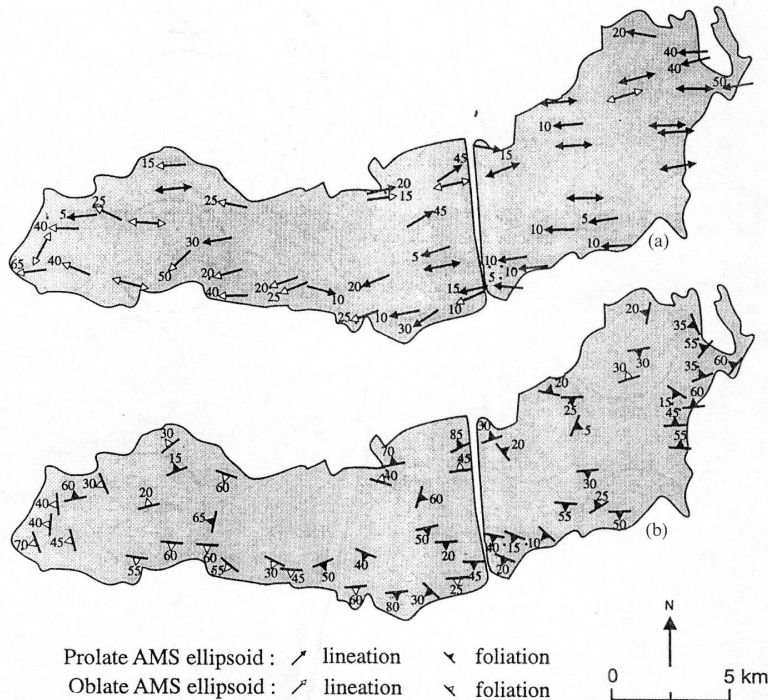


Figure 9. Magnetic fabric maps of Pont-de-Montvert–Borne pluton restored to its initial shape before left-lateral displacement along the Villefort fault. (a) magnetic lineation with plunge angle and (b) magnetic foliation with dip angle. For a given site, a solid or open symbol indicates the dominance of linear or planar deformation, respectively.

linear fabric dominates the Borne pluton while the planar one is more important along the southern and southwestern borders in the Pont-de-Montvert pluton. Fig. 10(b) shows that the anisotropy magnitude (P parameter) is heterogeneous at the pluton scale. In general, the P parameter is higher where the linear fabric is dominant and lower where the planar deformation is dominant. The heterogeneity of this P parameter may be due to different types of contacts between igneous and country rocks. The stronger linear deformation is often located

in zones where the porphyritic monzonite is in direct contact with micaschists. Conversely, in zones where the porphyritic monzonite is in contact with non-porphyritic peraluminous granite, the planar fabric predominates (Fig. 10).

As a whole, the planar and linear patterns are in good agreement with granite fabric inferred from mineral preferred AMS orientation (Faure *et al.* 1992). The well-marked E–W linear fabric shown by stretched enclaves and N–S-trending aplitic joints (Fig. 1) is also well recognized in the magnetic

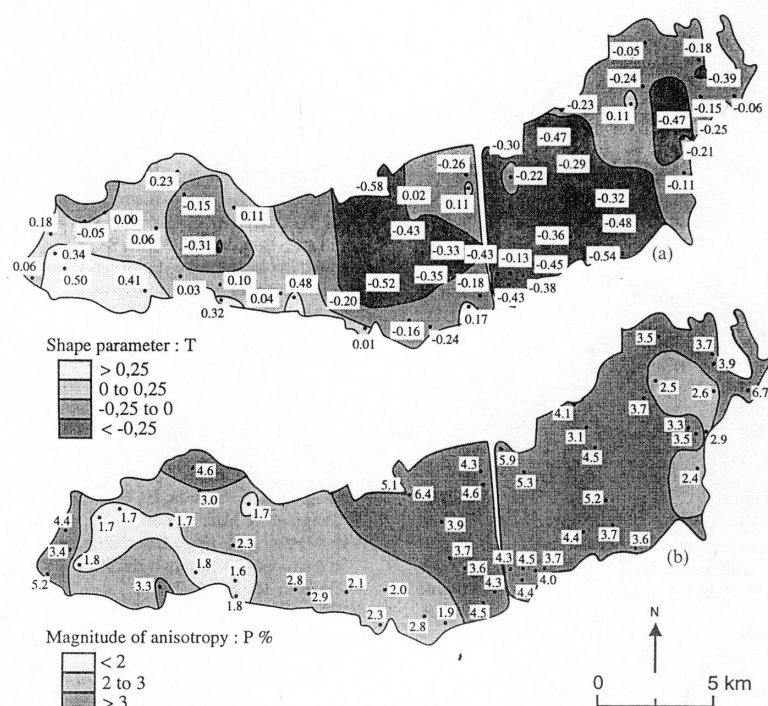


Figure 10. Maps of anisotropy parameters of the Pont-de-Montvert–Borne pluton. (a) shape parameter T ; (b) magnitude of anisotropy, P , in per cent.

fabric. Recent gravity investigations in the Mont Lozère area (Marthelet *et al.* 1999) show that the most important negative gravity anomaly is located in the west corner of the Pont-de-Montvert–Borne pluton, which is interpreted as the granite root. Moreover, the anomaly gradient is steeper along the southern border than along the northern one. This observation is in agreement with the foliation dip pattern, namely steep in the south and gentle in the north (Fig. 9b). The intrusion was almost horizontally eastwards, as shown by the E–W-stretching lineation with low dip angle (Fig. 9a).

The Hercynian orogenic belt is a Devonian–Carboniferous collision orogen between Gondwana and Laurussia. After the main compression ceased in the Early Carboniferous in the French Massif Central, the tectonics evolved into an E–W extensional regime coincident with the emplacement of numerous granitic plutons (e.g. Faure & Pons 1991; Faure 1995). The structure of the Pont-de-Montvert–Borne pluton inferred from both AMS and mineral fabrics, together with structural analysis of the host rocks and a gravimetric survey, is in agreement with this interpretation.

ACKNOWLEDGMENTS

This study has been supported by the CNRS-BRGM-Ministère de l'Éducation Nationale program GEOFRANCE 3D. The authors wish to thank S. Gilder and J. Pons for valuable suggestions for improving the redaction of this paper, as well as M. Le Goff for his help in the laboratory work. The authors are greatly indebted to Professor Tarling and an anonymous reviewer for their critical and constructive reading of the manuscript. This is contribution GEOFRANCE 3D no. 75.

REFERENCES

- Bingham, C., 1964. Distribution on a sphere and on the projective plane, *PhD thesis*, Yale University, New Haven, CT.
- Borradaile, G.L., Keeler, W., Alford, C. & Sarvas, P., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals, *Phys. Earth planet. Inter.*, **48**, 161–166.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A. & Rochette, P., 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: example of the Foix Pluton (French Pyrenees), *Tectonophysics*, **184**, 157–171.
- Caron, C., 1994. Les minéralisations Pb–Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale, Traçage isotopique Pb–Pb des gîtes de l'Iglesiente (SW Sardaigne) et des Cévennes, Evolution du socle encaissant par la géochronologie U–Pb, Ar–Ar et K–Ar, *PhD thesis*, Université de Montpellier, Montpellier.
- Charonnat, X., Faure, M. & Chauvet, A., 1997. Relationship between Au–Sb mineralization, Mont Lozère granite, Alès coal, basin and Villefort fault (French Massif Central), *Euro. Un. Geosc.*, **9**, 547 (abstract).
- Ellwood, B.B. & Wenner, D.B., 1981. Correlation of magnetic susceptibility with ^{18}O : ^{16}O data in orogenic granites of the southern Appalachian Piedmont, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 200–202.
- Ellwood, B.B. & Whitney, J.A., 1980. Magnetic fabric of the Elberton granite, Northeast Georgia, *J. geophys. Res.*, **85**, 1481–1486.
- Faure, M., 1995. Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, **14**, 132–153.
- Faure, M. & Pons, J., 1991. Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian–Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the Northwest Massif Central, France, *Geology*, **19**, 730–733.
- Faure, M., Pons, J. & Babinault, J.-F., 1992. Le pluton du Pont-de-Montvert: un granite syntectonique entravé vers l'Est pendant le désépaissement crustal varisque du Massif Central français, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, 201–208.

- Faure, M., Charonnat, X. & Chauvet, A., 1999. Schéma structural et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif Central français), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 401–407.
- Fernandez, A., 1977. Sur la structure et la mise en place du granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (Mont Lozère, Massif Central français), *C. R. Som. Soc. géol. France*, **3**, 137–140.
- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **65**, 1257–1258.
- Hargraves, R.B., Johnson, D. & Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2193–2196.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.*, **5**, 37–82.
- Hrouda, F. & Chlupacova, M., 1980. The magnetic fabric in the Nasavrky Massif, *Cas Mineral. Geol.*, **25**, 17–27.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 563–567.
- Khan, M.A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks, *J. geophys. Res.*, **67**, 2873–2885.
- King, R.F., 1966. The magnetic fabric of some Irish granites, *Geol. J.*, **5**, 43–66.
- Marre, J., 1982. *Méthode d'analyse Structurale des Granitoïdes*, Bureau de Recherches géologiques et Minières, Orléans.
- Marthelet, G., Diament, M. & Truffert, C., 1999. Un levé gravimétrique détaillé dans le Cévennes: apport à l'imagerie crustale (programme GéoFrance 3D—Massif central), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 727–732.
- Mattauer, M. & Etchecopar, A., 1976. Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français, *Coll. Int. CNRS*, **268**, 261–267.
- Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 9–24.
- Mialhe, J., 1980. Le massif granitique de la Borne (Cévennes), étude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale, *PhD thesis*, University of Clermont-Ferrand.
- Monié, P., Bouchot, V., Faure, M., Charonnat, X. & Najoui, K., 1999. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ laser-probe dating of W-Au-Sb deposits in the southern French massif Central (Cévennes and Châtaigneraie), *Eur. Un. Geosci.*, **10**, 477 (abstract).
- Rakib, A., 1996. Le métamorphisme régional de basse pression des Cévennes occidentales: une conséquence directe de la mise en place du dôme thermique vellave (Massif Central français), *PhD thesis*, Université de Montpellier, Montpellier.
- Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev. Geophys.*, **30**, 209–226.
- Tarling, D.H. & Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman & Hall, London.
- Van Moort, J.C., 1966. Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère, *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, **31** (14), 1–272.
- Zapletal, K., 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals, *Phys. Earth planet. Inter.*, **63**, 85–97.

Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central

Résumé :

Une étude associant des mesures structurales par ASM, un levé gravimétrique et de nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été menée sur trois massifs granitiques du Sud-Est du Massif Central : les plutons de la Margeride, du Mont-Lozère – Borne et de l'Aigoual – Saint-Guiral – Liron. Les trois massifs, sub-contemporains, se sont mis en place autour de 305-310 Ma. Pour les trois plutons, les microstructures sont majoritairement de type magmatique ou acquises lors d'une déformation à l'état solide à haute température. Les linéations magnétiques, essentiellement NW-SE à E-W subhorizontales, reflètent la déformation régionale extensive tardi-hercynienne post-collisionnelle. Localement, comme dans les dykes microgranitiques au Nord de l'Aigoual, les fabriques ASM ont, au contraire, enregistré l'écoulement du magma. A partir de la combinaison des données gravimétriques, existantes ou nouvellement acquises, et ASM, des modèles de mise en place sont proposés pour chacun des trois plutons.

Mots-clés : Granite, Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), Gravimétrie, Modélisation, Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Massif Central, Chaîne hercynienne.

Contribution of AMS and gravity studies of the plutons of the Cévennes area to the structural characterization of the last-hercynian evolution of the French Massif Central

Abstract :

A study with AMS measurements, a gravity survey and new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings was carried out on three granitic massifs from the southeastern part of the French Massif Central: the Margeride, Mont-Lozère – Borne and Aigoual – Saint-Guiral – Liron plutons. The three sub-coeval massifs emplaced around 305-310 Ma. For the three plutons, microstructures are mainly of magmatic type or formed during a high-temperature solid-state deformation. Magnetic lineations generally trending NW-SE to E-W with a subhorizontal plunging correspond to the late-hercynian post-collisional regional extensional deformation. Locally, for example in the microgranitic dykes to the North of the Aigoual granite, magnetic fabrics could record the magma flow and not the regional deformation. By combining old and new gravity data and AMS results, emplacement models for each of the three plutons are proposed.

Key-words: Granite, Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Gravity, Modelling, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, French Massif Central, Hercynian belt.

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans – UMR 6113