HAL
open science

Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne structure des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan).

Christele Leloix

To cite this version:

Christele Leloix. Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne structure des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central (Brévenne-Bourbonnais-Morvan).. Tectonique. Université d'Orléans, 1998. Français. NNT : . tel-00789559

HAL Id: tel-00789559

https://theses.hal.science/tel-00789559v1

Submitted on 18 Feb 2013

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

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

UNIVERSITE D'ORLEANS

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

THESE

Présentée à l'Université d'Orléans
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Ecole Doctorale " Energétique-Matériaux-Ressources Naturelles-Environnement"
Discipline : Sciences de l'Univers Spécialité : Géologie Structurale

PAR

Christèle LELOIX

ARGUMENTS POUR UNE ÉVOLUTION POLYCYCLIQUE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE STRUCTURE DES UNITÉS DÉVONO-DINANTIENNES DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL (BRÉVENNE-BOURBONNAIS-MORVAN)

Soutenue publiquement le 25 février 1998 devant le jury composé de :

M. Jacques CHARVET : Université d'Orléans	**Président**
M. Philippe MATTE : CNRS, UMR 5567, Montpellier	**Rapporteur**
M. Christian PIN : CNRS, UMR 6524, Clermont-Ferrand	**Rapporteur**
M. Michel FAURE : Université d'Orléans	**Examinateur**
M. Jean-Louis FEYBESSE : BRGM, Orléans	**Examinateur**
M. René-Louis INGLEBERT : Université d'Orléans	**Examinateur**
M. Jean-Marc LARDEAUX : Université de Lyon	**Examinateur**
M. Jean-Pierre MILESI : BRGM, Orléans	**Examinateur**

BRGM
L'ENTREPRISE AU SERVICE DE LA TERRE

Cette étude a été réalisée avec le concours du Conseil Régional du Centre et du BRGM.

REGION CENTRE
LE CŒUR-DE-FRANCE

Avant-Propos

Ce travail a été réalisé à l'Université d'Orléans, au sein de l'UMR 6530 "Géotectonique, Géophysique, Métallogénie", en collaboration avec le département "Métallogénie et Géodynamique" du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Il a bénéficié du soutien financier du Conseil Régional de la Région Centre et du BRGM.

Tout d'abord, je voudrais exprimer ma profonde gratitude à mes parents, qui m'ont toujours soutenue dans mes choix. Je leur dédie ce mémoire, en témoignage d'un amour que je ne sais peut-être pas toujours très bien exprimer.

Je remercie Monsieur Jacques Charvet, pour m'avoir accueillie dans son laboratoire ainsi que Monsieur Jean-Pierre Milési, pour les moyens qu'il a mis à ma disposition et l'intérêt qu'il a toujours manifesté envers mon travail.

Je voudrais surtout remercier très sincèrement mes deux co-directeurs de thèse, sans qui ce travail n'aurait pu aboutir :

Monsieur Michel Faure tout d'abord, qui m'a fait confiance dès le DEA et avec qui j'ai énormément appris, que ce soit sur le terrain ou lors de très nombreuses discussions que nous avons pu avoir. J'ai eu l'occasion, au cours de ces quatre années, d'apprécier ses qualités d'encadrant, en particulier sa disponibilité et l'intérêt qu'il porte au travail et au devenir de ses thésards.

Monsieur Jean-Louis Feybesse a guidé mes premiers pas dans la vallée de la Brévenne. Je retiendrai de notre collaboration les conversations passionnantes que nous avons eues sur le terrain, ainsi que les situations cocasses dans lesquelles nous nous sommes parfois retrouvés. Je le remercie donc d'avoir porté une oreille attentive à mes considérations hérétiques et je regrette que ses tribulations africaines ne nous aient pas permis de nous voir plus souvent.

Je remercie aussi messieurs Philippe Matte, Christian Pin et Jean-Marc Lardeaux, d'avoir accepté de juger ce travail et de m'avoir fait bénéficier de leurs remarques et conseils, avant et pendant la soutenance.

Je suis reconnaissante envers Monsieur René-Louis Inglebert, Directeur du CIES Centre, pour m'avoir obtenu un demi-poste d'ATER, ce qui m'a permis de terminer cette thèse dans un climat financier serein.

Pour la partie métamorphisme de ce travail, j'ai bénéficié des conseils de Véra Johan (BRGM) et de Michel Guiraud (MNHN), mais je voudrais surtout remercier Nicole Le Breton, dont j'ai grandement apprécié l'aide, la gentillesse et la disponibilité.

Toutes les études de microstructurale et de pétrographie réalisées au cours de cette thèse n'auraient pu être faites sans le travail des "lameminceurs" du labo et du BRGM. Aussi, je remercie Jean-Gabriel Badin et Jean-Claude Pestaille pour toutes les lames minces et autres "sucres gonio" qu'ils m'ont fait.

Dominique Panis m'a, quant à lui, accueillie et guidée dans l'univers merveilleux de "Gonioland". Je le remercie pour sa patience à ce niveau mais aussi pour sa compagnie agréable à l'heure du café.

J'adresse aussi de chaleureux remerciements à tous les chercheurs, enseignants et techniciens du labo avec lesquels j'ai eu l'occasion, soit de travailler, soit de discuter au cours de ces trois années (et quelques mois) de thèse et de Monitorat, certains étant devenus des amis. Je citerai en particulier :

Alain Chauvet, pour tout ce qu'il apporte à l'ambiance du labo mais également pour ses bouffes,

sa collection complète des oeuvres de Marcel Dadi, son expérience de la paternité et bien d'autres choses encore. Je ne le remercie pas, par contre, pour l'enrichissement de mon vocabulaire courant.

Gilles Drouet, pour sa gentillesse, son amabilité, et surtout, son inimitable façon de cacher tout ça. J'ai également beaucoup apprécié son humour des plus raffinés à l'heure du café.

Olivier Monod, pour avoir grandement amélioré mon self-control ainsi que ma culture générale et littéraire.

M.D. Courme, à qui, le midi, j'ai souvent confié mes problèmes d'enseignement (entre autres), pendant qu'elle me faisait découvrir les petits commerçants (fromager et boulanger) de Beaugency, que je recommande à tous au passage.

Simone Casseault, pour ses chroniques villageoises, ses travaux d'aiguilles et ses barbecues.

Je remercie également de tout coeur les secrétaires, du labo et du département "MGG" du BRGM, qui savent si efficacement soulager les peines administratives (entre autres) : Jeanine Ferrand, pour sa bonne humeur permanente (quoi qu'elle en dise) et ses succulentes recettes de cuisine ; Claudine Gandolfo, pour son oreille attentive et sa boîte de bonbons.

Je terminerai, bien évidemment, en remerciant tous les thésards et ex-thésards qui sont passés par le labo ou qui errent encore dans ces murs. Sans eux, ces années "orléanaises" n'auraient sûrement pas été aussi agréables.

Tout d'abord mes deux co-locataires de bureau avec qui j'ai tant partagé (que ce soit sur le plan solide, liquide ou gazeux), au labo, comme ailleurs. Nadège Nicol (bibi de Tullins) a été l'auditrice privilégiée de mes états d'âmes (et réciproquement). Jean-Yves Roig, quant à lui, a grandement amélioré mon niveau en informatique ainsi que ma connaissance des us et coutumes du monde animal. Notre complicité restera pour moi un des meilleurs souvenirs de cette thèse.

Michel Auboiroux et Saïda Bellemlih que je remercie du fond du coeur pour tous les bons moments que nous avons passés ensemble depuis le DEA, pour les histoires trépidantes de "Mitch la Mouise" et surtout pour la touche orientale qu'ils ont mis dans ma vie.

Xavier Charonnat pour tout ce qu'il subit sans jamais nous en vouloir et surtout pour son Pentium 200 sans lequel Lara Croft et Ray Man ne se seraient jamais matérialisés sous nos yeux ébahis.

Jérôme Onézime pour avoir instauré la posa cervezas, chorizo y caouettas de 18 horas.

Naomie Ouattara, qui, je l'espère, nous recommandera un jour.

Sonia Bourdon, Sylvie Ogier et Sébastien Nomade pour les heures glorieuses d'enseignement et de stages CIES passées ensemble.

Kusdinar Abdurachman et Lin Wei pour les conversations décousues et les regards interrogateurs, ainsi que les anciens : Christophe, Juan Carlos, Khadija, Khadim et Doom dont les "fin de thèse" furent bien souvent mémorables.

Au terme de ce travail, mes pensées vont vers Aomar, qui, durant ces deux dernières années, a su trouver les mots (enfin, pas toujours mais presque) pour m'encourager et me soutenir. Bien qu'éloigné physiquement, il a toujours été présent dans mon coeur. L'idée de nous retrouver a été le meilleur moteur à l'achèvement de cette thèse.

Pour finir, j'aurai une petite pensée pour tous zoziaux (mésanges, rouges-queues à front blanc, "coulemelles flamboyantes" ...), écureuils et autres bestioles qui sont venus gentiment nous distraire pendant les longues journées de labeur.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-Propos 3
Table des Matières 5

I. INTRODUCTION GÉNÉRALE 9

II. CADRE GÉOLOGIQUE DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL 11
A. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL 11
B. PRÉSENTATION DES DIFFÉRENTES UNITÉS 14
B.1. Le Viséen Supérieur 14
B.2. Le Viséen Moyen 18
B.3. Le Viséen Inférieur 21
B.3.1. L'unité du Gouget 22
B.3.2. La série de l'Aix 27
B.3.3. La série de la Gresle 30
B.3.4. La série d'âge Viséen inférieur du Morvan 30
B.3.5. Les bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon 35
B.4. Les séries anté-Viséen Inférieur 40
B.4.1. L'unité Brévenne-Violay-Beaujolais 40
B.4.2. La série du Moulin du Gué 57
B.4.3. La série de la Chaveronderie 60
B.4.4. Les schistes de Matichard 64
B.4.5. La série de la Somme 66
B.5. Le socle anté-Dévonien 70
B.5.1. Les gneiss des Monts du Lyonnais 70
B.5.2. Les gneiss d'Affoux 73
B.5.3. Les gneiss d'Eveux 76
B.5.4. Les gneiss du Morvan 78
C. CONCLUSION 78

III. ETUDE STRUCTURALE DES UNITÉS "DÉVONO-DINANTIENNES" DU NE DU MASSIF CENTRAL 81
A. INTRODUCTION 81
B. LE SECTEUR BRÉVENNE-VIOLAY-BEAUJOLAIS 83
B.1. Tectoniques polyphasées dans les formations "dévono-dinantiennes" du nord-est du Massif Central français : Publication n°1 83
B.2. Données complémentaires à l'étude structurale du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux 106
B.2.1. Rappel des principales données structurales 106

B.2.2. Étude du Métamorphisme associé à la déformation D1 au niveau du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux 106
B.3. Données complémentaires à l'étude structurale de la série de la Brévenne *112*
B.3.1. Rappel des principales données structurales 112
B.3.2. Le métamorphisme de la série de la Brévenne 115
B.4. Données complémentaires à l'étude structurale de l'unité du Gouget *120*
B.4.1. Rappel des principales données structurales 120
B.4.2. Analyse détaillée de la déformation des carbonates de l'unité du Gouget 123
B.5. Étude structurale de la série du Beaujolais *132*
B.5.1. Introduction 132
B.5.2. La déformation D1 132
B.5.3. La déformation D2 132
B.5.4. Conclusion 138
B.6. Étude géochronologique dans le secteur Violay-Brévenne *138*
B.6.1. - Échantillonnage 138
B.6.2. - Résultats 139
B.6.3. Discussion-Conclusion 142
B.7. Conclusion *145*
C. LES MONTS DU LYONNAIS 146
C.1. Le décrochement de Grand Chemin *146*
C.2. Étude structurale des gneiss des Monts du Lyonnais dans la zone de contact avec la série de la Brévenne *148*
C.2.1. Introduction 148
C.2.2. La déformation D1 148
C.2.3. La déformation D2 153
C.2.4. Conclusion 156
D. LE ROANNAIS ET LA MONTAGNE BOURBONNAISE 156
D.1. Déformation Ductile dans la série de la Chaveronderie *156*
D.1.1. Introduction 156
D.1.2. Analyse structurale 158
D.1.3. Conclusion 158
D.2. Déformation polyphasée dans la série du Moulin du Gué *158*
D.2.1. Introduction 158
D.2.2. La déformation D2 161
D.2.3. La déformation D1 161
D.2.4. Conclusion 163
D.3. Étude structurale des Bassins de Ferrières-sur-Sichon et de l'Ardoisière *163*
D.3.1. Introduction 163
D.3.2. La déformation D1 165
D.3.3. La déformation D2 165
D.3.4. Analyse détaillée de la déformation des calcaires de Ferrières-sur-Sichon 173

D.3.5. Conclusion 177

E. LES TERRAINS D'ÂGE DÉVONO-DINANTIEN DU MORVAN 179

E.1. Introduction 179

E.2. données structurales bibliographiques 179

E.3. Conclusion 182

F. DISCUSSION-CONCLUSION 182

IV. INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE 187

A. CADRE GÉODYNAMIQUE DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL 187

A.1. Reconstitution pré-orogénique 187

A.1.1. L'arc du Morvan (Vosges) 187

A.1.2. Le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais 188

A.2. Évolution orogénique du nord-est du Massif Central 189

B. MODÈLE D'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU MASSIF CENTRAL 193

B.1. La distension cambro-ordovicienne 193

B.2. La période éo-varisque et l'extension dévonienne : L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne : publication n°2 193

B.3. La tectonique Hercynienne s.s. 208

B.4. La déformation décrochante viséenne 208

B.5. L'extension Carbonifère moyen et supérieur 209

V. CONCLUSION GENERALE 211

Références Bibliographiques 213

Liste des Figures 229

***Annexes 1 :** La tectonique à vergence nord du DévonDinantien du nord-est du Massif Central français et la fermeture de l'océan rhéique : publication n°3 ..... 235*

***Annexes 2 :** Datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ 243*

***Annexes 3 :** Analyses microsonde 245*

Chapitre 1

Introduction Generale

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La partie Nord-est du Massif Central français, des Monts du Lyonnais au Morvan possède des séries fossilifères peu ou pas métamorphiques, en contact avec des roches métamorphiques de haut-grade. Cette constatation en fait un secteur à part dans l'ensemble du Massif Central, puisque partout ailleurs, il est clairement établi que l'on a un empilement de nappes de moins en moins métamorphiques, mises en place progressivement du nord vers le sud (par exemple, Matte, 1986 a). Outre cet aspect structural, le nord-est du Massif Central se distingue également par la présences d'un magmatisme basique, d'affinité tholéïtique (Piboule *et al.*, 1982; Sider, 1985; Ohnenstetter et Sider, 1988), qui suggère l'existence d'une phase de distension crustale au Dévonien moyen à supérieur. Ces faits témoignent d'une évolution tectonique particulière qui, jusqu'à présent, n'a jamais été prise en compte dans les modèles d'évolution géodynamique de la chaîne varisque.

Il est couramment admis que la chaîne hercynienne d'Europe résulte d'une évolution continue et progressive du type de celle de la chaîne himalayenne. Ce modèle permet d'expliquer la polarité N-S de la chaîne, le métamorphisme inverse, le grand développement des foliations à faible pendage et l'âge de plus en plus récent des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques vers l'extérieur de la chaîne. Si ce schéma est relativement satisfaisant pour le sud et le centre du Massif Central français, il rencontre des difficultés dans le nord du massif et rend mal compte de la géométrie, globalement en éventail, de l'ensemble de la chaîne, considérée depuis son avant-pays méridional, jusqu'à son avant-pays septentrional, du Brabant jusqu'au sud de l'Angleterre. Ainsi, un autre modèle d'évolution géodynamique peut être envisagé. Il s'agit de considérer alors une évolution polycyclique dans laquelle on distingue une chaîne précoce (éo-varisque), puis une chaîne principale (hercynienne). Bien que séparées dans le temps par une période de distension, ces deux chaînes sont superposées dans l'espace ce qui rend l'analyse et la séparation des différents événements parfois délicate. Une telle évolution polycyclique a déjà été envisagée (p.e. Pin, 1990), sur la base de données chronologiques et géochimiques. Le but de ce travail est d'apporter des arguments structuraux et métamorphiques en faveur du modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne du Massif Central français.

Ce mémoire est le résultat d'une étude portée principalement sur les formations dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central et en particulier sur les terrains d'âge Dévonien à Viséen inférieur. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence l'existence, à la fin du Dévonien, d'événements tectoniques importants. Pour cela, une analyse microstructurale des

déformations ductiles rencontrées dans ces terrains a été effectuée, associée à un essai de caractérisation des conditions de métamorphisme contemporaines de ces déformations. Des datations isotopiques par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$ ont été également réalisées dans l'espoir de déterminer, d'une part, l'âge des formations volcaniques du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais et , d'autre part, l'âge des déformations ductiles qui affectent ces terrains. Les déformations cassantes, postérieures aux déformations ductiles, ne sont pas prises en compte dans cette étude. Compte tenu des résultats obtenus, un schéma d'évolution tectonique du nord-est du Massif Central français est ensuite proposé, puis intégré dans un modèle géodynamique cohérent de la chaîne hercynienne.

Cette étude a été menée durant quatre années (DEA + Thèse) et elle est basée essentiellement sur une étude de terrain. Plusieurs missions ont été effectuées, regroupant, au total, 46 jours de terrain. Au cours de ces missions, des cartes structurales détaillées ont été levées pour chacune des unités étudiées, associées à un échantillonnage systématique des faciès déformés. Au total, 480 échantillons ont été prélevés afin d'effectuer une analyse microstructurale à l'échelle de la lame mince. Parmi ces échantillons, 11 ont été utilisés pour l'analyse à la microsonde des minéraux du métamorphisme associé à la déformation principale observée dans le groupe de Violay. Quatre échantillons ont fait l'objet d'une analyse par goniométrie de texture des orientations préférentielles des axes cristallographiques de la calcite et quatre autres ont été sélectionnés pour les analyses isotopiques $^{39}Ar/^{40}Ar$. Tous les échantillons ont été taillés en lame mince et analysés au microscope polarisant pour l'étude microstructurale.

Les résultats de ces travaux sont présentés en quatre chapitres. Le premier chapitre est consacré au cadre géologique des formations dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central. Il comprend, dans un premier temps, une présentation rapide de la chaîne varisque. Il se poursuit ensuite, par une synthèse bibliographique des données pétrographiques, géochimiques, géochronologiques et structurales disponibles sur le secteur, à laquelle s'ajoutent des observations personnelles, concernant notamment la description des faciès déformés. L'analyse structurale des déformations ductiles rencontrées dans les terrains dévono-dinantiens fait l'objet du deuxième chapitre. Par souci de clarté, les séries étudiées étant nombreuses et dispersées, l'étude structurale est menée par secteurs géographiques. Des corrélations sont ensuite présentées entres les différentes séries afin d'établir un schéma d'ensemble cohérent. Dans le troisième chapitre, les résultats principaux de cette étude sont résumés puis, un schéma d'évolution du nord-est du Massif Central est proposé. On tentera ensuite d'intégrer ce schéma dans un modèle d'évolution géodynamique plus général, à l'échelle du Massif Central. Enfin, la conclusion générale rappellera l'essentiel de ce travail.

Chapitre II

Cadre Geologique du Nord - Est du Massif Central

CADRE GÉOLOGIQUE DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL

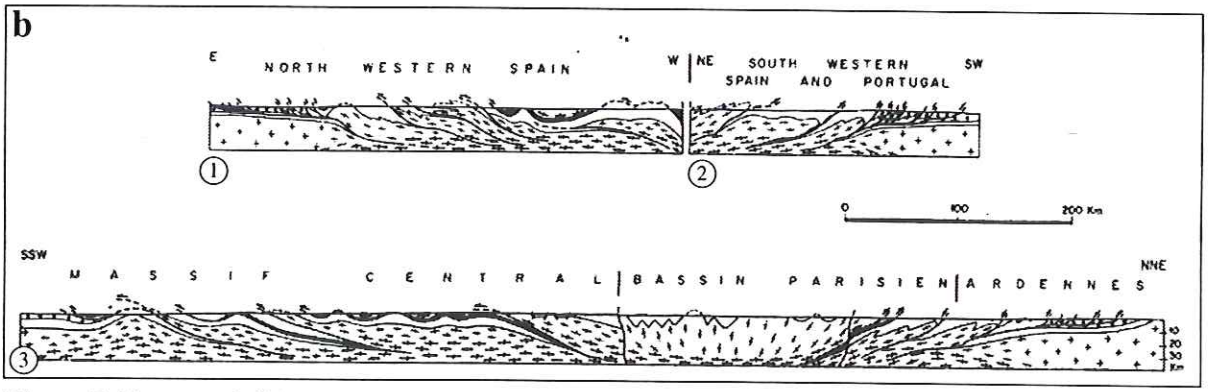
A. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

La chaîne varisque d'Europe représente le substratum anté-Permien de toute l'Europe sud-occidentale. Elle s'étend sur 3000 kilomètres de long et on peut la suivre depuis le sud de l'Espagne jusqu'au massif de Bohème (p.e. Matte, 1986 b) (Fig. II.1.a). Elle se compose de terrains d'âge Protérozoïque à Carbonifère moyen et supérieur, qui affleurent de manière discontinue, formant ainsi plusieurs massif : Meseta ibérique, bloc corso-sarde, Maures-Esterel, Massif Central, Massif Armoricain, Cornouaille britannique, Ardennes, Saxe-Thuringe et Bohème (Fig. II.2). Ces terrains sont également repris dans les chaînes alpine, pyrénéenne et dans les cordillères bétiques.

Cette chaîne résulte de la convergence, puis de la collision de deux grands blocs continentaux : Baltique (Europe du Nord), au nord et Gondwana (Afrique + Europe centrale et méridionale), au sud, auxquels s'ajoutent, selon certains auteurs (Cocks et Fortey, 1982; Van der Voo, 1983; Paris et Robardet, 1990), des micro-continents tels les blocs Armorica et Barrandien. La présence de roches basiques et ultrabasiques témoignant de l'existence d'une croûte océanique ou de bassins d'arrière-arc (Bodinier et al. *in* Matte, 1986 b), suggère que des mécanismes d'obduction ont pris part dans la formation de la chaîne. On distingue deux ceintures ophiolitiques principales dessinant deux lignes de suture (Fig. II.2) : la suture nord, située probablement dans la Manche, sous le Bassin de Paris et dans le nord du massif de Bohème; la suture sud, marquée par des roches basiques et ultrabasiques que l'on peut suivre depuis le sud-ouest de l'Ibérie jusqu'à l'est du Massif Central. Ces deux lignes de suture sont les témoins de la fermeture de deux océans : l'océan Rhéique, au nord et l'océan Galice-Massif Central, au sud. D'un point de vue structural, la chaîne présente une disposition en éventail, avec déversement des plis et déplacement des nappes vers l'extérieur (Fig. II.1.b). En bordure nord et nord-est de la chaîne, cette tectonique de nappe se traduit par des chevauchements plats, à vergence nord, entraînant des déformations d'intensité relativement faible. Par contre, au sud, la déformation est intense, avec une tectonique de nappe et de plis couchés beaucoup plus développée. La mise en évidence de l'existence de deux lignes de suture ophiolitiques et d'une tectonique tangentielle à vergence nord, dans la partie nord de la chaîne et à vergence sud, dans la partie sud, suggère que la chaîne varisque d'Europe résulte de la fermeture de deux océans, par subduction et obduction dans les deux sens (Matte, 1986 b).

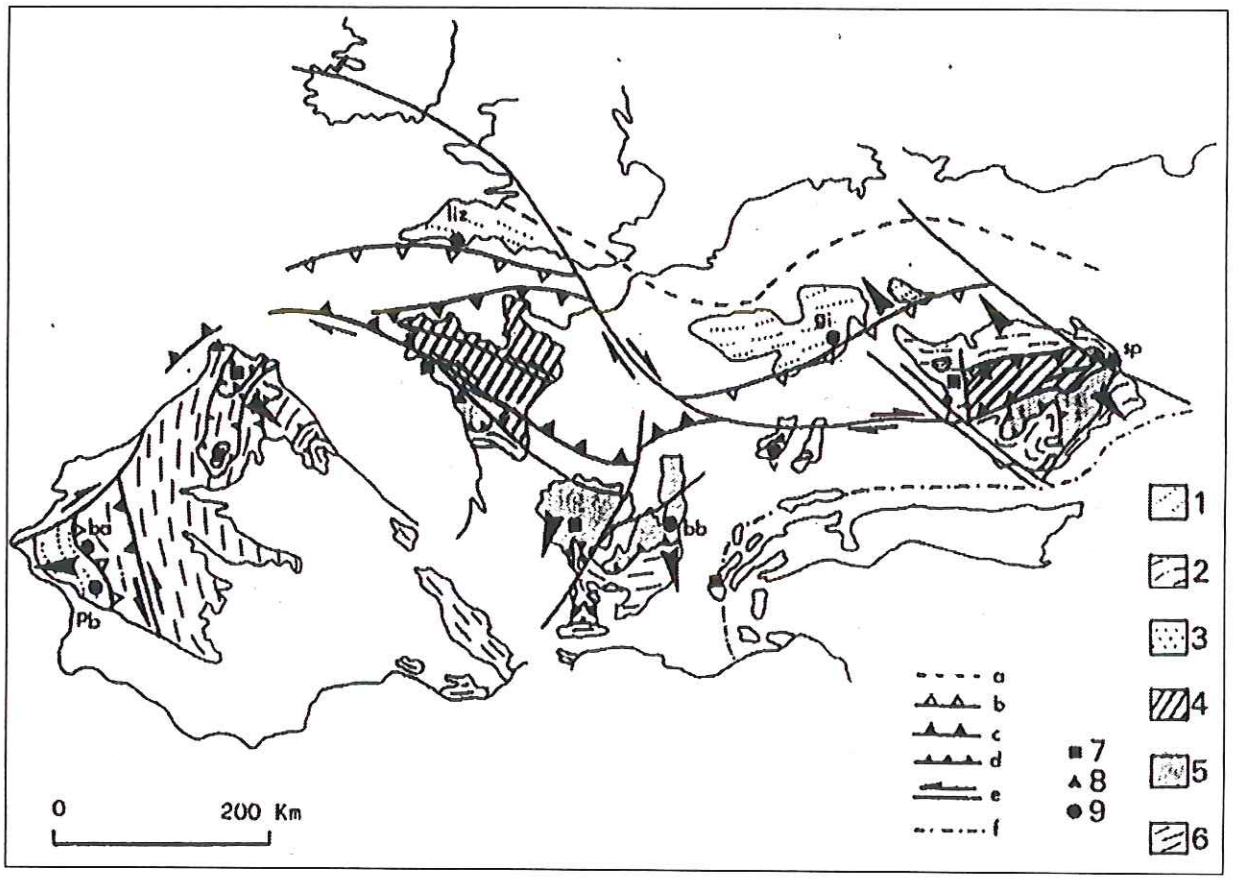
Dans le Massif Central français, quatre grandes périodes orogéniques ont été définies. Elles sont basées sur les conditions de métamorphisme régional, sur les styles structuraux et sur

1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassins dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7 : grands décrochements ductiles.



Blanc : Paléozoïque inférieur ; petits cercles : Dévono-Carbonifère ; croix : croûte continentale précambrienne sans déformation varisque ; croix allongées : idem avec déformation varisque ; croix épaisses : croûte granulitique.

Fig. II.1 - Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe (a) et coupes simplifiées de la chaîne (b). (Matte, 1986)



a : front de déformation varisque ; b : zones de suture dévono-carbonifères ; c : zones de suture siluro-dévoniennes ; d : fronts des nappes cristallines dans les zones internes et chevauchements principaux dans les zones externes ; e : décrochements ; f : front de déformation alpin. Les flèches indiquent les polarités.
1 : zone Rhéno-Hercynienne et zone Sud-Portugaise ; 2 : zone Saxo-Thuringienne et zone d'Ossa-Morena ; 3 : unités allochtones de haut-grade métamorphique de la branche nord ; 4 : zone médiane (Domaine Armoricain et Domaine Barrandien) ; 5 : unités allochtones de la branche sud ; 6 : zones externes de la branche sud ; 7 : ophiolites cambro-ordoviciennes ; 8 : ophiolites cambro-ordoviciennes métamorphisées dans le faciès schistes bleus ; 9 : ophiolites dévono-carbonifères (ba : Beja-Acebuches, bb : Brévenne-Beaujolais, gi : Giessen, liz : Lizard, pb : Pyrite Belt, sp : sudètes polonaises, v : Vosges).

Fig. II.2 - Schéma structural simplifié et interprétatif de la chaîne varisque d'Europe, montrant les principaux massifs à l'affleurement. (Costa, 1990)

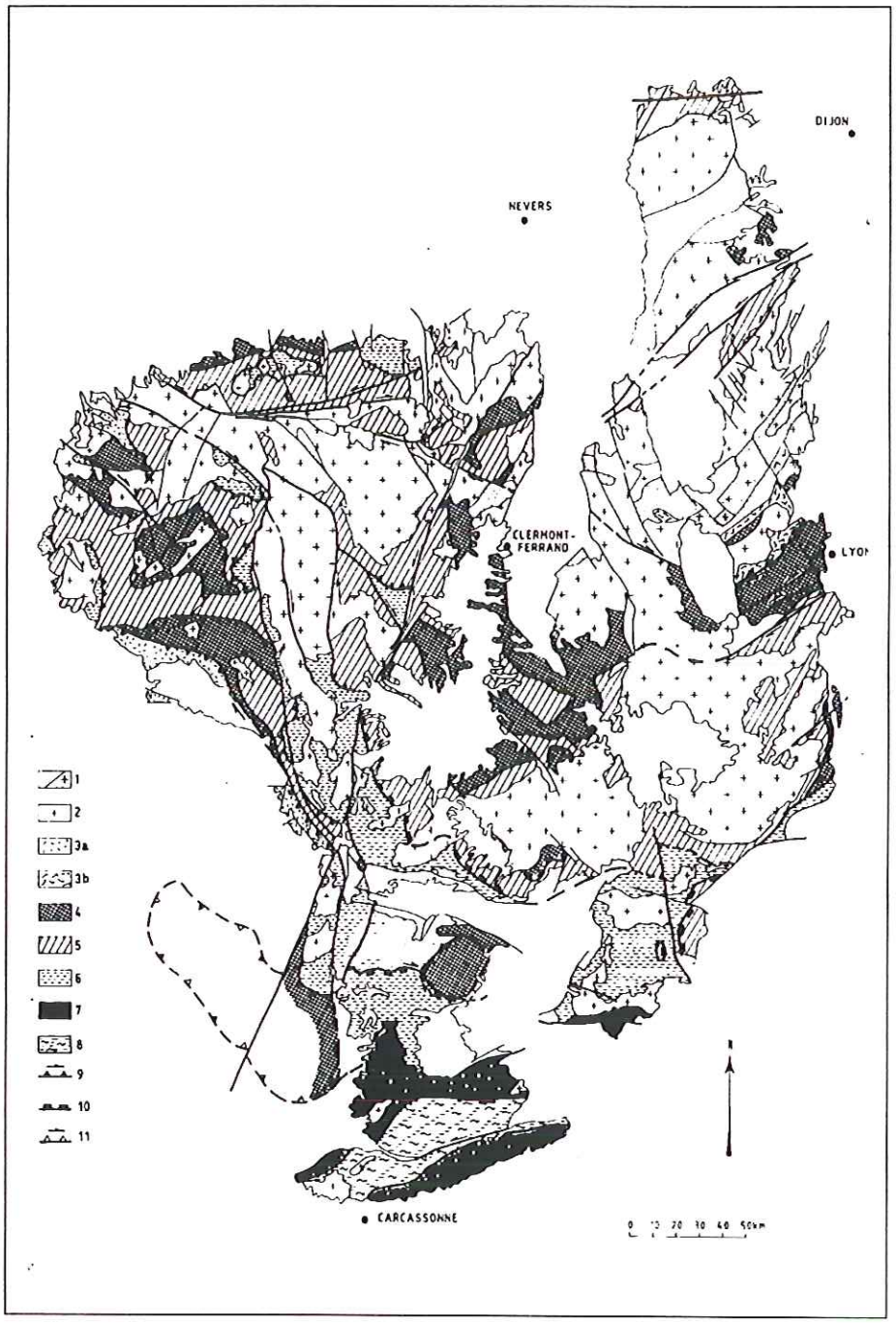
des données radiochronologiques (Ledru *et al.*, 1989; Ledru *et al.*, 1994 a). La période Éo-Varisque, mise en évidence par l'existence de reliques d'un métamorphisme de haute-pression, est datée du Silurien et elle correspond à un stade de subduction de croûte océanique et continentale. La période Médio-Varisque s'étend du Dévonien au Carbonifère inférieur. C'est une période d'épaississement crustal par collision continentale, qui conduit à la mise en place des principales nappes du Massif Central (Ledru *et al.*, 1989) (Fig. II.3), dans les conditions du métamorphisme barrovien. La période Néo-Varisque débute au Carbonifère inférieur. Elle correspond à une réactivation de la chaîne qui se traduit par des grands couloirs décrochants, associés à un magmatisme syntectonique. Elle est suivie, dès le Viséen supérieur, par deux phases d'extension tardi-orogéniques qui se poursuivent jusqu'au Permien inférieur (Faure, 1995).

Situé dans la zone interne de la chaîne varisque d'Europe, la région nord-est du Massif Central français, des Monts du Lyonnais au Morvan, est constituée de terrains d'âge Paléozoïque moyen à supérieur, discordants sur un socle gneissique (Fig. II.4). Ces formations sont constituées principalement de terrains dévono-dinantiens, recoupés par des granites carbonifères et recouverts localement par des bassins houillers du Carbonifère supérieur. Les formations dévono-dinantiennes affleurent dans deux régions bien définies, nommées le faisceau du Morvan, au nord, et le fossé volcano-tectonique de la Loire, au sud (Michel-Lévy, 1908; Leistel et Gagny, 1984). Dans ce chapitre, nous nous proposons de passer en revue les différentes séries dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central et leur substratum gneissique. L'accent sera porté sur les séries d'âge anté-Viséen moyen du faisceau de la Loire car elles ont connu une évolution tectono-métamorphique particulière, dont l'étude fait l'objet de la troisième partie de ce mémoire.

B. PRÉSENTATION DES DIFFÉRENTES UNITÉS

B.1. Le Viséen Supérieur

Les formations du Viséen supérieur, encore appelées série des "Tufs Anthracifères" (Jung *et al.*, 1939), représentent le plus grand ensemble affleurant de tout le nord-est du Massif Central. Elles forment deux grands ensembles : un dans le Morvan et l'autre dans la région de la Loire (Fig. II.5). La série des "Tufs Anthracifères" est discordante sur les formations détritiques du Viséen moyen et se compose essentiellement de volcanites auxquelles sont associés quelques faciès sédimentaires et des intercalations d'anthracite à l'origine du nom de la série. Un âge Viséen supérieur lui a été attribué grâce à la présence d'une faune à Productus et d'une flore dans des niveaux schisteux situés à la base des volcanites (Chichery, 1938). Cet âge



1 : dépôts viséens et granites viséens ; 2 : granites indifférenciés ; 3 : unités supérieures épizonales (3a : unités de Thiviers Payzac et de Genis ; 3b : unité de la Brévenne) ; 4 : Unité Supérieure des Gneiss ; 5 : Unité Inférieure des Gneiss ; 6 : Complexes autochtones relatifs ; 7 : unités méridionales d'âge Paléozoïque ; 8 : complexe métamorphique de la Montagne Noire ; 9 : chevauchements (390-360 Ma) ; 10 : chevauchements et décrochements (350 Ma) ; 11 : chevauchements Néo-varisques (320 Ma).

Fig. II.3 - Carte schématique des principales nappes et unités lithotectoniques du Massif Central français. (Ledru et al., 1989, 1994a)

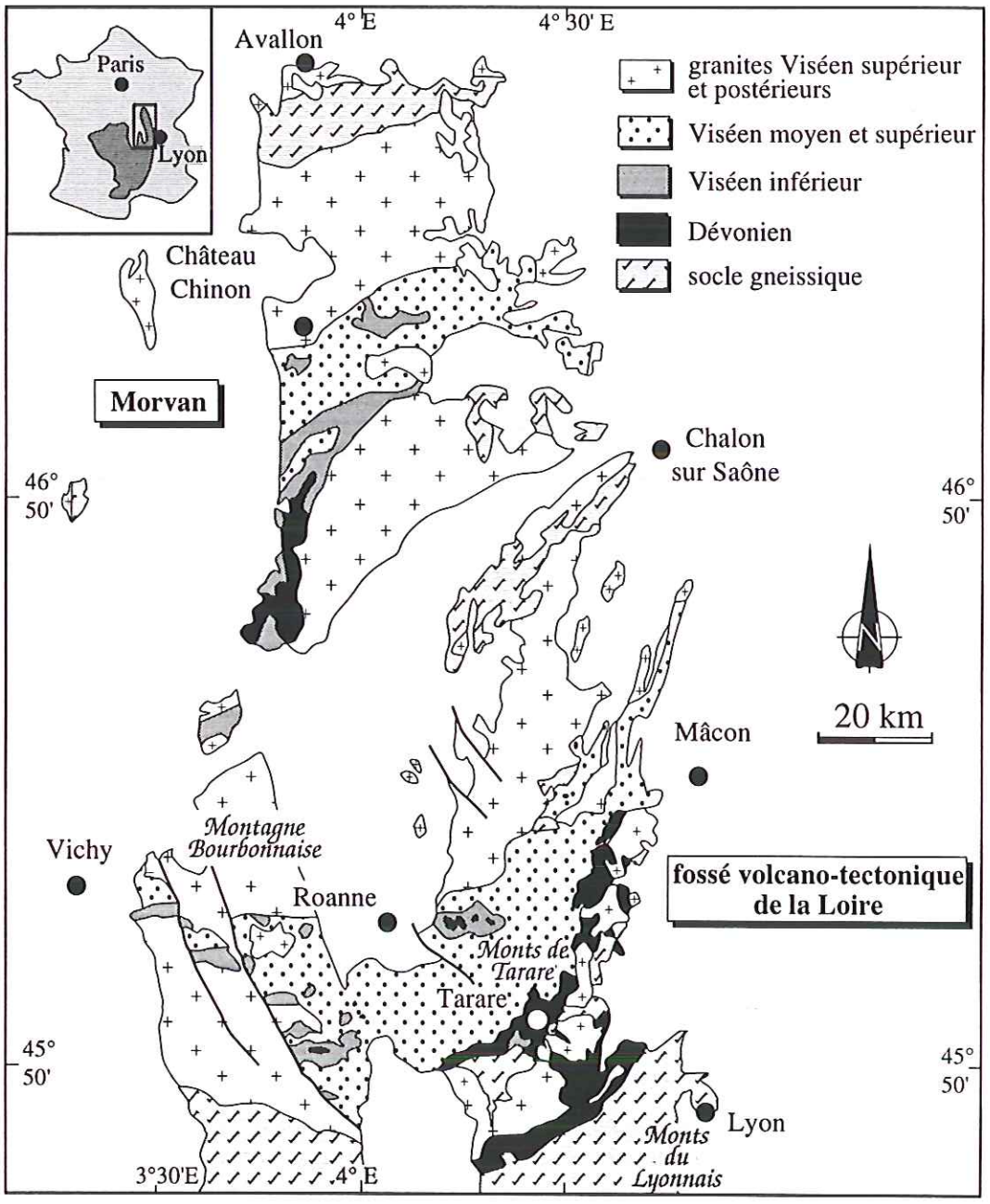


Fig. II.4 - Carte géologique simplifiée du nord-est du Massif Central

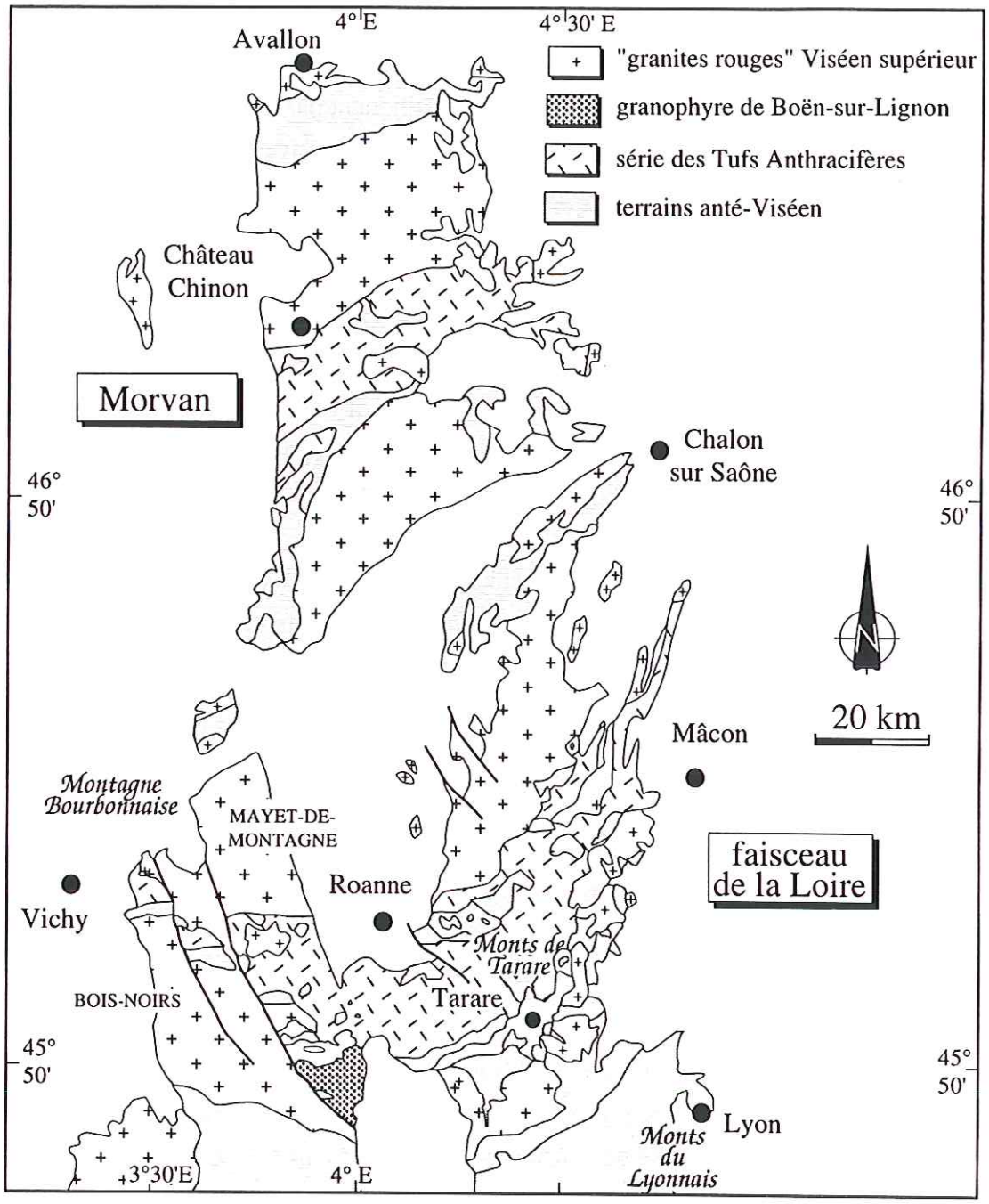


Fig. II.5 - Localisation des formations d'âge Viséen supérieur dans le NE du Massif Central

a été confirmé par Vialette, en 1973, grâce à des datations par la méthode Rb/Sr sur roches totales (325 ± 5 Ma) et sur biotite (328 et 321 Ma) effectuées sur des volcanites de la région de l'Ardoisière.

La série des "Tufs Anthracifères" est très bien étudiée dans la région de la Loire où elle a été subdivisée en quatre unités (Fig. II.6) qui se distinguent par leur pétrologie et leur mode de gisement (Sider, 1985). L'**unité de Brou** se compose de laves rhyolitiques, d'ignimbrites roses et de tufs fiammés, localement remaniés, dans lesquels l'orthose est rarement exprimée en phénocristaux. Ils sont associés à quelques niveaux de grès et d'arkose à houille. L'**unité de Neaux** débute par un conglomérat de base qui remanie les tufs de l'unité de Brou mais également des calcaires du Viséen moyen. Elle se continue par des tufs pyroclastiques rhyodacitiques dans lesquels sont intercalés des niveaux détritiques anthracifères. L'**unité Picard**, définie par Rubiello en 1981 sous le terme de Tuf Picard, consiste en un ensemble très monotone d'ignimbrites rhyolitiques. Cette unité comprend également le granophyre de Boën-sur-Lignon, qui affleure en Montagne Bourbonnaise (Fig. II.5) et qui est considéré comme l'équivalent hypovolcanique des ignimbrites rhyolitiques (Leistel, 1984; Leistel et Gagny, 1984). Enfin, l'**unité de Villerest** , qui a été décrite par Bertaux et Rubiello en 1981 comme une association de trois laves respectivement à composition de lati-andésite quartzique, de latite quartzique et de rhyolites à tendance alcaline.

A ces unités à dominante lavique et tufacée sont associées des structures filoniennes de type lamprophyre, microgranite monzonitique et microalaskite (Sider *et al.*, 1988; Gagny *et al.*, 1989) mais également les formations plutoniques, regroupées sous le termes de "granites rouges" du nord-est du Massif Central. En effet, les âges obtenus, par la méthode Rb/Sr sur le granite du Mayet-de-Montagne : 325 ± 14 Ma sur biotite (Vialette, 1962), 328 ± 4 Ma sur roche totale (Binon et Pin, 1989) et sur le granite des Bois-Noirs : 318 ± 6 Ma sur roche totale (Binon et Pin, 1989), appartenant tous deux à la famille des "granites rouges" (Peyrel et Didier, 1983; Binon, 1988), sont équivalents à ceux de la série des "Tufs Anthracifères". L'attribution au Viséen terminal de ces deux granites et les relations spatiales existant entre l'ensemble des "granites rouges" du nord-est du Massif Central et le volcanisme acide de la série des "Tufs Anthracifères" (Fig. II.5) permet de considérer les granites comme une manifestation tardive du même événement magmatique majeur (Peyrel et Didier, 1983; Binon et Pin, 1989).

B.2. Le Viséen Moyen

Les formations à dominante sédimentaire du Viséen moyen affleurent essentiellement dans la région de la Loire (Fig. II.7). Elles constituent deux grands ensembles, séparés géographiquement par la série Viséen supérieur des "Tufs Anthracifères" : l'unité de Tarare, au

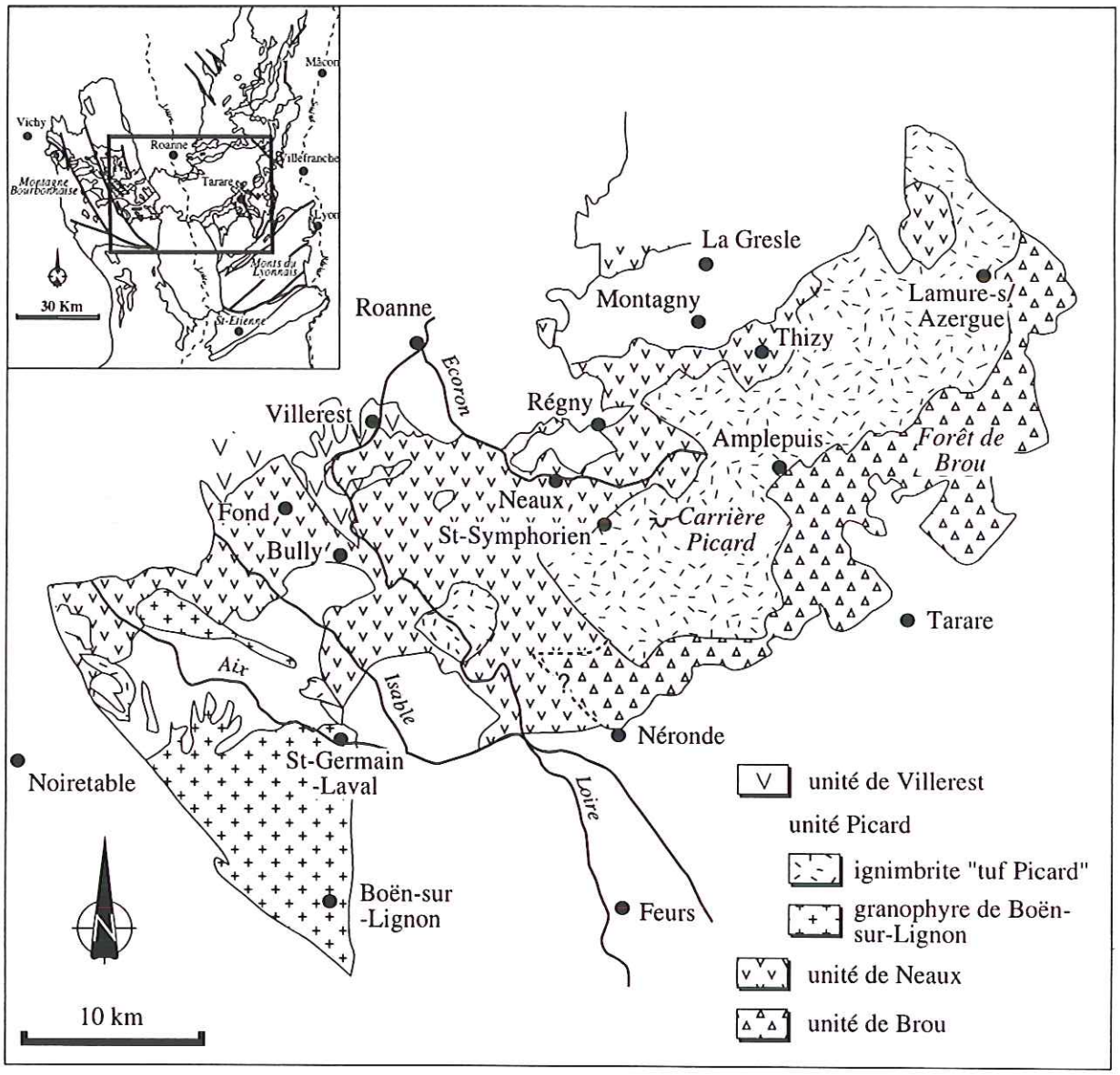


Fig. II.6 - Répartition géographique des quatre unités volcaniques composant la série des Tufs Anthracifères, d'âge Viséen supérieur, dans la région de la Loire. (Sider, 1985)

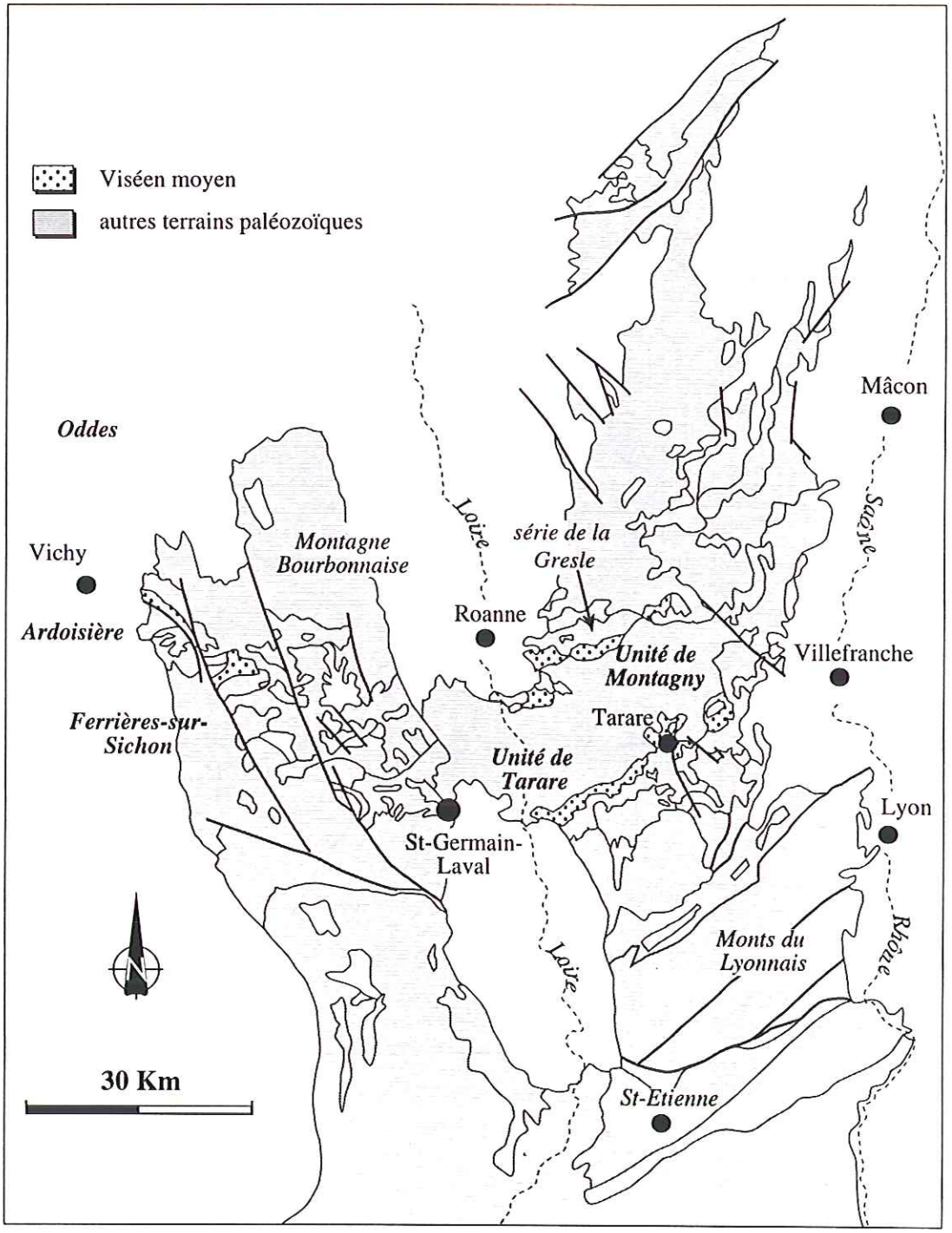


Fig. II.7 - Localisation des formations d'âgeViséen moyen dans le faisceau de la Loire

sud-est et l'unité de Montagny, au nord-ouest (Fig. II.7). A ces deux unités principales s'ajoutent des lambeaux de calcaires (calcaires d'Oddes) affleurant au sein des faciès de base de la série des "Tufs Anthracifères", dans la région de St-Germain-Laval (Leistel, 1984) (Fig. II.7). Des faciès détritiques (grauwackes et conglomérats) sont également décrits au niveau des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon, en Montagne Bourbonnaise (Fig. II.7), mais l'absence de repère stratigraphique net au passage Viséen inférieur-Viséen moyen laisse planer un doute sur l'âge exact de ces faciès.

L'**unité de Tarare** (Sider, 1985) se compose essentiellement de faciès détritiques dont la granulométrie varie des lutites jusqu'à des conglomérats à bloc pluridécimétriques. Dans la région de Néronde, quelques niveaux de calcaires apparaissent au sein de ces formations. La présence de ces calcaires dans un contexte de sédimentation détritique suggère que l'on a affaire à des **olistholites**. Cette hypothèse est confortée par l'absence de continuité latérale de ces niveaux carbonatés. L'unité de Tarare est discordante et transgressive sur le groupe de Violay et la série du Beaujolais. Elle a été datée grâce à la présence d'une microfaune dans les calcaires de Néronde qui a donné un âge allant de la fin du Viséen inférieur jusqu'au début du Viséen supérieur (Gigot *in* Mamet, 1968; Lacroix, 1980). L'**unité de Montagny** (Bertaux et Rubiello, 1981) présente, elle, une sédimentation à dominante carbonatée associée à quelques niveaux détritiques identiques à ceux de l'unité de Tarare (Bertaux et Rubiello, 1981). Cette unité est discordante et transgressive sur la série Viséen inférieur de la Gresle (Fig. II.7) puisque le conglomérat remanie des éléments de roches de la série de la Gresle mais également de la série de la Chaveronderie (Bertaux et Rubiello, 1981). Les calcaires de l'unité de Montagny ont livré une microfaune ayant permis d'établir un âge Viséen moyen (Lys *in* Echavarri, 1966; Mamet, 1968; Lys et Pelhate *in* Bertaux et Rubiello, 1981).

Un volcanisme basaltique de faible volume mais d'étendue importante est associé à ces faciès sédimentaires (Hocquellet, 1979; Bertaux et Rubiello, 1981; M'Ba, 1982; Leistel, 1984; Sider, 1985). Il se traduit par la présence de coulées basaltiques, ayant parfois un débit en pillow-lavas quand le volcanisme est associé à des niveaux calcaires.

Des formations d'âge Viséen moyen ont également été reconnues dans le Morvan. Ce sont des calcaires, datés grâce à la présence de conodontes (Delfour et Gigot, 1985), remaniés au sein de conglomérats appartenant à la séquence détritique qui caractérise la région du Morvan, du Tournaisien jusqu'au Viséen supérieur (Delfour, 1989) (cf. infra).

B.3. Le Viséen Inférieur

B.3.1. L'unité du Gouget

Située au sud-ouest de St-Marcel-l'Éclairé (Fig. II.8), cette unité à dominantes volcanique et pyroclastique forme un lambeau de quelques kilomètres carrés qui repose en discordance sur le socle gneissique d'Affoux.

Le faciès le plus commun est représenté par des tufs dacitiques (Delfour *et al.*, 1989), à lapillis de dacite porphyrique à phénocristaux d'oligoclase, emballés dans une matrice riche en débris vitroclastiques et à amygdales de chlorite (Fig. II.9.A). Ils montrent un développement de chlorite et d'épidote tardives ainsi qu'une pigmentation de minéraux bruns à opaques. Les faciès les plus fins sont essentiellement à débris vitroclastiques. Ce volcanisme tuffacé basaltique présente des caractéristiques géochimiques calco-alcalines (Fig. II.10) (Sider *et al.*, 1986). Quelques formations sédimentaires sont associées à ces tufs. Ce sont des tufs remaniés et de fins lits de siltites et de cherts.

A la base de cette série tufacée (le contact n'est pas visible) se trouvent des lentilles de roches sédimentaires, essentiellement observables au niveau d'une anciennes carrière située à proximité de la ferme dite du "Gouget" (Fig. II.11). Le contact discordant de ces formations sur les gneiss d'Affoux y est clairement visible. Ces sédiments consistent en une alternance de niveaux gréseux à ciment calcaire et de niveaux plus riches en carbonates dans lesquels subsistent quelques entroques (Fig. II.9.B). Les niveaux gréseux sont riches en grains de quartz émoussés et en paillettes de biotite, plus ou moins chloritisées, et de muscovite (Fig. II.9.C). On peut observer également un niveau de grès très fins, à ciment carbonaté, riche en grains de quartz et en minéraux opaques (Fig. II.9.D). Il apparaît clairement que ces sédiments remanient des minéraux du socle gneissique (quartz, muscovite). Moins de la moitié des 6 m de formations décrits par Lacroix (1980) est encore visible.

L'unité du Gouget comprend également un faciès conglomératique qui remanie, outre des éléments du socle, des éléments de roches volcaniques et hypo-volcaniques (dolérites, microtrondhjémites, dacites) et des cherts, provenant probablement du démantèlement des unités du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais. Il affleure au niveau du lieu-dit "le Pont" où une faille le sépare des gneiss d'Affoux (Fig. II.11).

Les calcaires de la carrière du Gouget ont été datés, en 1896, par Julien qui y avait trouvé une faune à polypiers et brachiopodes du Viséen inférieur. Depuis, toutes les recherches de fossiles effectuées dans le but de confirmer et de préciser cet âge se sont avérées infructueuses. Cependant, les observations de terrain montrent que cet âge est tout à fait cohérent. En effet, bien que l'unité du Gouget soit en contact direct avec le socle gneissique d'Affoux, elle est postérieure à l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais, daté du Dévonien (cf. infra) puisqu'elle ne présente pas les mêmes degrés de déformation et de métamorphisme. Ceci est confirmé par les analyses géochimiques qui montrent le caractère calco-alcalin des volcanites

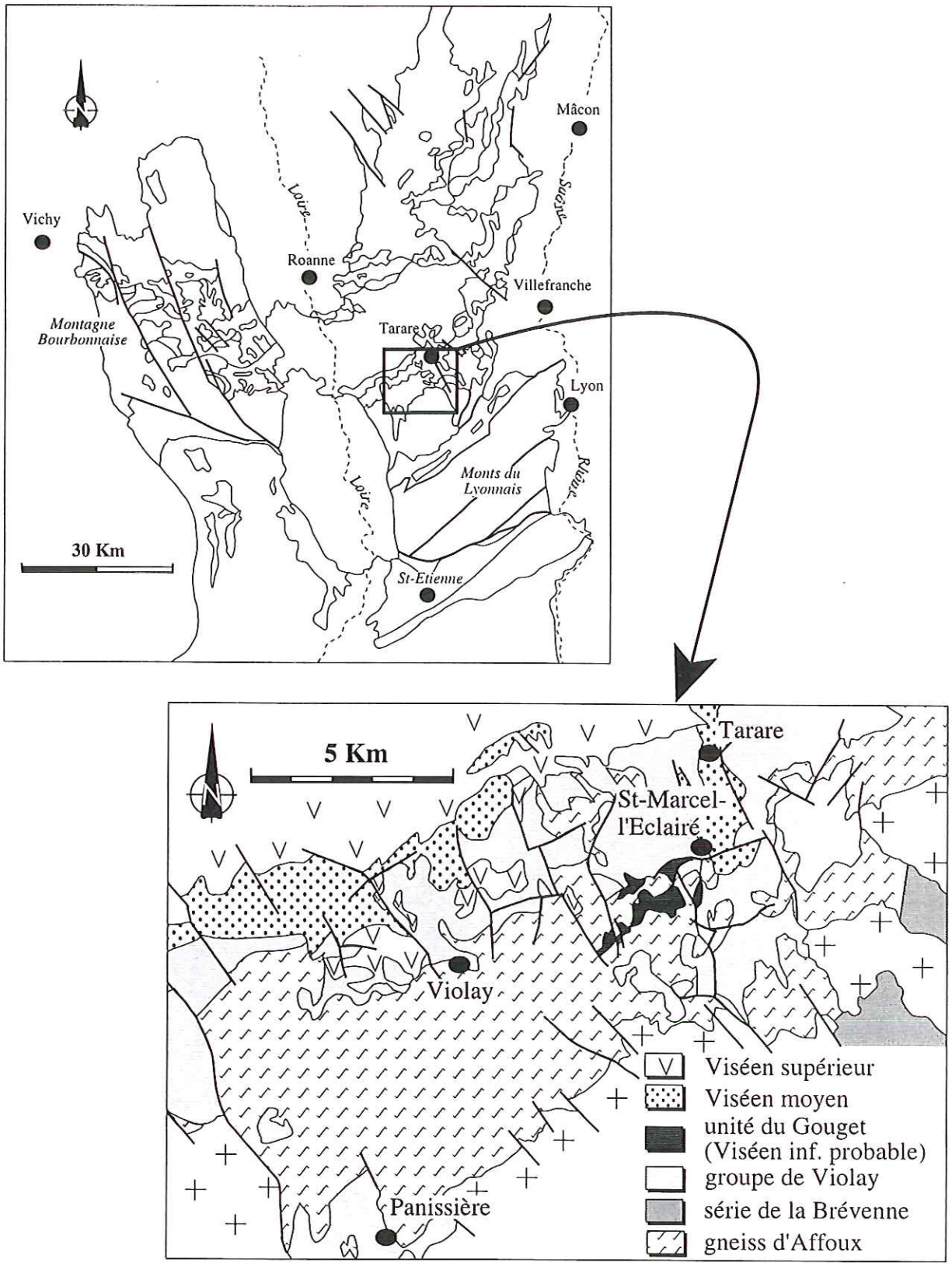
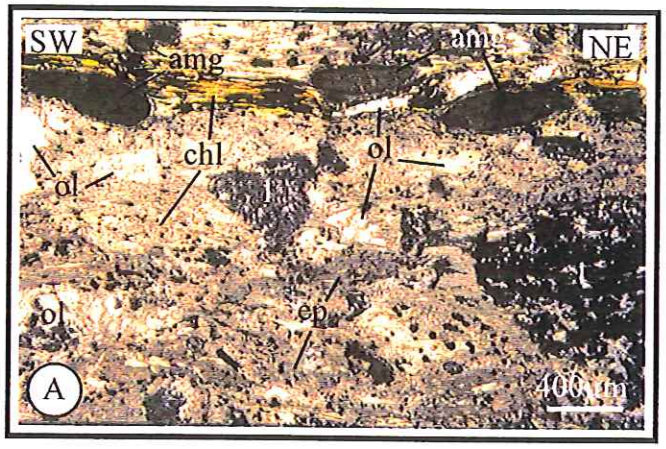
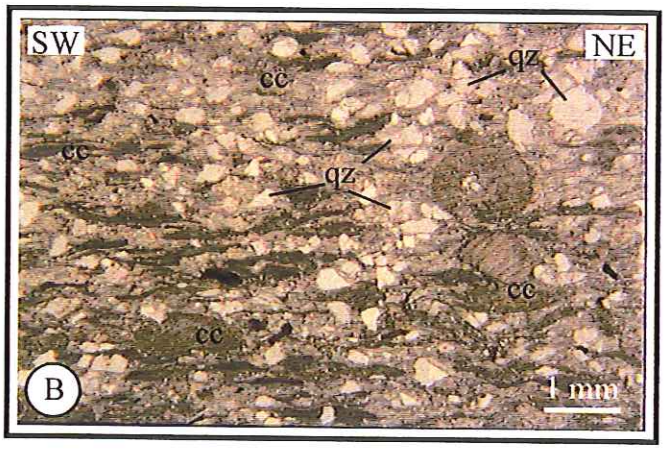


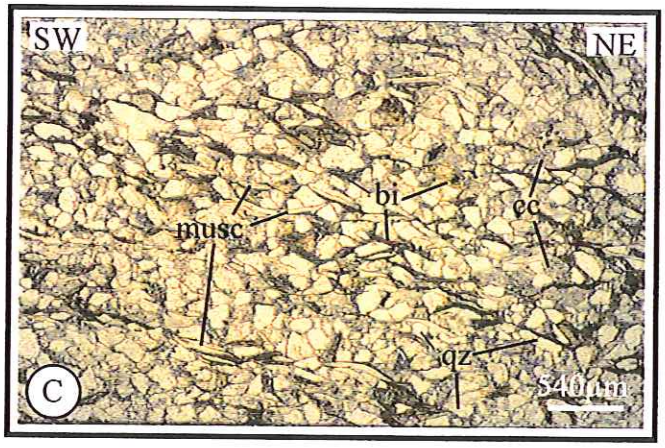
Fig. II.8 - Localisation de l'unité du Gouget



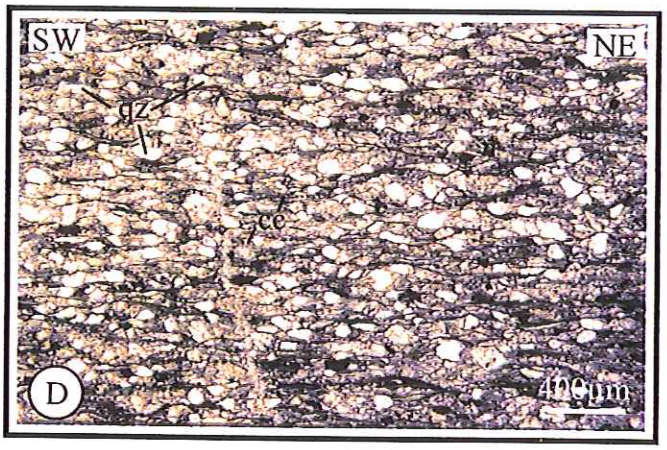
Tuf dacitique de l'unité du Gouget. l : lapillis ; ol : oligoclase ; chl : chlorite ; ep : épidote ; amg : amigdale.



Fragments d'entroques dans les grès à ciment carbonaté. qz : quartz ; cc : calcite.

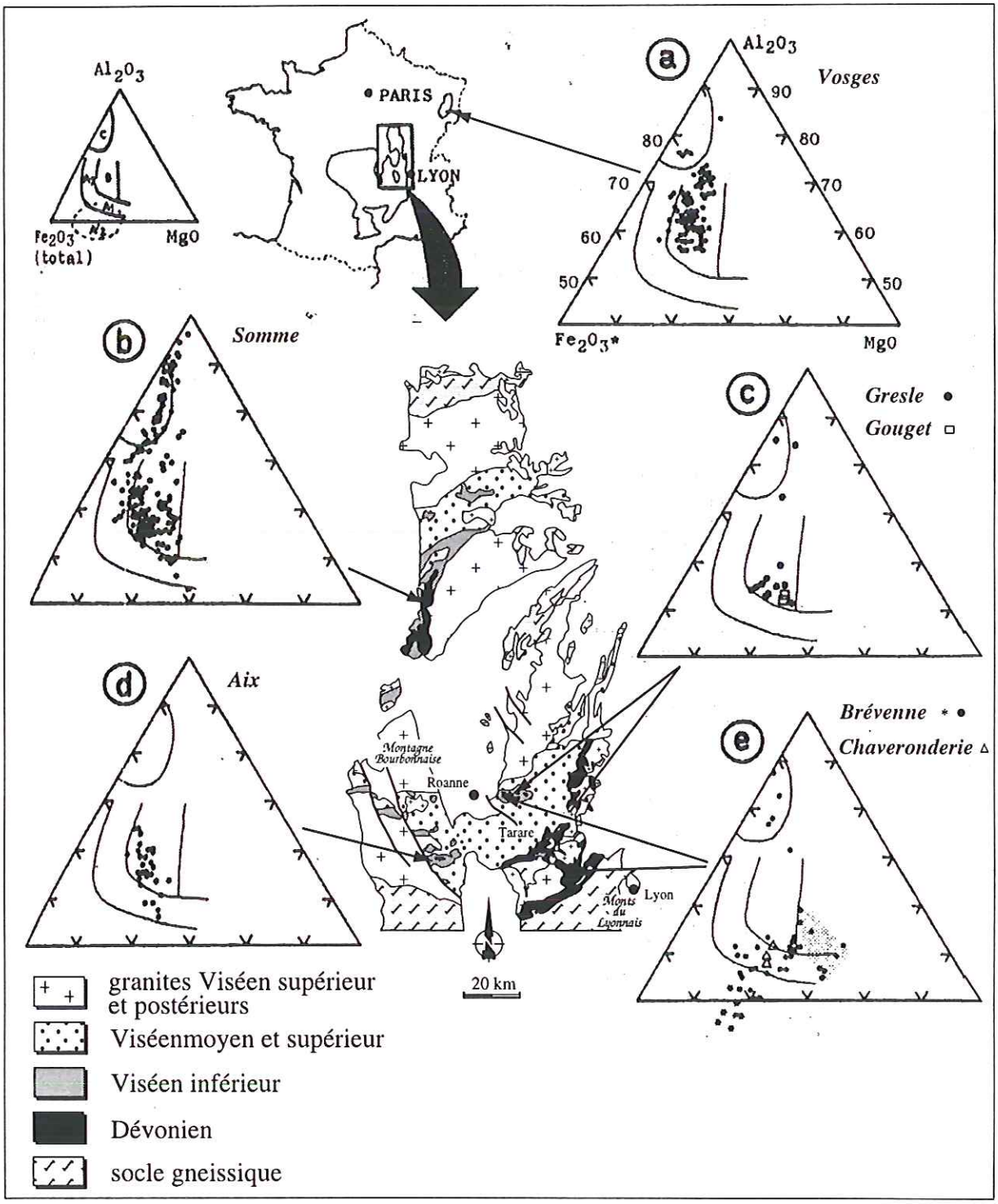


Grès à ciment carbonaté. qz : quartz ; musc : muscovite ; cc : calcite ; bi : biotite plus ou moins chloritisée.



Grès fin à ciment carbonaté (cc), riche en quartz (qz) et en minéraux opaques.

Fig. II.9 - Aspects microscopiques des tufs et des formations carbonatées de l'unité du Gouget



a : série orogénique Viséen supérieur des Vosges méridionales (Stussi, 1970) ; b : série de la Somme, Morvan (Bébien, 1970) ; c : ronds noirs : série de la Gresle (Bertaux et Rubiello, 1981), carrés : volcanites du Gouget (Lacroix, 1980) ; d : série de l'Aix ; e : série de la Brévenne (Sider et Ohnenstetter, 1986) (ronds noirs : volcanites ; grisé : roches cumulatives ; étoiles : série satinée ; triangle : série de la Chaveronderie).

Fig. II.10 - Synthèse des données géochimiques existant sur les formations dévoniennes et carbonifères du NE du Massif Central et des Vosges (d'après Sider (1985), modifiée)

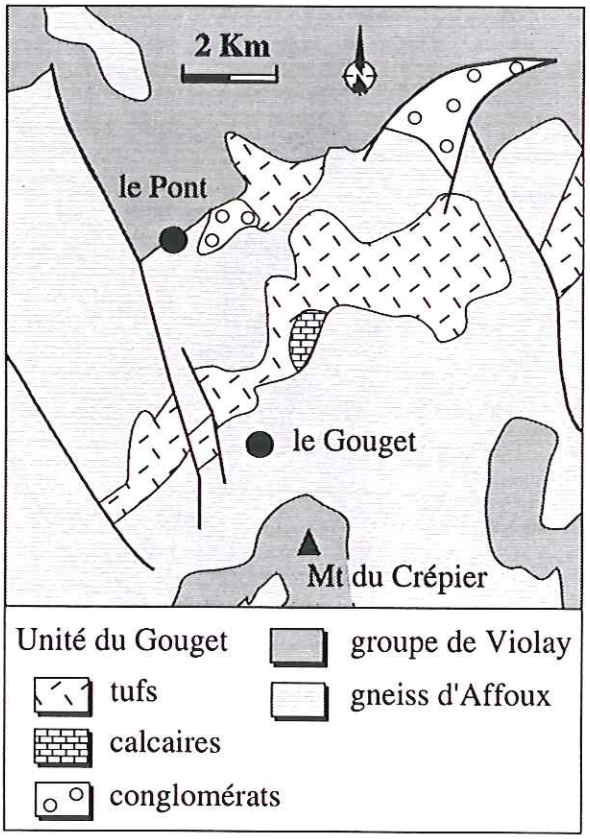


Fig. II.11 - Carte géologique simplifiée de l'unité du Gouget

de l'unité du Gouget qui s'oppose à l'affinité tholéïtique du volcanisme dévonien (Sider *et al.*, 1986).

L'unité du Gouget est souvent considérée comme exempte de déformation et de métamorphisme (Leistel, 1984). Cependant, les sédiments carbonatés de la carrière du Gouget et une partie des tufs qui les surmontent montrent les traces d'une déformation ductile de faible intensité, dont l'étude sera abordée dans le chapitre III.

B.3.2. La série de l'Aix

La série de l'Aix affleure à l'extrémité sud-ouest du faisceau de la Loire (Fig. II.12). C'est un ensemble de roches volcaniques et sédimentaires formant une bande de sept kilomètres de large sur une douzaine de kilomètres de long, orientée NE-SW (Fig. II.13). Les formations sédimentaires consistent en des pélites et des grès, affleurant sous les volcanites ou bien intercalés au sein de ces dernières. Des conglomérats remaniant des pélites et des quartzites dans une matrice pélitique et quelques niveaux de calcaires, affleurant toujours au sein des volcanites, se rencontrent également (Jung et Vachias, 1937; Hocquellet, 1979; Leistel, 1984). Les volcanites varient depuis des basaltes jusqu'à des andésites, fréquemment spilitisés, qui se présentent sous la forme de coulées laviques à tufacées (Leistel, 1984). Elles constituent l'ancien "complexe andésitique" des auteurs (Jung *et al.*, 1939; Echavarri, 1966; Di Nota, 1970; Hocquellet, 1979). Ce volcanisme est typiquement calco-alcalin, il a été comparé au volcanisme des domaines actuels de convergence de plaques (Leistel et Bébien, 1982).

Une partie de la série de l'Aix est affectée par un métamorphisme de contact qui se traduit par la présence de faciès tachetés et cornéifiés (Michel-Lévy, 1908; Jung et Vachias, 1937; Tourlonias, 1965; Hocquellet, 1979; Leistel, 1984). Ce métamorphisme est attribué à l'existence d'une intrusion granitique cachée (Vachias, 1938), de type "granites rouges", d'âge Viséen supérieur. Ce pluton serait à l'origine des filons de granite dits "du Moulin Barbeau" affleurant dans la région (Leistel, 1984) (Fig. II.13).

Aucun fossile n'a jamais été découvert dans les formations sédimentaires de la série de l'Aix, les calcaires étant trop recristallisés pour qu'on puisse y observer la moindre faune et aucune campagne de datation radiométrique n'a été envisagée sur les volcanites. Cependant, il apparaît sur le terrain que la série de l'Aix est antérieure aux calcaires datés du Viséen moyen. De plus, elle n'est pas affectée par la déformation et le métamorphisme observés, plus à l'est , au niveau de la série de la Brévenne, considérée comme d'âge Dévonien (cf. infra). Un âge Viséen inférieur est donc envisagé, il est en accord avec l'analogie géochimique qui existe entre les volcanites de la série de l'Aix et celles de l'unité du Gouget, datée par ses calcaires (Leistel, 1984) (Fig. II.10).

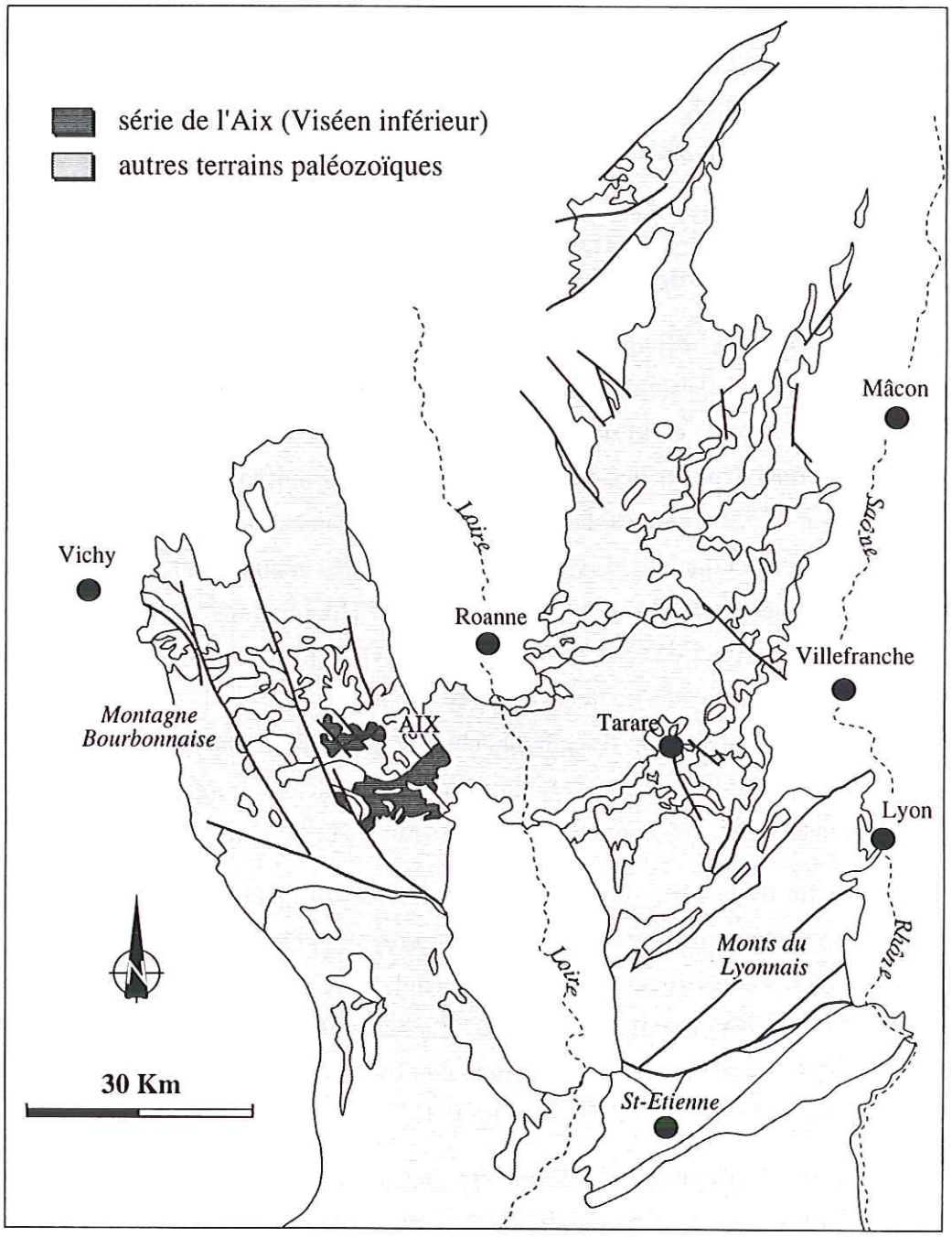


Fig. II.12 - Localisation de la série de l'Aix dans le faisceau de la Loire

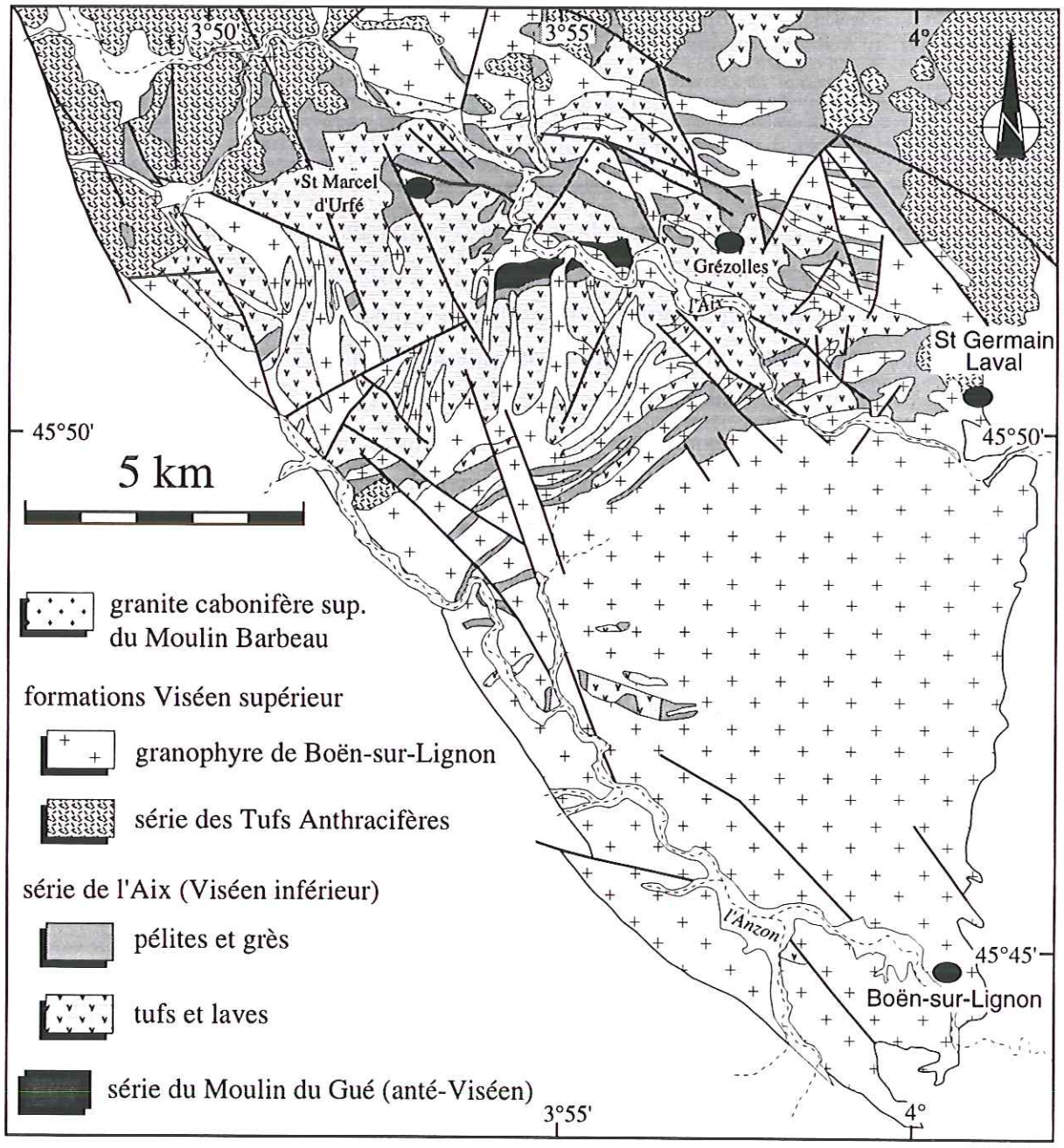


Fig. II.13 - Carte géologique simplifiée de la série de l'Aix (d'après les cartes géologiques au 1/50000ème de Noirétable et Feurs)

B.3.3. La série de la Gresle

La série de la Gresle est un ensemble de formations d'origine détritique, volcano-sédimentaire et volcanique qui affleurent à l'ouest de Roanne (Fig. II.14).

Au nord-est, dans la région de Coutouvre (Fig. II.15), on trouve essentiellement des faciès sédimentaires qui consistent en un conglomérat, des schistes à nodules gréseux, des grauwackes riches en débris de roches éruptives et quelques niveaux de schistes fossilifères. Le conglomérat remanie des éléments de la série sous-jacente de la Chaveronderie, sur laquelle il est discordant. Il a donc valeur de conglomérat de base (Bertaux et Rubiello, 1981). Associé à ces faciès sédimentaires, on observe les traces d'un volcanisme de type spilite-kératophyre. Il se traduit par la présence de volcanites et hypovolcanites, de composition basique, intermédiaire ou acide. Les affleurements sont rares, cependant, on y reconnaît des spilites et microbrèches spilitiques, des trachyandésites, des brèches volcaniques, des microsyénites à augite, des kératophyres et des tufs kératophyriques (Bertaux et Rubiello, 1981). Au sud-ouest, dans la région de Saint-Polgues-Quincé (Fig.II.15), on retrouve ce volcanisme de type spilite-kératophyre, or il est représenté par des basaltes et des andésites plus ou moins spilitisés, des diabases, des trachyandésites riches en potassium et des ortho-kératophyres (Tourlonias, 1965; Echavarri, 1966; Bertaux et Rubiello, 1981).

Le volcanisme de la série de la Gresle présente les mêmes caractéristiques calco-alcalines que ceux des séries de l'Aix et du Gouget (Sider *et al.*, 1986) (Fig.II.10). Un âge Viséen inférieur peut donc être avancé. Par ailleurs, un âge à la limite Tournaisien-Viséen inférieur avait déjà été envisagé par Michel-Levy, en 1908, grâce à la présence, dans des schistes noirs, d'une faune de passage entre le Tournaisien et le Viséen.

On observe dans le ciment des formations sédimentaires de la série de la Gresle, la présence de chlorite et d'épidote qui a été attribuée à l'existence d'un métamorphisme épizonal (Echavarri, 1966; Bertaux et Rubiello, 1981). Ce métamorphisme est associé, dans les schistes à nodules gréseux, à une schistosité fruste parallèle à la stratification. Les volcanites de la région de St-Polgues-Quincé présentent les traces d'un léger métamorphisme de contact qui peut être rapproché de celui observé dans les volcanites de la série de l'Aix, et lié à la mise en place d'un pluton granitique viséen supérieur non affleurant (Leistel, 1984).

B.3.4. La série d'âge Viséen inférieur du Morvan

Du Dévonien au Viséen moyen, la région du Morvan (Fig. II.16) a connu une sédimentation silteuse très monotone, entrecoupée d'épisodes volcaniques et volcano-sédimentaires (Fig. II.17). L'absence de repères paléontologiques précis ne permet pas de tracer

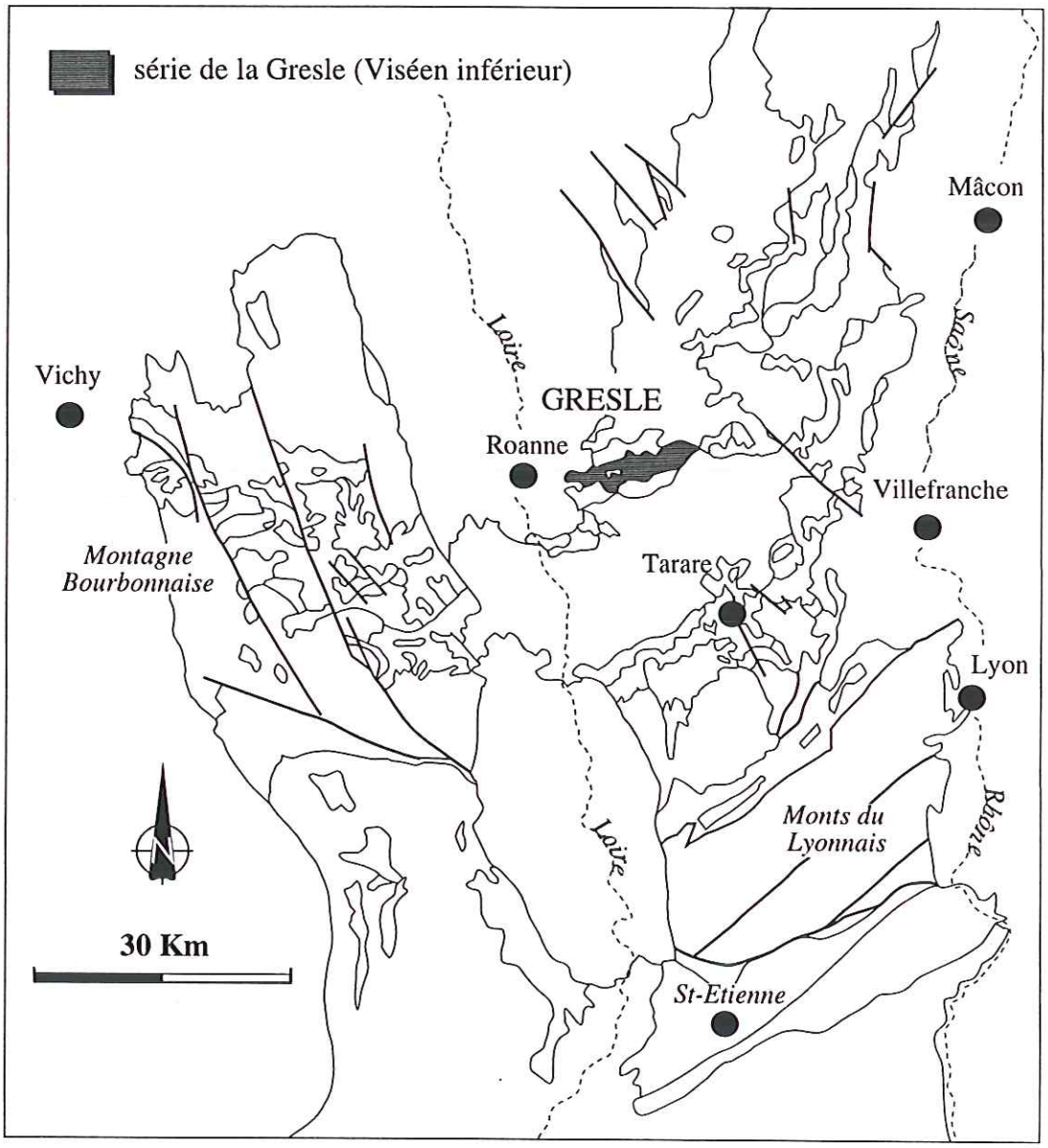


Fig. II.14 - Localisation de la série de la Gresle dans le faisceau de la Loire

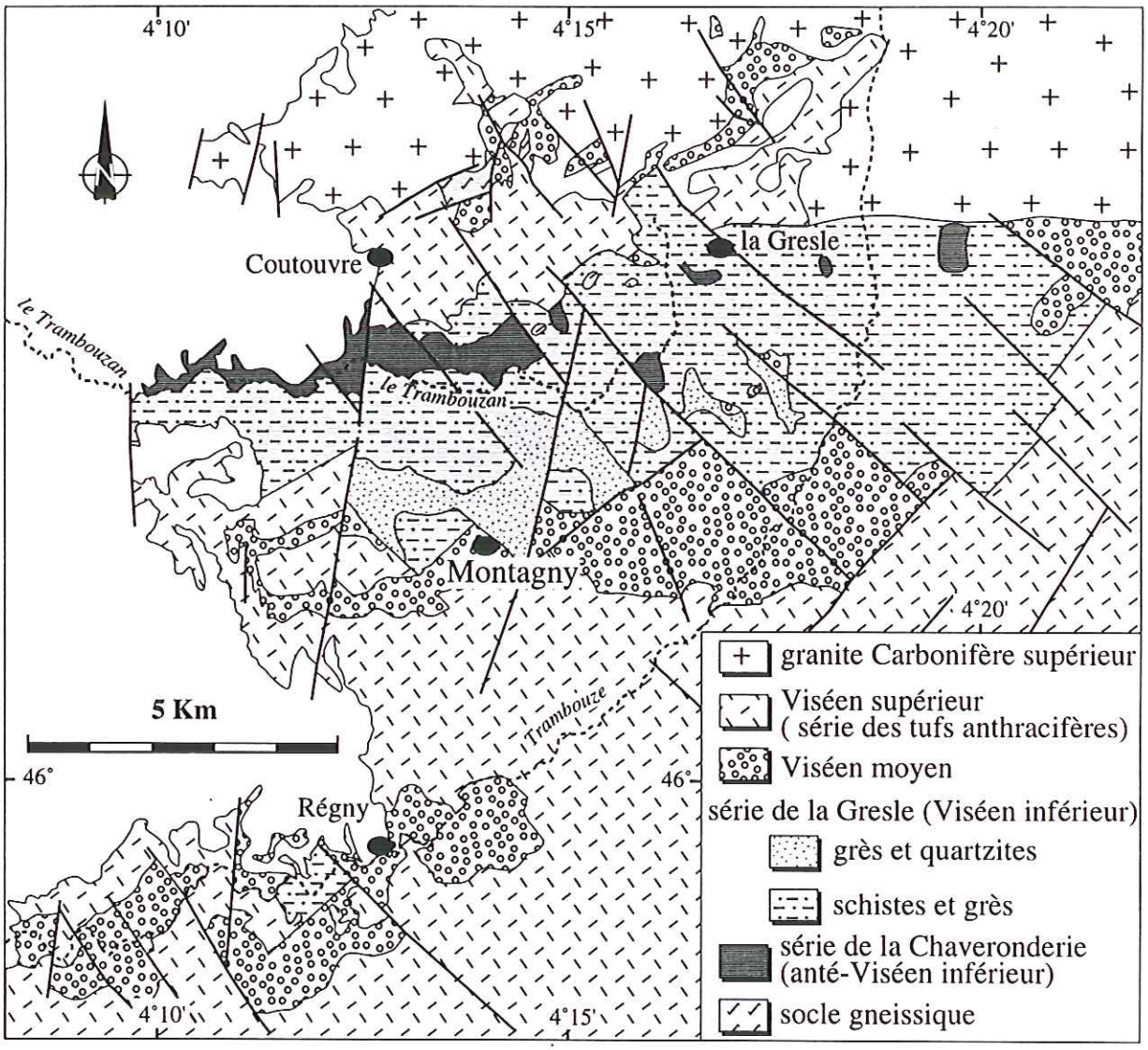


Fig. II.15 - Carte géologique simplifiée de la série de la Gresle (d'après les cartes géologiques au 1/50000è de Noirétable et Feurs)

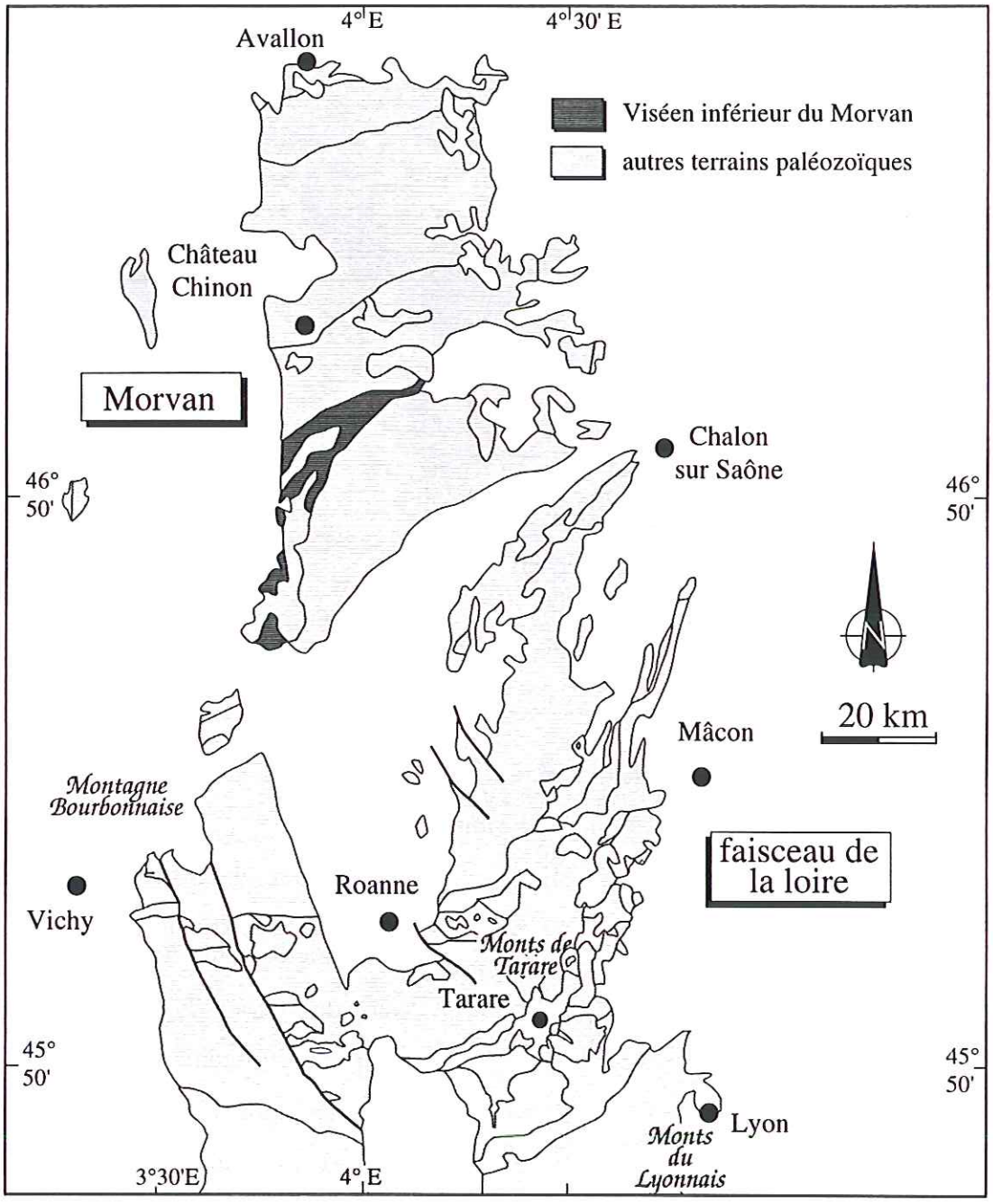


Fig. II.16 - Localisation des formations d'âge Viséen inférieur du Morvan, dans le NE du Massif Central

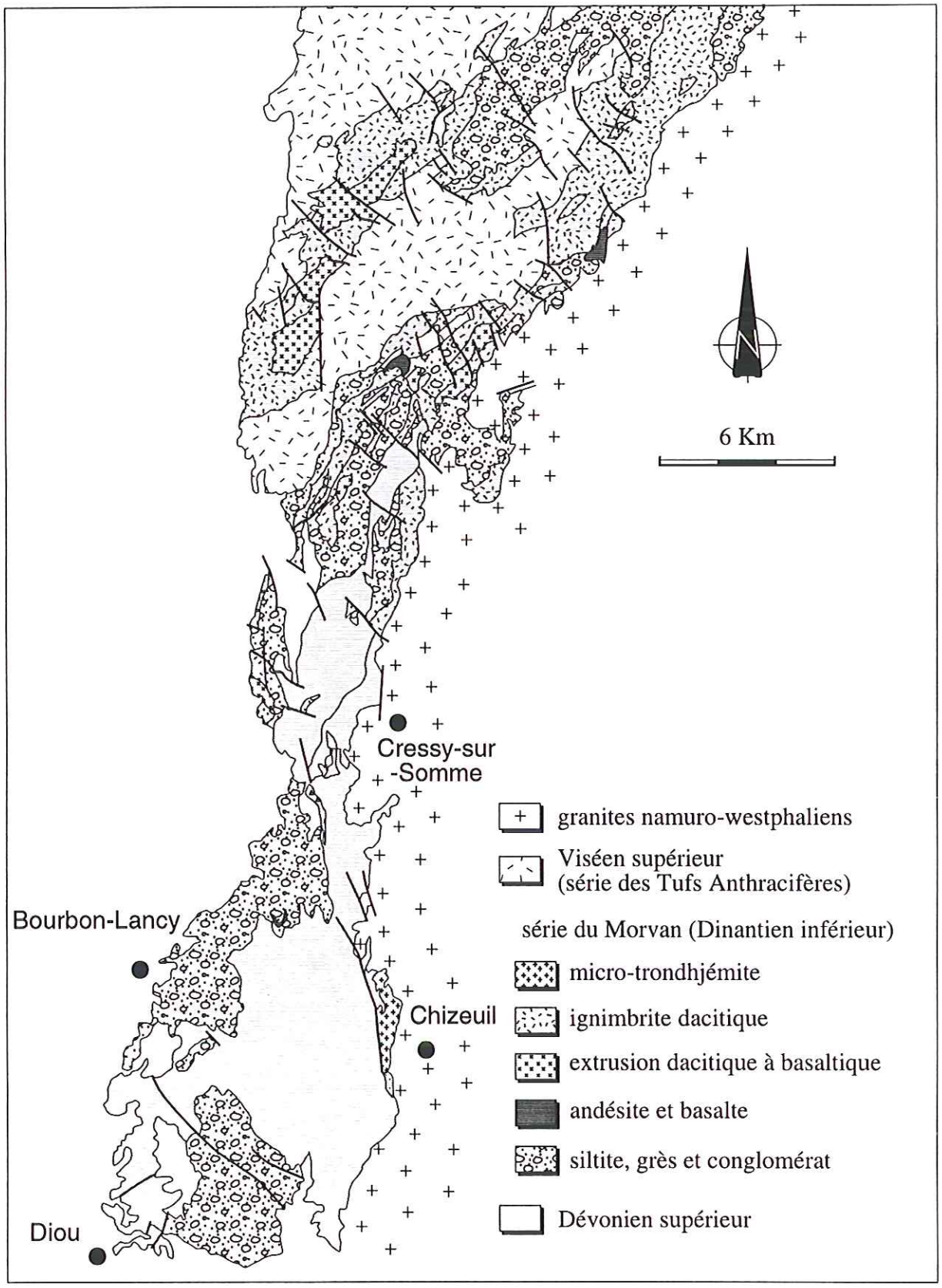


Fig. II. 17 - Carte géologique simplifiée des terrains d'âge Dinantien inférieur du Morvan (d'après Delfour, 1989)

les limites exactes des différents étages. Néanmoins, on considère que le Tournaisien débute à l'apparition des premiers niveaux de grès ou de conglomérats (Delfour, 1989). Cependant, des faunes et des flores qui avaient été datées du Tournaisien par Julien, en 1896 et Michel-Levy, en 1908, on été attribuées plus récemment au Viséen inférieur (Guffroy, 1957), dans un premier temps, puis, à nouveau au Tournaisien (Corsin et Guffroy, 1969). Un âge Tournaisien pour ces niveaux de grès et de conglomérats semble donc prévaloir.

La séquence sédimentaire du Tournaisien-Viséen inférieur est divisée en deux unités (Delfour, 1989). L'unité inférieure, de 300 à 800 mètres d'épaisseur, se compose de grès, de conglomérats et de siltites d'origine essentiellement terrigène. L'unité supérieure, épaisse de 300 mètres, présente les mêmes faciès, auxquels s'ajoutent des conglomérats à galets de volcanites, des tufs remaniés et des siltites tufacées.

L'activité volcanique, réduite dans un premier temps, s'intensifie au Viséen inférieur. Elle se manifeste par des épanchements dacitiques et rhyodacitiques et des laves et extrusions andésitiques et dacitiques, séparés par des conglomérats à éléments volcaniques, des tufs et des siltites (Delfour, 1989) (Fig. II.17). Cette alternance de formations d'origine volcanique et sédimentaire se poursuit jusqu'au Viséen moyen, daté, dans la partie nord du faisceau du Morvan, par des calcaires fossilifères.

B.3.5. Les bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon

Les bassins de Ferrières-sur-Sichon et de l'Ardoisière affleurent au nord de la Montagne Bourbonnaise, au sud-est de Vichy (Fig. II.18). Ils constituent un lambeau de formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires, scindé en deux par la faille du Limouzat-Pierre Encize (Van Tiet *et al.*, 1978; Dadet *et al.*, 1979; Dadet *et al.*, 1980; Binon, 1988) (Fig. II.19).

La formation la mieux représentée dans ces bassins est d'origine détritique. Il s'agit d'une alternance centimétrique à décimétrique de silts et de grès, donnant une allure de flysch à l'ensemble (Fig. II.20.A). Une importante formation conglomératique affleure également. Elle est localisée dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon (Fig. II.19). Ce sont des poudingues, à éléments de tailles très variables, pouvant aller jusqu'à dix centimètres, constitués de quartzite, cherts, lydiennes à fantômes de radiolaires, grès, roches volcaniques et calcaires souvent dissous (Fig. II.20.B). La matrice est très riche en quartz. Quelques bancs gréseux, remaniant le même type d'éléments (Fig. II.20.C), s'intercalent dans ces conglomérats. Des niveaux de cherts et de lydiennes à radiolaires ont également été décrits (Binon, 1988). A Ferrières-sur-Sichon, des calcaires ont été exploités et ils sont encore observables au niveau des anciennes carrières. Ce sont des calcaires gris clair avec des lits plus sombres (Fig. II.20.D), dans

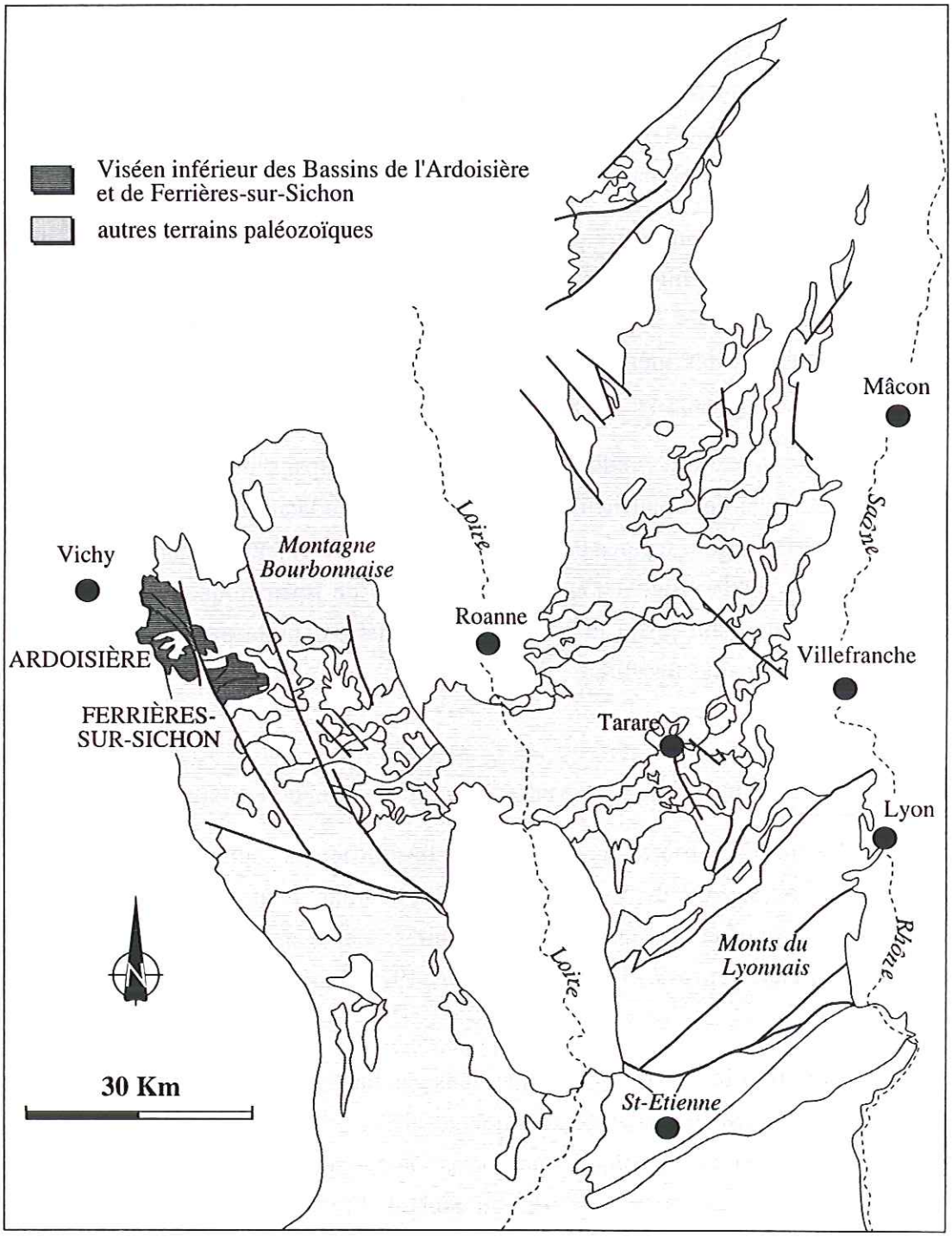


Fig. II.18 - Localisation des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon dans le faisceau de la Loire

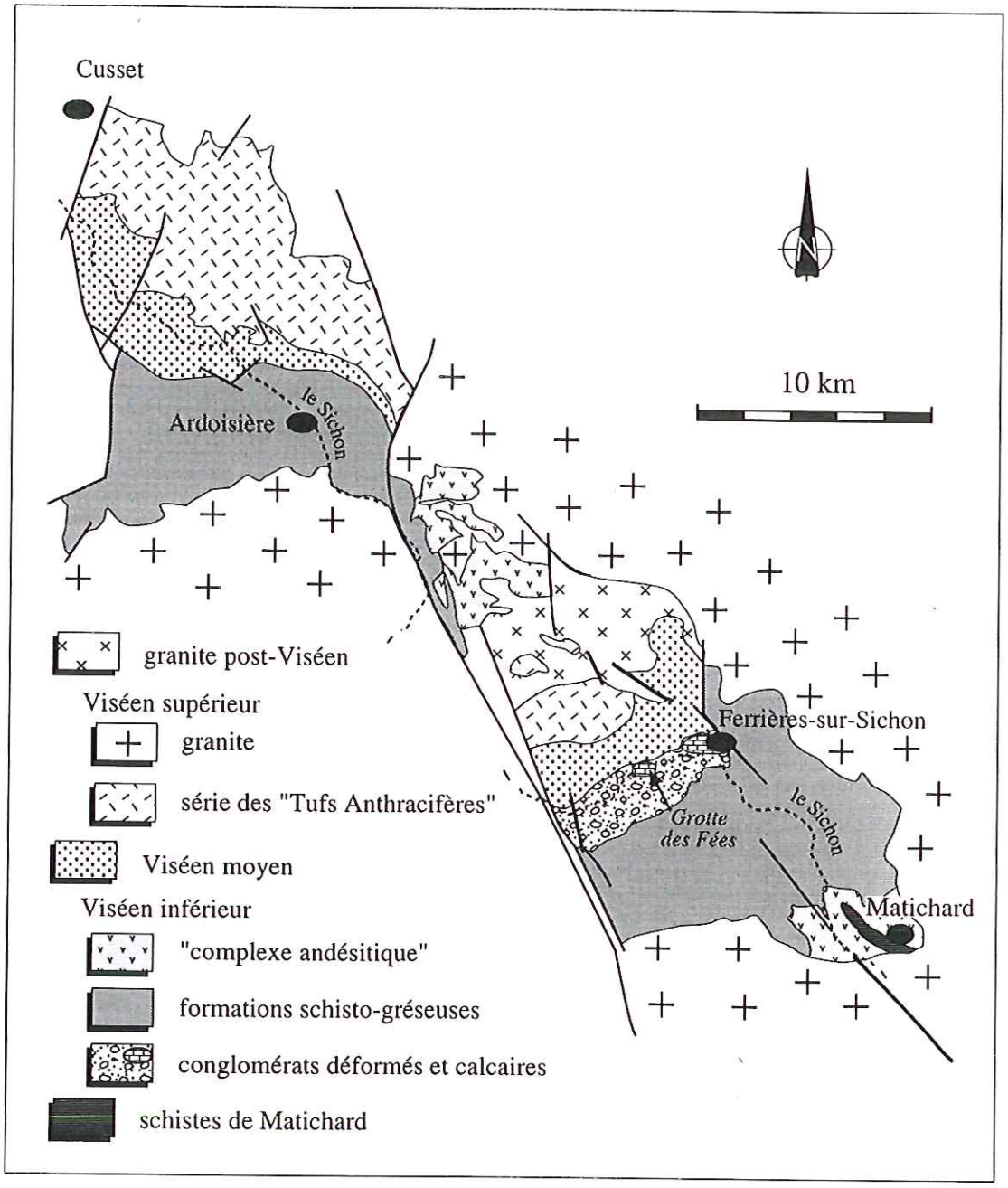
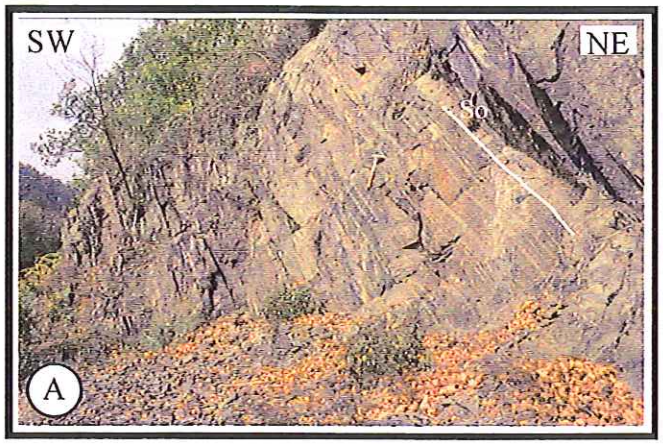
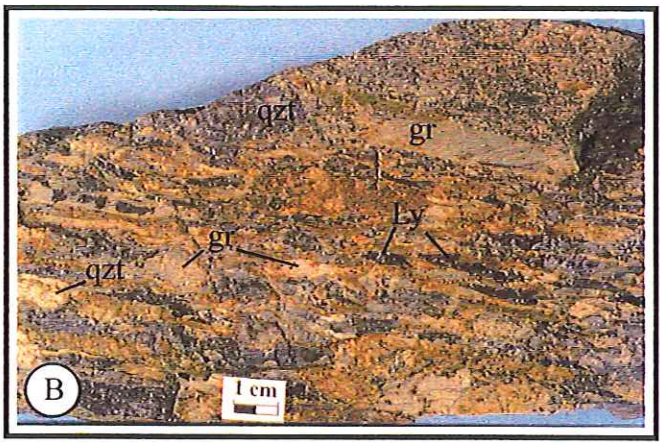


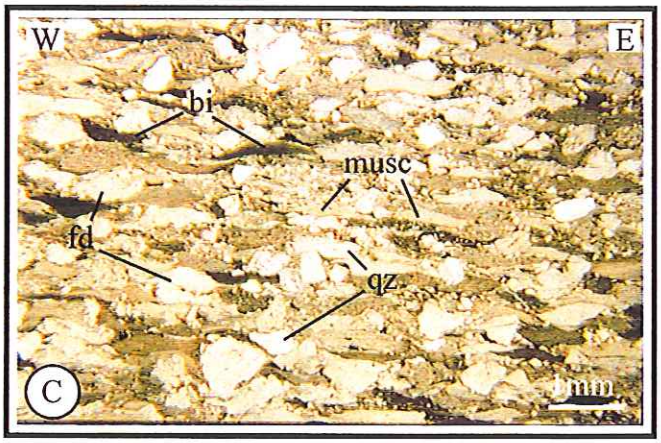
Fig. II.19 - Carte géologique simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon (d'après Binon, 1988)



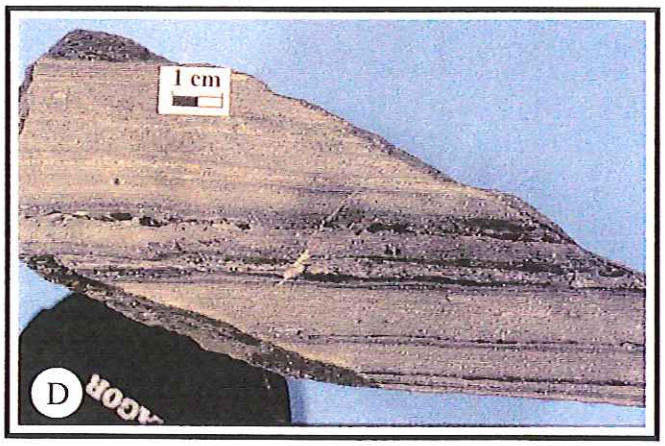
Affleurement de la série silto-gréseuse au niveau du bassin de l'Ardoisière. La So est nettement visible.



Echantillon de poudingue déformé à galets de quartzite (qzt), lydienne (Ly) et grès (gr), provenant du Bassin de Ferrières-sur-Sichon.



Aspect microscopique des niveaux de grès, intercallés dans les poudingues. qz : quartz ; fd : feldspath ; musc : muscovite ; bi : biotite.



Echantillon de calcaire gris et lité, provenant de Ferrières-sur-Sichon.

Fig. II.20 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations détritiques et carbonatées du Viséen inférieur des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon

lesquels on peut trouver quelques entroques et des cherts boudinés. On retrouve des calcaires identiques, mais plus riches en fossiles, à l'ouest de Ferrières, la "Grotte des Fées" y est creusée. L'existence de ce type de sédimentation dans un contexte purement détritique et l'absence de continuité latérale de ces calcaires suggère que l'on peut avoir affaire à des olistolithes. Cette hypothèse est confirmée par l'existence de brèches monogéniques, décrites par Di Nota (*in* Binon, 1988)

Une faune a été extraite des calcaires de la "Grotte des Fées" mais aucune datation précise n'a pu être réalisée. Cependant, un foraminifère viséen a quand même été identifié (Mamet *in* Binon, 1988). Un âge Viséen inférieur est proposé pour ces calcaires, qui sont surmontés par des niveaux conglomératiques discordants, attribué, eux, au Viséen moyen (Murchinson *in* Binon, 1988).

En 1988, Binon décrit, sous les formations détritiques et carbonatées que nous venons de voir, des "séries de base", constituées par les schistes de Matichard et par des volcanites basiques qu'il associe au "complexe andésitique" des anciens auteurs (Jung *et al.*, 1939; Echavarri, 1966; Di Nota, 1970). Il leur attribue, sans grande conviction, un âge Dévonien supérieur. Or, nous avons vu qu'au sud de la Montagne Bourbonnaise, dans la région de Roanne, et dans la région de Tarare, des tufs et des laves de même type existent et sont associés aux sédiments du Viséen inférieur. Il semble donc logique d'inclure, dans l'étage Viséen inférieur, les formations du complexe andésitique des bassins de Ferrières-sur-Sichon et de l'Ardoisière.

Le complexe andésitique est un ensemble de formations volcaniques, volcano-détritiques et calcareuses, présent à la fois dans le bassin de l'Ardoisière (complexe d'Arrones) et dans celui de Ferrières-sur-Sichon (Fig. II.19). Il s'agit essentiellement de tufs lités à amphiboles, associés à des tufs hétérogènes à fragments de lave et porphyroclastes et des laves andésitiques et basaltiques, parfois spilitiques. Ce volcanisme est de type calco-alcalin (Binon, 1988), comme ceux des séries de l'Aix, de la Gresle et du Gouget. Il alterne par endroit avec des niveaux de carbonates cornéifiés, de lydienne ou de quartzite.

Les calcaires, les conglomérats et une partie des tufs lités et formations calcareuses du complexe andésitique du bassin de Ferrières-sur-Sichon sont affectés par une déformation ductile, qui se traduit par la présence de faciès mylonitiques, montrant parfois, un microplissement isoclinal (Binon, 1988). Les formations silto-gréseuses, elles, sont schistosées et plissées. Il semble donc que les formations viséen inférieur du nord de la Montagne Bourbonnaise aient connu un épisode tectonique relativement important. Cet aspect sera traité plus en détail dans le chapitre III de ce mémoire.

Un métamorphisme de contact, liée à la mise en place des granites viséen supérieur du

Mayet-de-Montagne et des Bois-Noirs, affecte en partie ces bassins. Il donne lieu à une cornéification des laves et des formations carbonatées du complexe andésitique, à la formation de schistes tachetés au sein de la formation silto-gréseuse et à la recristallisation de gros cristaux de calcite dans les calcaires de Ferrières (Binon, 1988).

B.4. Les séries anté-Viséen Inférieur

B.4.1. L'unité Brévenne-Violay-Beaujolais

L'unité Brévenne-Violay-Beaujolais est un ensemble de roches volcaniques, plutoniques et volcano-sédimentaires qui affleurent dans la partie méridionale du NE du Massif Central, à l'ouest de la vallée de la Saône, entre Vaux-en-Beaujolais, au nord, Chazelle-sur-Lyon, au sud et Feurs à l'ouest (Fig. II.21).

Elle est géographiquement divisée en trois domaines (Fig. II. 21). La série de la Brévenne, à dominante volcanique, limitée au sud-est par le complexe gneissique des Monts du Lyonnais. Le groupe de Violay, à dominante volcano-sédimentaire, qui prolonge vers le nord-ouest la série de la Brévenne, jusqu'au grabben tertiaire de la Loire. La série du Beaujolais, qui est le prolongement nord de la série de la Brévenne et qui disparaît sous les sédiments du Viséen moyen et sous la série Viséen supérieur des Tufs Anthracifères.

a) La série de la Brévenne

La série de la Brévenne affleure à l'Ouest de Lyon (Fig. II.22). Elle consiste en un ensemble de roches volcaniques acides et basiques de type spilite-kératophyre (Peterlongo, 1960; Durand, 1981), associées à quelques formations sédimentaires (Fig. II.23).

Le volcanisme basique s'exprime par la présence de **basalte**, de **dolérite** et de **microgabbro** (Delfour *et al.*, 1989) (Fig. II.23) qu'il est difficile de différencier sur le terrain, hormis les basaltes à débit en coussin que l'on peut observer à l'Arbresle et le long de la D 596 en direction de Pont Dorieux (Fig. II.24.A), à cause des effets combinés de l'altération hydrothermale, de la tectonique et du métamorphisme. Dans l'ensemble, ces roches de couleur vert sombre à noire sont constituées essentiellement de plagioclase et d'amphibole, associés à la chlorite, l'épidote, la biotite et le quartz en proportions très variables (Fig.II.24.B). Le plagioclase est sodique, c'est de l'albite ou de l'oligoclase. L'amphibole a une composition variable. En effet, au sud-est, au contact avec les gneiss des Monts du Lyonnais, on peut observer des amphiboles zonées, avec un coeur d'actinote et une bordure de hornblende. Ces amphiboles sont interprétées comme d'anciens phénocristaux de pyroxènes rétromorphosés en

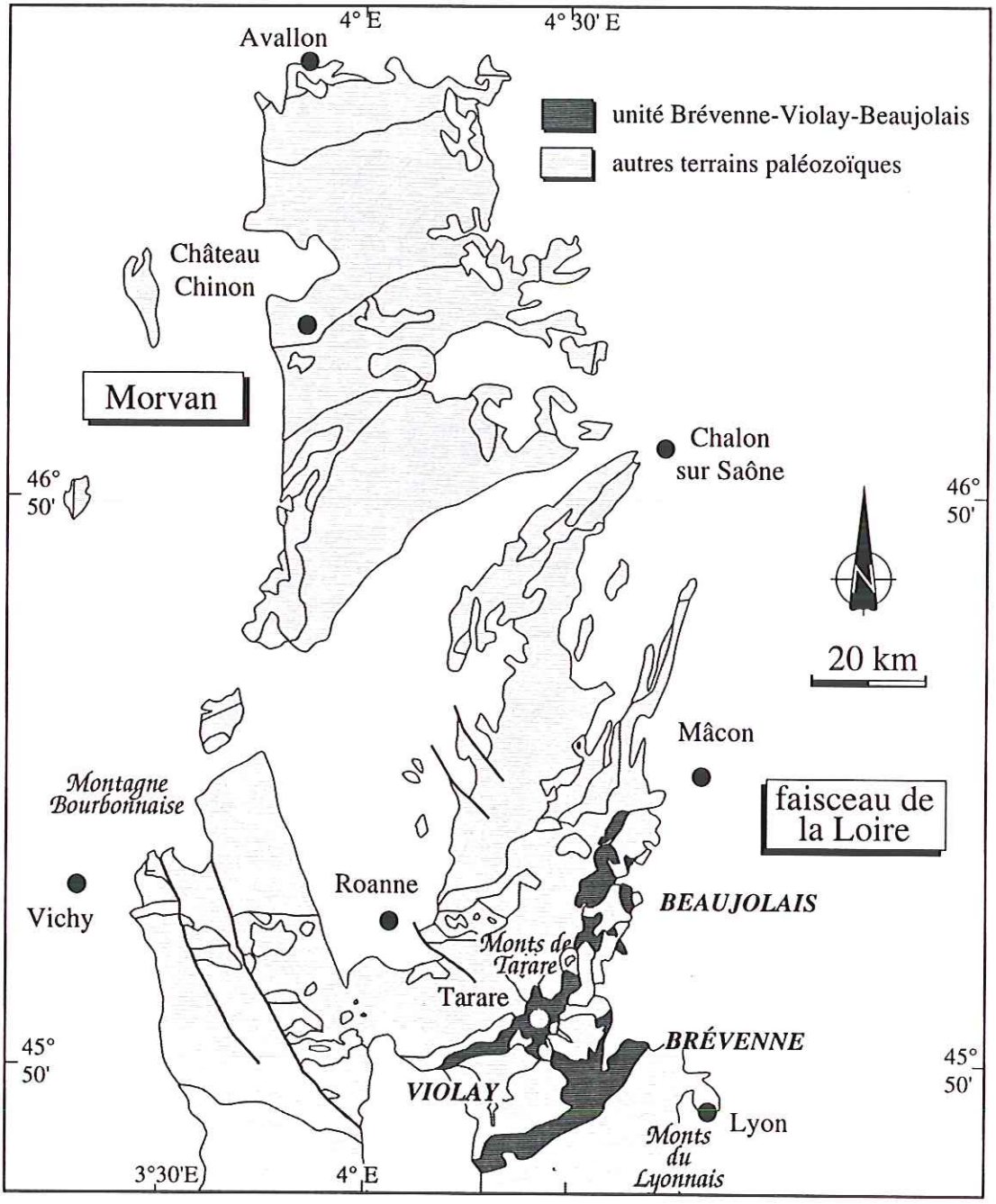


Fig. II.21 - Localisation de l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais dans le NE du Massif Central

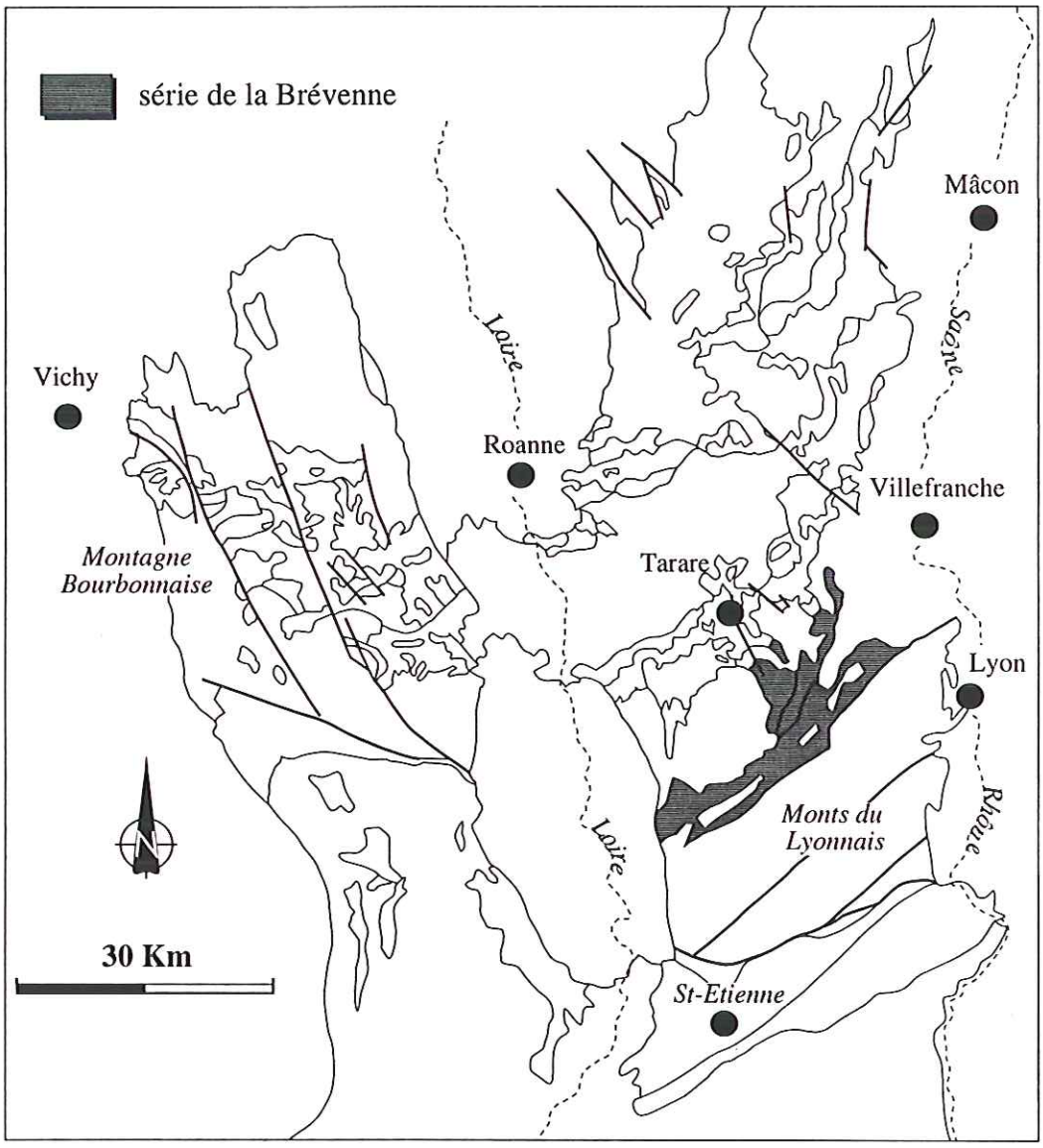


Fig. II.22 - Localisation de la série de la Brévenne dans le faisceau de la Loire

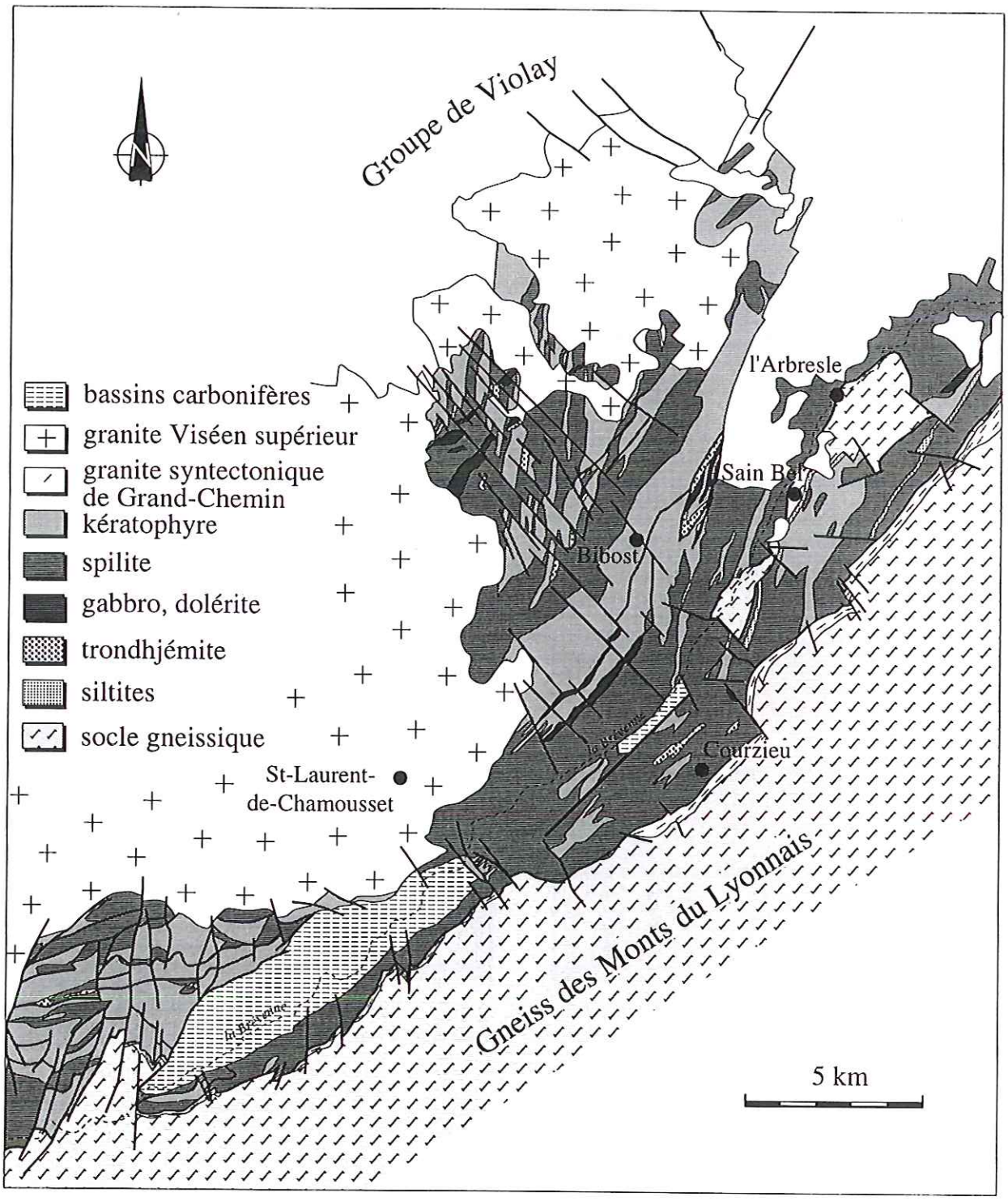
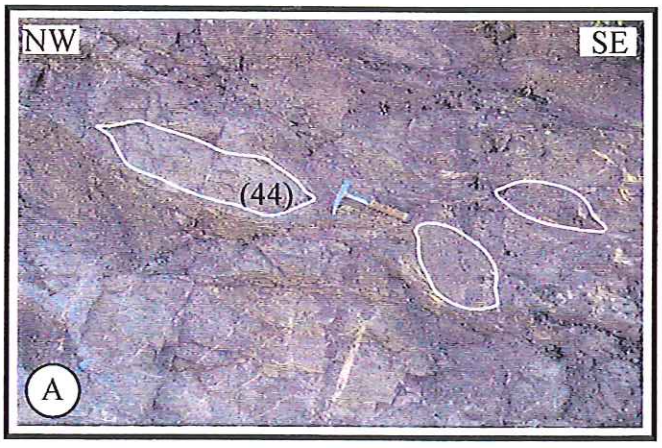
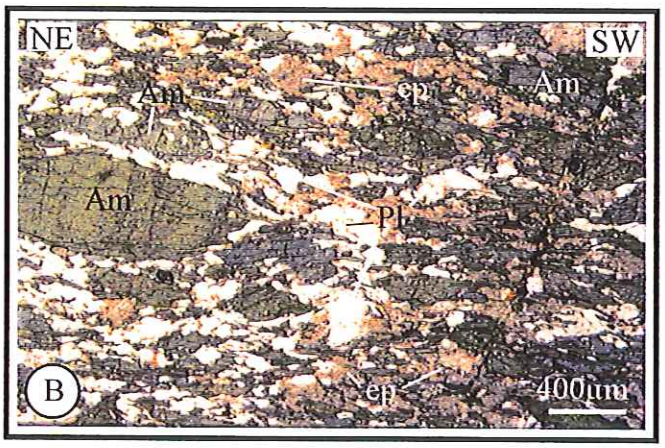


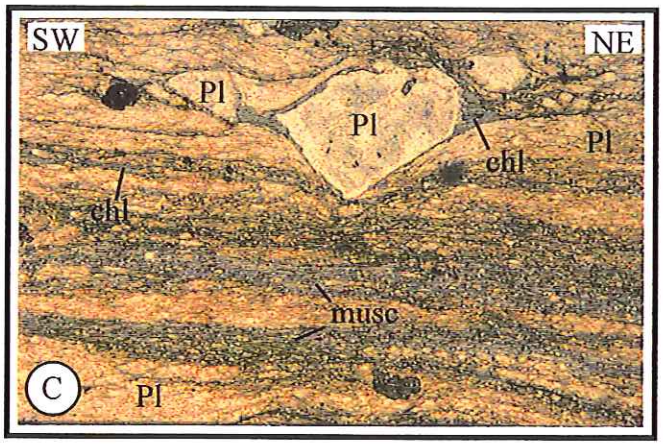
Fig. II.23 - Carte géologique simplifiée de la série de la Brévenne (d'après les cartes géologiques de la France au 1/50 000 ème de Tarare et St-Symphorien-sur-Coise)



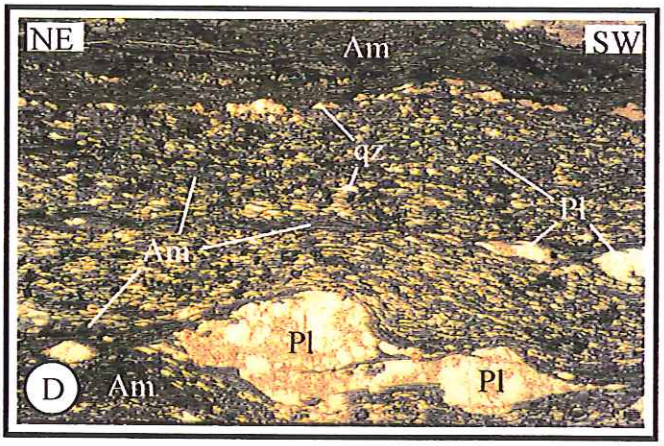
Affleurement de Pillow-lavas déformés, à l'Arbresle.



Aspect microscopique des méta-basaltes de la série de la Brévenne. Am : amphibole ; Pl : plagioclase ; ep : épidote.



Aspect microscopique des méta-kératophyres de la série de la Brévenne. Pl : plagioclase ; chl : chlorite ; musc : muscovite.



Aspect microscopique des méta-siltites de la série de la Brévenne. Pl : plagioclase ; qz : quartz ; Am : amphibole.

Fig. II.24 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations volcaniques et détritiques de la série de la Brévenne

actinote puis rééquilibrés en hornblende sous l'effet d'un gradient thermique croissant (Delfour *et al.*, 1989). Par contre, au nord-ouest, au contact avec le groupe de Violay, l'actinote domine.

Le volcanisme acide est représenté par des **kératophyres** (soda-dacites à soda-rhyolites) métamorphisés (Delfour *et al.*, 1989) (Fig. II.23). Ce sont des roches beiges, rosées ou verdâtres qui présentent souvent un rubanement d'origine tectonique. Elles sont composées de phénocristaux de plagioclase noyés dans une matrice très fine quartzo-feldspathique, à biotite plus ou moins chloritisée, chlorite et muscovite (Fig. II.24.C). Quelques affleurements de trondhjémite ont également été décrits.

Les formations sédimentaires sont peu abondantes dans la série de la Brévenne. Ce sont des **métasiltites** (Fig. II.23), à clastes de feldspath et de quartz de tailles très variables (certains dépassent le centimètre) pris dans une matrice à amphibole (hornblende) et feldspath (Fig.II.24.D).

b) Le groupe de Violay

Par souci de simplification, il a été regroupé sous cette dénomination le groupe de Violay au sens strict, l'unité de Ronzière et l'unité de Valsonne décrits dans les cartes géologiques au 1/50000ème de Tarare (Delfour *et al.*, 1989), Feurs (Gagny *et al.*, 1989) et Amplepuis (Sider *et al.*, 1988).

Le groupe de Violay prolonge vers l'ouest la série de la Brévenne (Fig. II.25). C'est un ensemble où les formations d'origine volcano-sédimentaire dominent sur les termes volcaniques et sédimentaires (Fig. II.26).

Les termes basiques les plus abondants sont des **tufs andésito-dacitiques à basaltiques** métamorphisés, plus ou moins remaniés, associés à quelques laves (Delfour *et al.*, 1989) (Fig. II.26). Ce sont des roches tendres, verdâtres, qui affleurent assez mal. Microscopiquement, elles sont constituées de phénocristaux de plagioclase ou d'amphibole, englobés dans une matrice à amphibole, chlorite et épidote (Fig. II.27 A et B).

Associé à ces formations volcano-sédimentaires, on peut observer quelques petits massifs de **dolérite** ou de **gabbro**. L'affleurement le plus important est situé au sommet du Mont du Crépier (Fig. II.26), il montre une roche grenue, peu déformée, composée de phénoclastes de hornblende magnésienne, de plagioclase entièrement albitisé et plus ou moins séricitisé (Fig. II.27.C). Localement, les cristaux de hornblende contiennent des cœurs de clinopyroxènes reliques (augite) et le plagioclase présente encore une composition proche du plagioclase initial (andésine à labrador) (Delfour *et al.*, 1989).

Les termes acides consistent en des dacites porphyriques, des trondhjémites et des

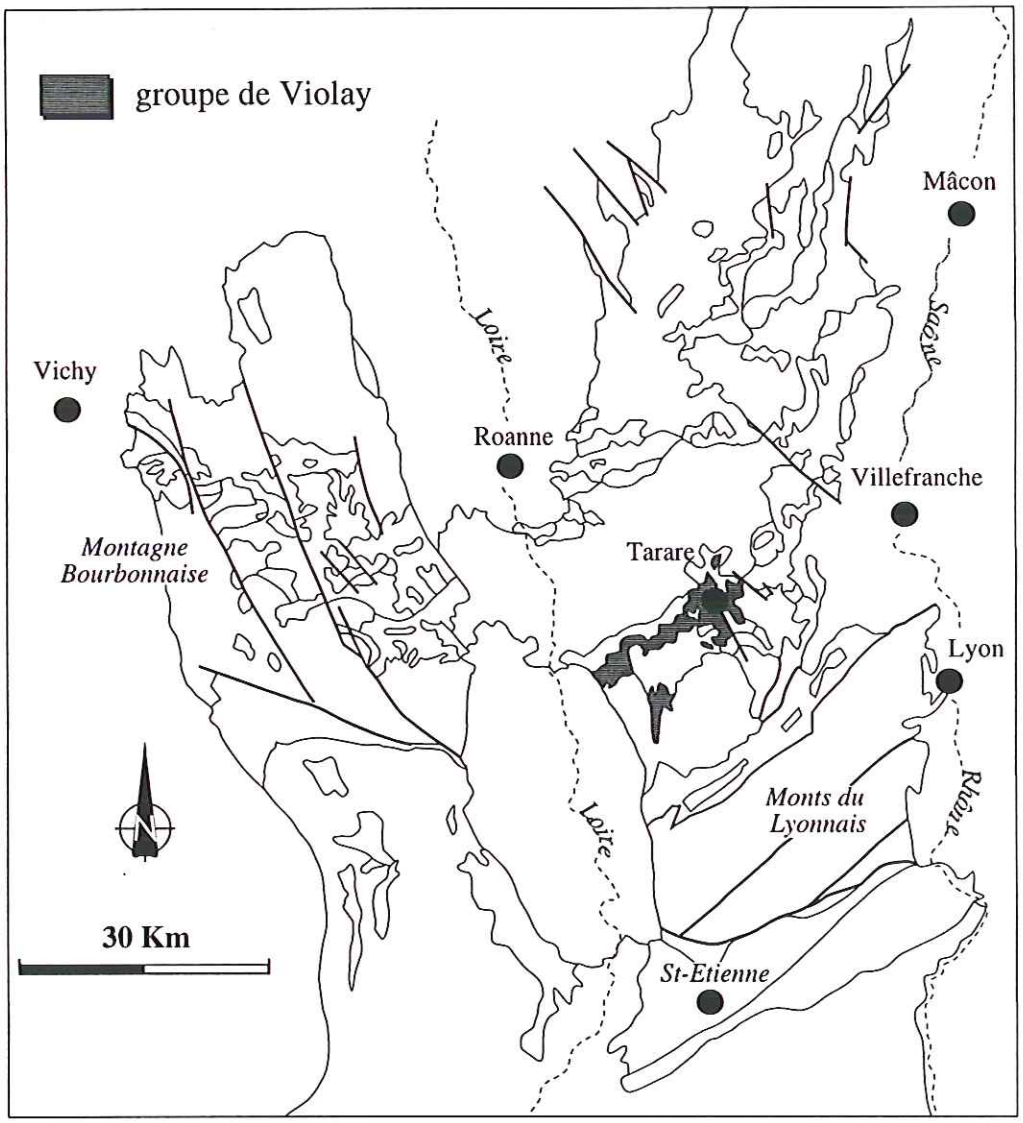


Fig. II. 25 - Localisation du groupe de Violay dans le faisceau de la Loire

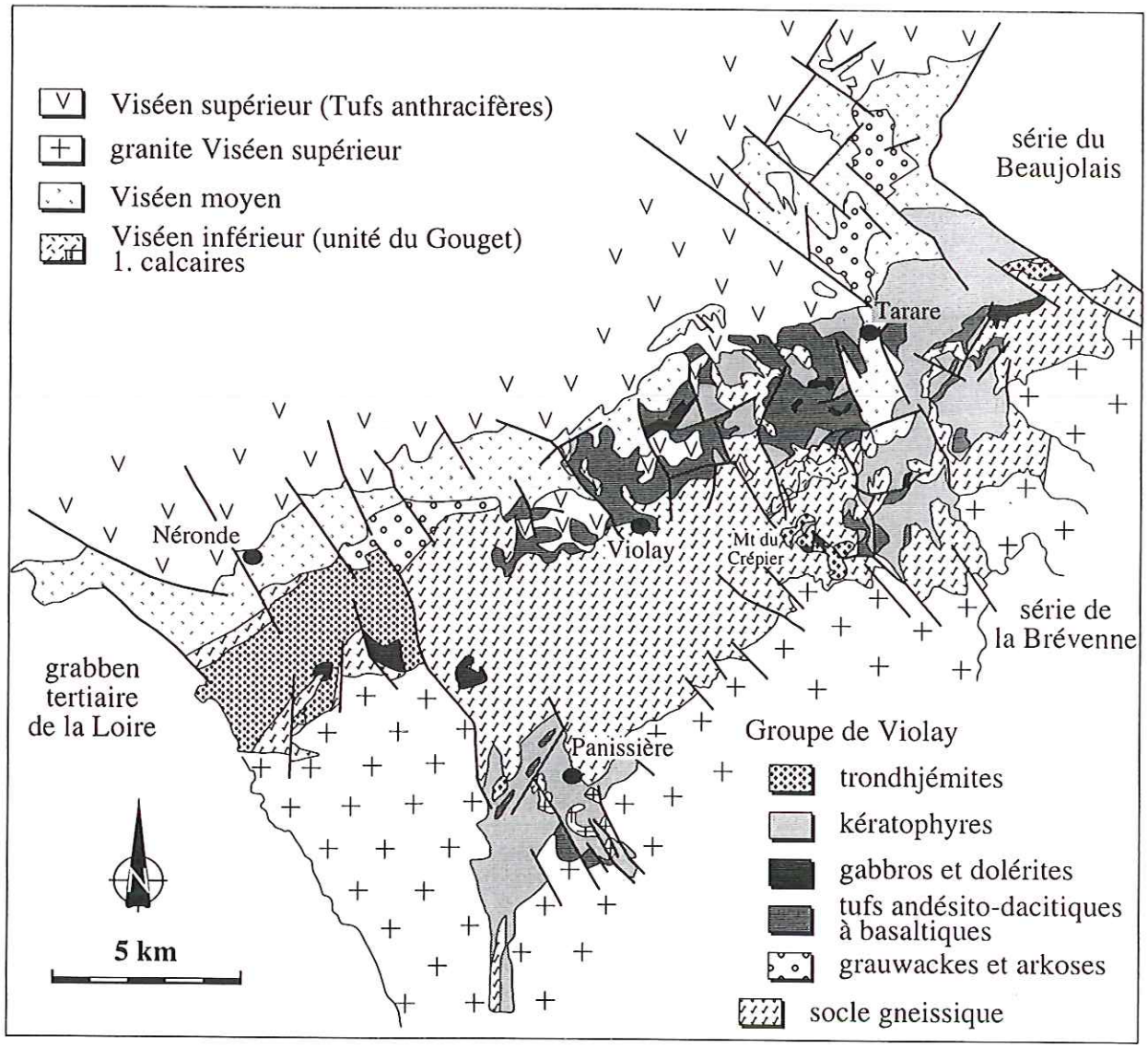
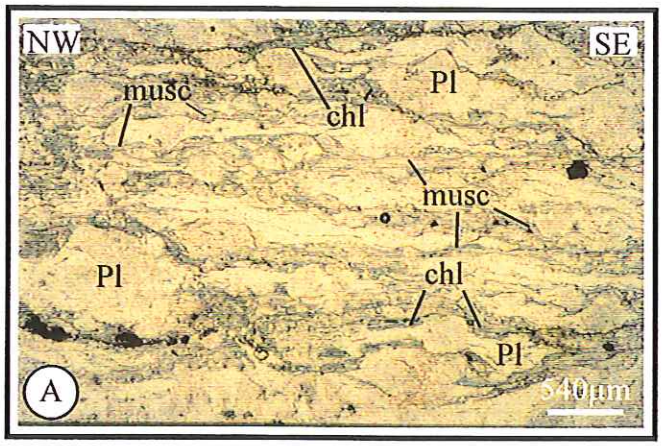
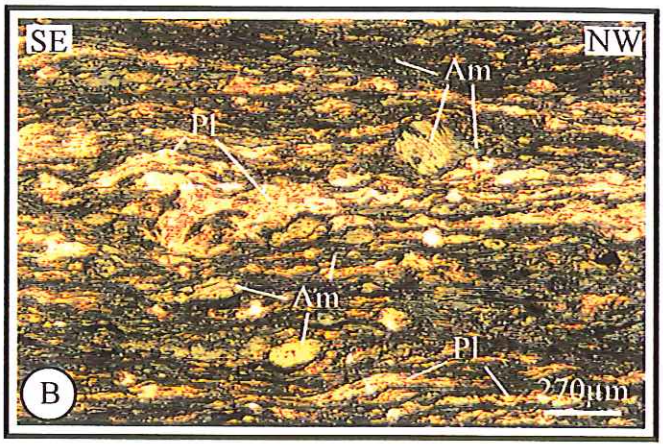


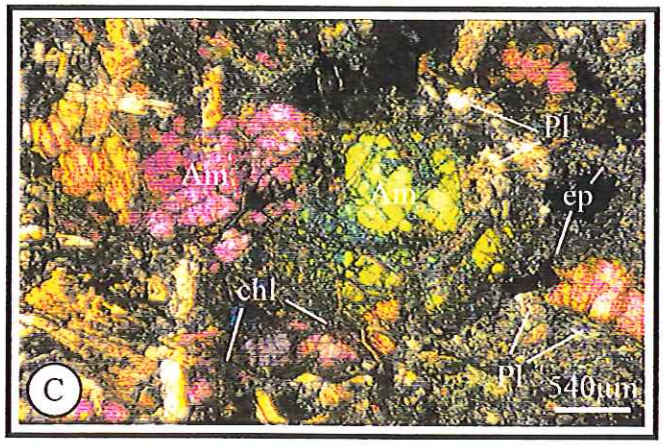
Fig. II.26 - Carte géologique simplifiée du groupe de Violay



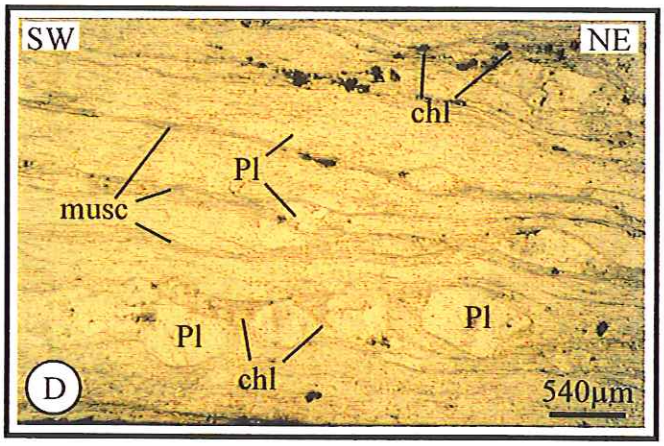
Tuf andésito-dacitique déformé et métamorphisé. Pl : plagioclase ; am : amphibole ; chl : chlorite.



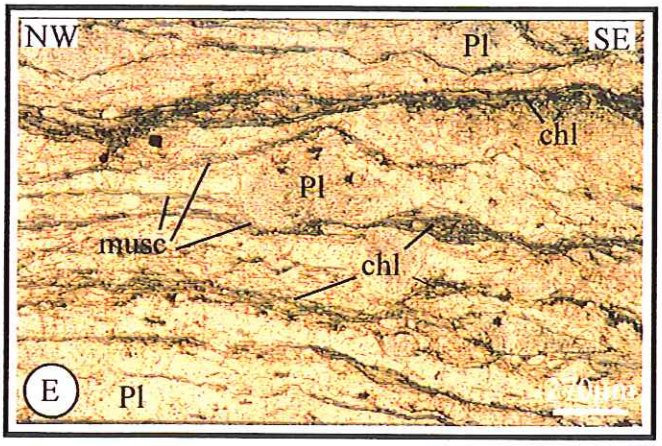
Métatuf basaltique. Am : amphibole ; Pl : plagioclase.



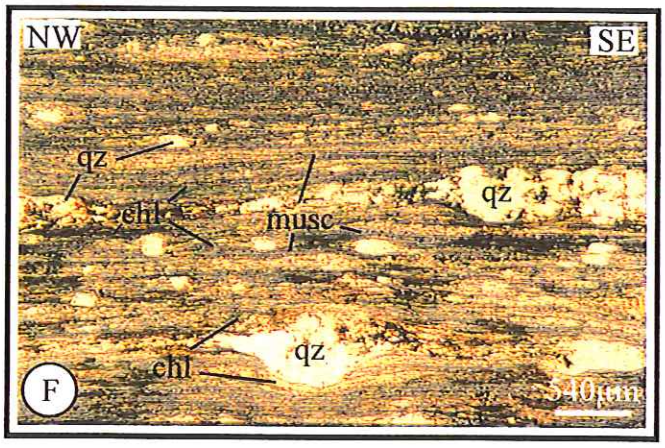
Dolérite du Mt du Crépier. Pl : plagioclase ; Am : amphibole ; chl : chlorite ; ep : épidote. Lumière polarisée.



Kératophyre mylonitique du groupe de Violay. Le rubanement est très net. Pl : plagioclase ; chl : chlorite ; musc : muscovite.



Trondhjémite légèrement déformée et métamorphisée. Pl : plagioclase ; chl : chlorite ; musc : muscovite.



Mylonite de grauwacke. qz : quartz ; musc : muscovite ; chl : chlorite.

Fig. II.27 - Aspects microscopiques des formations volcaniques, plutoniques et volcano-sédimentaires du groupe de Violay

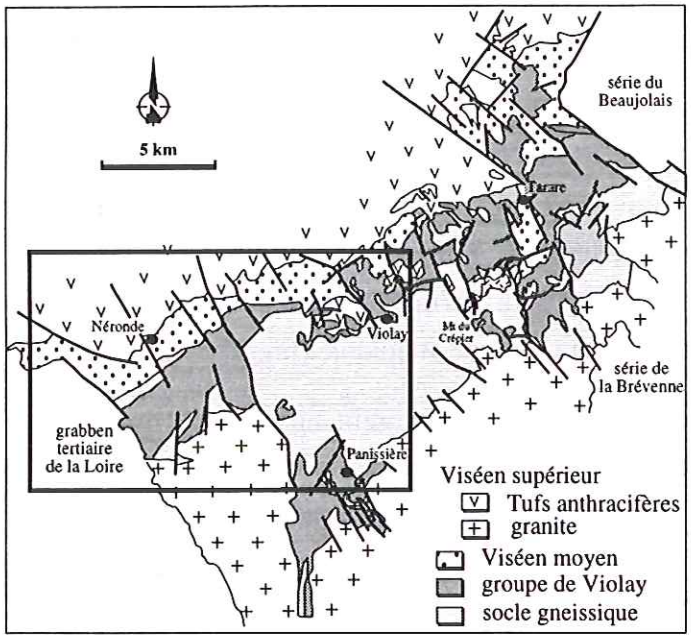
microtrondhjémites métamorphisées (Delfour *et al.*, 1989), affleurant essentiellement dans la partie est de la série (Fig. II.26).

Les **dacites porphyriques** sont des roches massives, équivalentes aux kératophyres de la série de la Brévenne et qui affleurent bien (Fig. II.26). Verdâtres ou beige-rosé, elles présentent souvent un rubanement d'origine tectonique. Microscopiquement, on observe des phénoclastes de feldspath (oligoclase) plurimilimétriques dans une matrice quartzo-feldspathique fine à biotite chloritisée, chlorite, muscovite et épidote (Fig. II.27.D).

Les **trondhjémites et microtrondhjémites** affleurent en massifs de tailles très variables allant de quelques mètres à une dizaine de kilomètres (massif de Chindo) (Fig. II.26). Elles se composent de phénocristaux millimétriques à plurimilimétriques de plagioclases (albite-oligoclase) dans une matrice grenue à plagioclase, quartz, biotite plus ou moins chloritisée, chlorite, muscovite et épidote (Fig. II.27.E).

Au nord de Tarare (Fig. II.26), affleurent des **grauwackes** remaniant les gneiss du socle et des roches volcaniques et plutoniques acides (Sider *et al.*, 1988). Ce sont des roches à granulométrie variée, avec des clastes de taille inférieure à 5 millimètres. Microscopiquement, elles se composent de grains de quartz plus ou moins arrondis, dans une matrice très riches en muscovite et à biotite (Fig. II.27.F). Intercalés dans ces grauwackes, on trouve quelques niveaux de laves basiques ainsi que des sills et des dykes de kératophyre.

Dans la partie septentrionale du groupe de Violay, au nord-ouest de Bussière, au niveau de la colline de Crêt Biquet (Fig. II.28), affleurent des formations montrant un litage sédimentaire (Fig. II.29.A) mais composées essentiellement de minéraux magmatiques. Ce sont des roches massives, à patine verdâtre, montrant une stratification marquée par des granoclassements (Fig. II.29.B). Au microscope, on observe des phénocristaux de quelques millimètres de pyroxène, déstabilisés en amphibole, et de plagioclases, plus ou moins altérés, dans une matrice à amphibole, plagioclase et un peu de quartz (Fig. II.29.C). Ces sédiments, jusqu'à présent jamais décrits, proviennent sans doute du démantèlement de roches volcaniques ou plutoniques basiques. Malgré la présence quasi-générale d'une schistosité parallèle à la stratification (S_{0-1}) (Fig. II.29.A), leur origine sédimentaire est nette. Composés des minéraux constitutifs des gabbros, ces sédiments forment un **grès gabbroïque**. De tels faciès de resédimentation, syn-ophiolites, ont déjà été décrit dans d'autres unités ophiolitiques (*e.g.* Japon (Iwasaki, 1979)). Ces grauwackes sont affectés par une déformation importante et un métamorphisme de type schiste-vert marqué par la présence de chlorite, séricite et de muscovite, dans la matrice et dans les queues de recristallisations synchrones de la déformation (cf. Chap. III.).



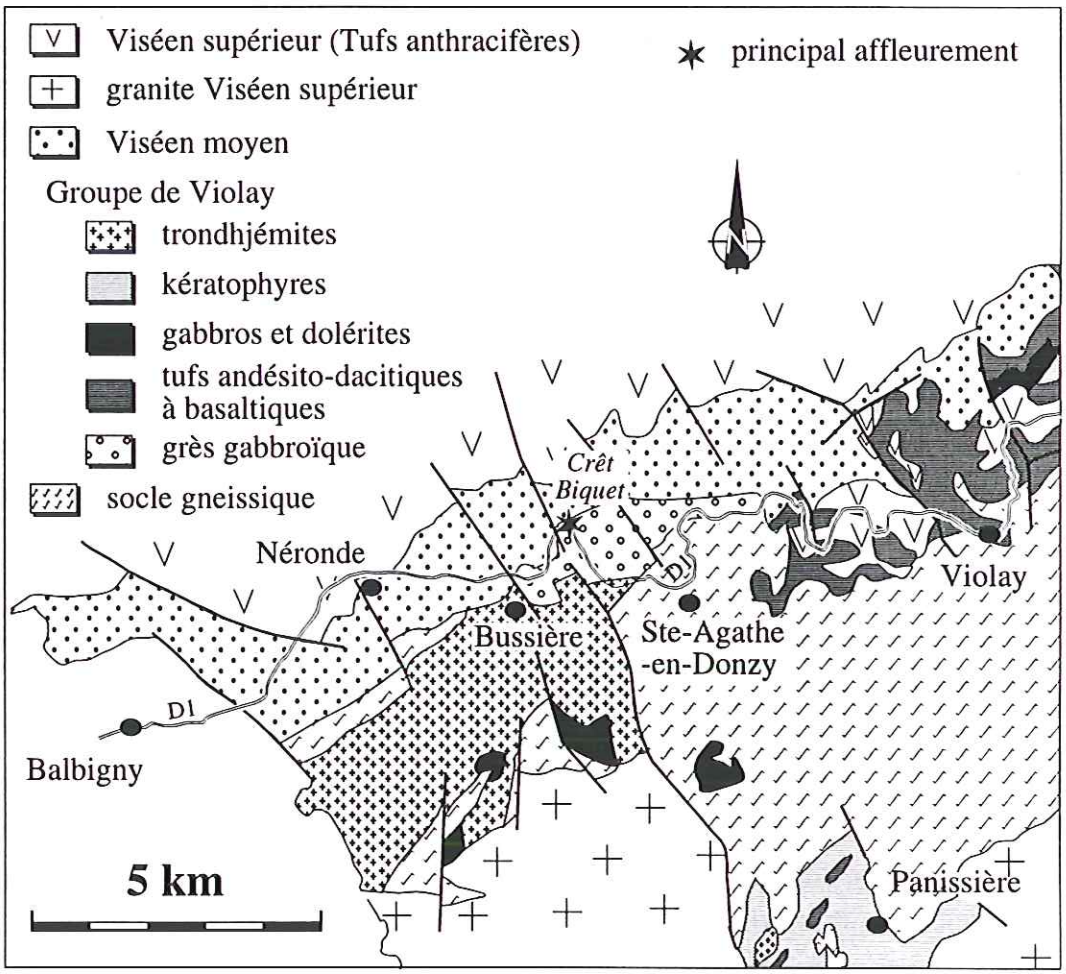
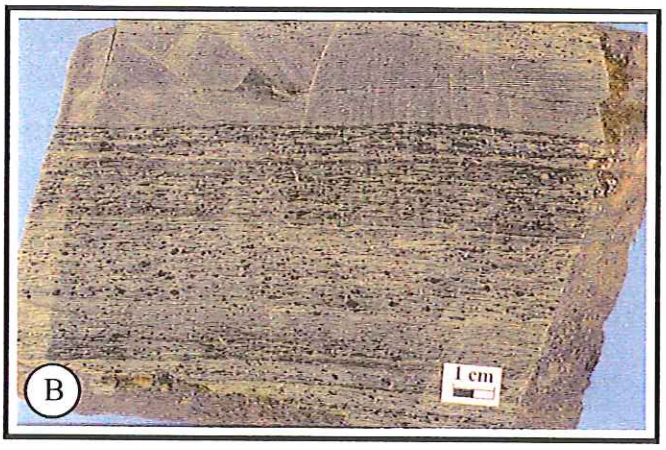
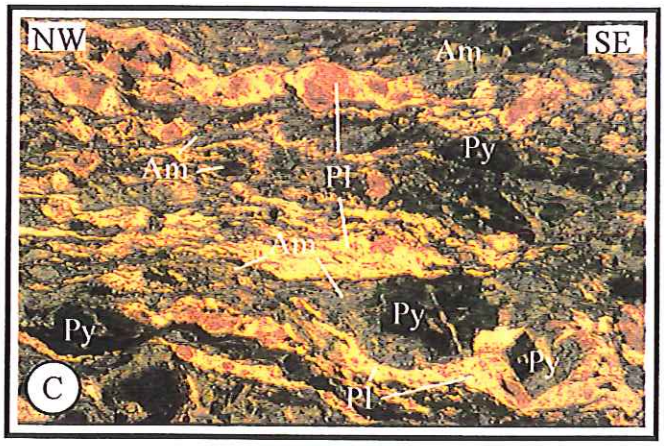


Fig. III.28 - Localisation du faciès des grès gabbroïques dans le groupe de Violay

Détail d'un affleurement de grès gabbroïque montrant la stratification (confondue avec la schistosité).



Echantillon de grès gabbroïque montrant la stratification et le granoclassement.



Aspect microscopique d'un grès gabbroïque. Py : pyroxène déstabilisé en amphibole ; Am : amphibole ; Pl : plagioclase.

Fig. II.29 - Aspects macroscopiques et microscopiques des grès gabbroïques du groupe de Violay

c) la série du Beaujolais

La série du Beaujolais est le prolongement nord de la série de la Brévenne et du groupe de Violay (Fig. II.30). Les faciès volcanique, hypovolcanique et plutonique y sont dominant par rapport aux faciès volcano-sédimentaire et sédimentaire (Fig. II.31). La limite entre le groupe de Violay et la série du Beaujolais varie suivant les auteurs, ces deux unités étant lithologiquement proches. La limite fixée ici est basée sur des considérations pratiques et géographiques.

La série du Beaujolais a été subdivisée par Sider (1985) en plusieurs unités définies par leur association lithologique et leur caractéristique géochimique et séparées par des contacts anormaux tardifs par rapport à l'histoire métamorphique qu'elles peuvent avoir enregistrée. Dans la suite de ce chapitre, cette subdivision, trop précise, ne sera pas retenue car l'étude structurale doit prendre en compte l'ensemble de l'unité. La présentation de la série est donc ici basée uniquement sur la description des différents types de faciès rencontrés.

Le faciès le mieux représenté est celui des **trondhjémites** (Fig. II.31). Il comprend notamment le massif de St-Vérand. Ce sont des roches très massives, dont il existe de nombreux affleurements. Ce sont les mêmes faciès que ceux décrits dans le groupe de Violay. Quelques diorites et diorites quartziques sont associées à ces trondhjémites.

Des **kératophyres** sont également abondants (Fig. II.31), mais ils affleurent assez mal. Ce sont des roches massives, non déformées, à cassure esquilleuse, composées de phénocristaux de plagioclase (albite), enrobés dans une matrice quartzo-feldspathique, à chlorite et épidote (Fig. II.32.A). A la base de ces volcanites, on trouve, par endroit, quelques intercalations de schistes noirs et de calcaires. Des coulées de laves (spilites) ainsi que des sills et des dykes de dolérites sont également décrits au sein de l'ensemble des kératophyres.

Le magmatisme basique se limite à quelques massifs de **gabbros** et filons de **dolérites**, regroupés sous le terme de **complexe ophiolitique** (Sider, 1985) (Fig. II.31). Les gabbros sont des cumulats à phénocristaux de plagioclase automorphes à sub-automorphes et de clinopyroxène, à olivine, amphibole brune et minéraux opaques. On les trouve essentiellement sous forme de pierres volantes. Les dolérites ont une texture très fine, à cristaux de plagioclase, actinote, chlorite, magnétite, sphène, épidote et quartz.

Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires affleurent relativement bien. Elles se subdivisent en deux ensembles principaux : un ensemble formé essentiellement de **chloritoschistes** et **séricitoschistes** et un ensemble composé d'une alternance de **grauwackes** et d'**arkoses** (Fig. II.31). Les chloritoschistes et séricitoschistes s'observent très bien au niveau du petit village de Ternand. C'est un ensemble monotone, à granulométrie fine, avec des niveaux de quartz sous forme de rubans ou de lentilles. La schistosité est très

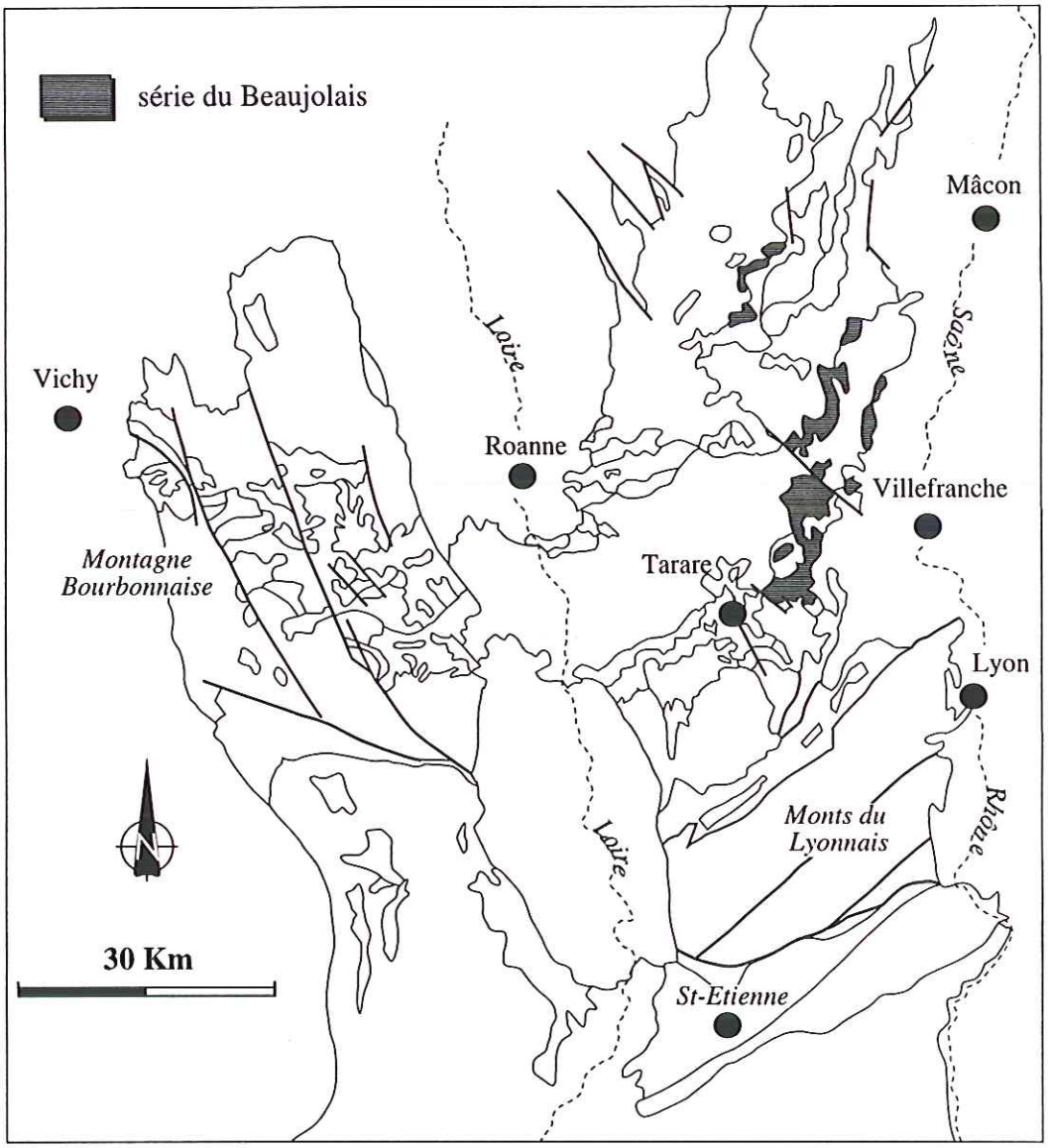


Fig.II. 30 - Localisation de la série du Beaujolais dans le faisceau de la Loire

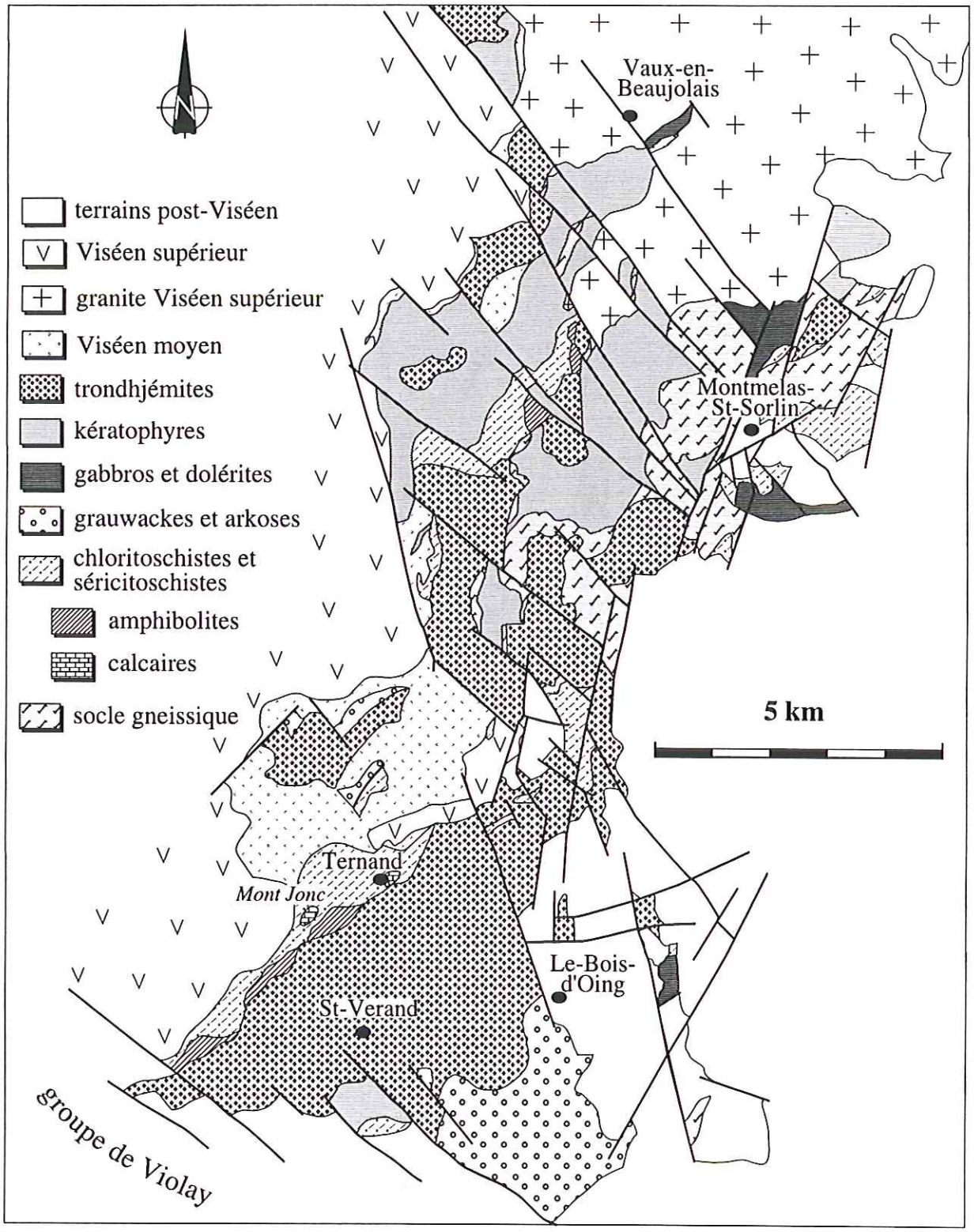
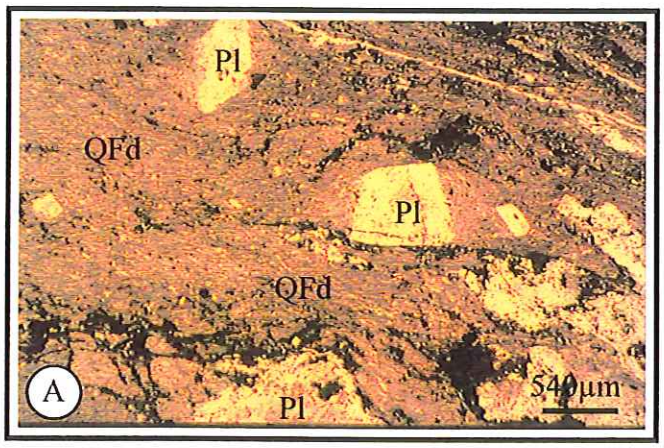
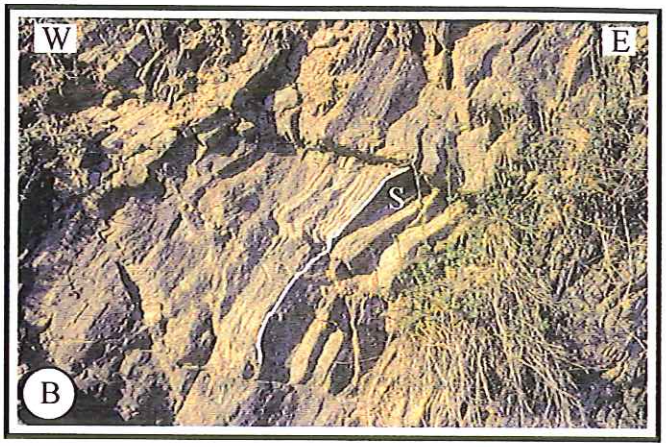


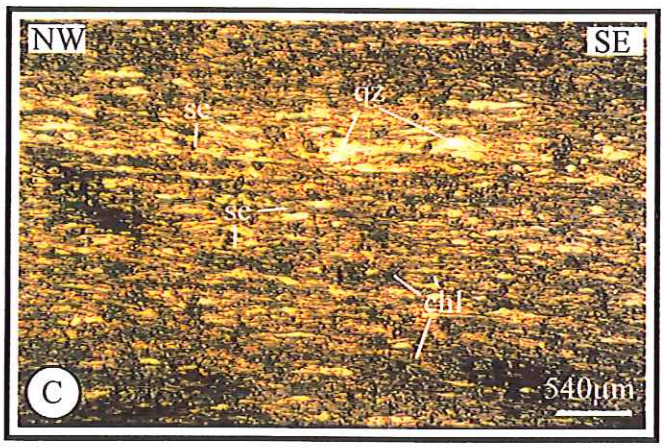
Fig. II.31 - Carte géologique simplifiée de la série du Beaujolais (d'après les cartes géologiques de la France (1/50000), feuilles Amplepuis et Beaujeu)



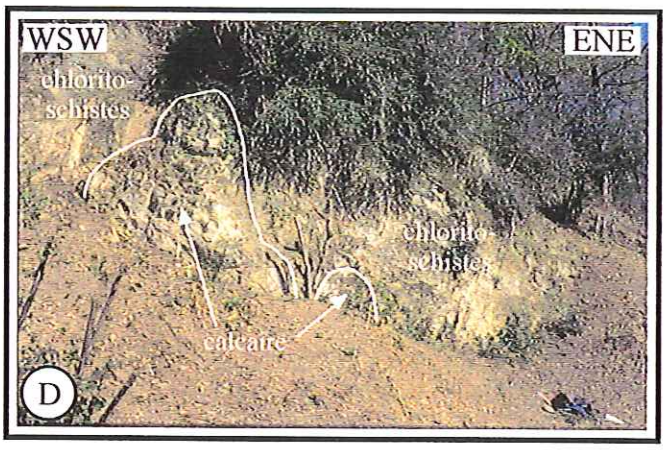
Aspect microscopique d'un kératophyre non déformé de la série du Beaujolais. Pl : plagioclase ; QFd : matrice quartzo-feldspathique.



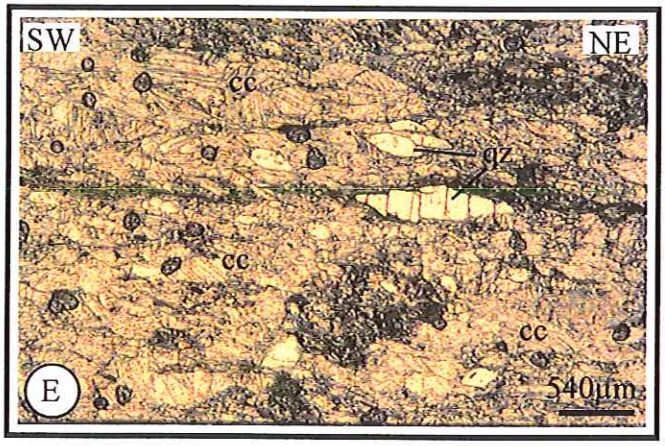
Affleurement de chloritoschistes à proximité de Ternand. La schistosité (S), pénétrative, est très bien marquée.



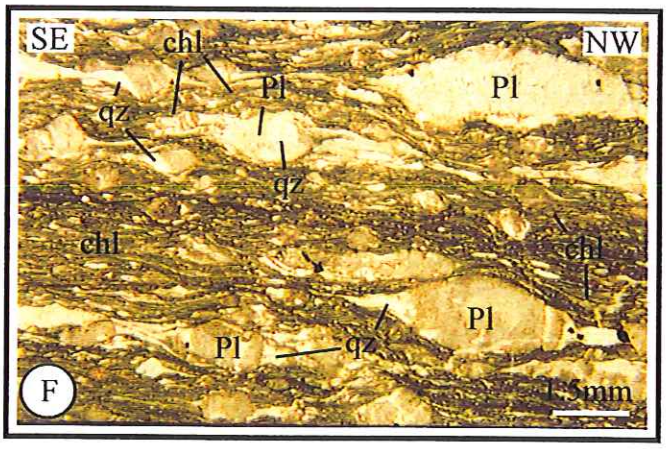
Aspect microscopique des chloritoschistes. qz : quartz ; chl : chlorite ; se : séricite.



Affleurement de calcaire dans les chloritoschistes du Mt-Jonc.



Aspect microscopique des calcaires du Mt-Jonc.
cc : calcite ; qz : quartz.



Aspect microscopique des grauwackes. qz : quartz ; Pl : plagioclase ; chl : chlorite.

Fig. II.32 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations volcaniques et sédimentaires de la série du Beaujolais

pénétrative (Fig. II.32.B). Ces schistes sont riches en chlorite et séricite auxquels s'ajoutent le quartz, l'albite, l'épidote et le grenat (Fig. II.32.C). Au sein de cette séquence schisteuse, on rencontre des niveaux de **schistes amphiboliques**. Ils montrent une paragenèse à albite, amphibole, épidote, chlorite, sphène, minéraux opaques et quartz. L'amphibole est une actinote ou une hornblende actinolitique. Ces schistes amphiboliques semblent être d'anciennes laves ou tufs basiques, métamorphisés (Sider, 1985). Des niveaux carbonatés affleurent également. Ce sont des lentilles de calcaires de tailles variables dont la plus important a été exploitée. Située au niveau du Mont Jonc (Fig. II.31), elle consiste maintenant en une petite carrière abandonnée où les calcaires ne subsistent que sur un à deux mètres d'épaisseur (Fig. II.32.D). Ce sont des calcaires gris, avec des alternances de niveaux clairs et de niveaux sombres. Plus ou moins impurs, ils contiennent des petits grains de quartz détritiques (Fig.II.32.E). Ces calcaires sont également bien visibles dans le village de Ternand, au niveau du chemin de ronde, où ils alternent avec des niveaux de calcschistes chloriteux et sériciteux.

Les arkoses et grauwackes affleurent à l'extrémité sud de la série (Fig. II.31). Cet ensemble, d'origine volcano-sédimentaire, débute par une alternance d'arkoses et de grauwackes et se poursuit par des niveaux de grauwackes de granulométrie très variée. A sa base, cette série remanie des éléments du socle gneissique (quartz, plagioclase, chlorite) (Fig. II.32.F), puis, ce sont des blocs d'origines basique et ultrabasique (serpentinite, dunite, werhlite, clinopyroxénite, hornblendite et dolérite) qui sont sédimentés dans une matrice de démantèlement de ces roches basiques (Sider, 1985).

De nombreuses études géochimiques ont été réalisées sur les métavolcanites des séries de la Brévenne et du Beaujolais, ainsi que sur les massif trondhjémitiques de Chindo et de St-Vérand. La répartition des terres rares dans les volcanites basiques de la série de la Brévenne est identique à celle des laves associées aux zones d'arc insulaire ou de marge continentale active (Pin *et al.*, 1982). L'analyse des éléments LILE et HFSE indique également une nette affinité avec les basaltes d'arc insulaires (Pin et Paquette, 1997). La distribution des terres rares et des éléments incompatibles, étudiée sur des échantillons à affinité calco-alcaline et sur des échantillons associés au complexe ophiolitique défini dans la série du Beaujolais, montre un enrichissement variable en terres rares légères et une forte anomalie négative en niobium, caractéristiques des magmas liés aux marges actives (Ohnenstetter et Sider, 1988). L'analyse géochimique des éléments majeurs et traces effectuée sur les métabasites de la série de la Brévenne montre une affinité avec les tholéïtes de ride océanique (Piboule *et al.*, 1982). Les roches plutoniques, elles, sont similaires aux plagiogranites et trondhjémites océaniques des complexes ophiolitiques. La répartition de Ti, Zr, Y et Nb, dans les trondhjémites et les kératophyres de la série du Beaujolais ressemble à celle observée dans les rides océaniques ou

dans les granitoïdes d'arc volcanique. Ces résultats suggèrent un contexte de croûte amincie, de type bassin marginal pour la mise en place de l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais (Rigaud, 1985). La signature géochimique tholéïtique des séries de la Brévenne et du Beaujolais suggère l'existence d'un rift continental ayant abouti à une océanisation limitée (Sider, 1985; Sider et Ohnenstetter, 1986; Ohnenstetter et Sider, 1988). Cependant, pour Pin et Paquette (1997), l'absence de traces de mélanges crustaux ou de rhyolite (per)alcaline dans cette série volcanique bimodale va à l'encontre de ce type d'environnement géodynamique.

Plusieurs âges, allant du Protérozoïque supérieur (Reitz et Wickert, 1988) jusqu'au Dévonien (Delfour *et al.*, 1989), en passant par le Silurien-Dévonien (Sider *et al.*, 1986), ont été proposés pour l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais. L'âge Protérozoïque est discutable car il repose sur l'identification de fossiles qui ne sont apparemment pas caractéristiques du Protérozoïque (Ledru *et al.*, 1994 b). L'âge Silurien-Dévonien est basé sur une comparaison avec les séries de l'Aix et de la Gresle. En effet, l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais, ainsi que les séries du Moulin du Gué et de la Chaveronderie (cf. infra) sont affectés par une déformation et un métamorphisme qui n'est jamais observé dans les formations sus-jacentes, datées du Viséen inférieur et représentées par l'unité du Gouget et par les séries de l'Aix et de la Gresle; elles sont donc anté-Viséen. L'existence d'une anatexie anté-Dévonien supérieur dans les gneiss des Monts du Lyonnais (Pin et Peucat, 1986; Duthou *et al.*, 1994), qui n'affecte pas l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais, suggère un âge maximum Dévonien supérieur pour cette dernière. Cette hypothèse est confirmée par des âges obtenus par la méthode U/Pb sur zircons, à 365 ± 10 Ma, dans des kératophyres de la série de la Brévenne (Milesi et Lescuyer, 1993; C.Guerrot comm. personnelle), à 366 ± 5 Ma dans des métarhyolites et à 358 ± 1 dans les trondhjémites de St-Vérand (Pin et Paquette, 1997). Ces âges représentent probablement un minimum puisque la mise en place des kératophyres et celle des massifs de trondhjémite fait partie des derniers événements magmatiques de la série.

B.4.2. La série du Moulin du Gué

La série du Moulin du Gué est une bande de roches déformées orientée E-W, qui affleure en Montagne Bourbonnaise, au sein de la série Viséen inférieur de l'Aix (Fig. II.33). Cette série affleure essentiellement de part et d'autre de la rivière Aix, à l'Ouest du village de même nom (Fig. II.34). Hocquellet (1979) décrit des cornéennes et des schistes à muscovite et grenat affectés par une déformation d'une intensité bien supérieure à ce qu'on peut observer ailleurs dans la région. Néanmoins, elle ne sépare pas ces faciès des formations détritiques attribuées au Viséen inférieur. En 1984, J.M. Leistel décrit des micaschistes à grenat qu'il considère comme étant le socle anté-Viséen de la série de l'Aix. Ces roches sont affectées par une déformation intense associée à un métamorphisme de faciès schiste-vert qui se traduit par la

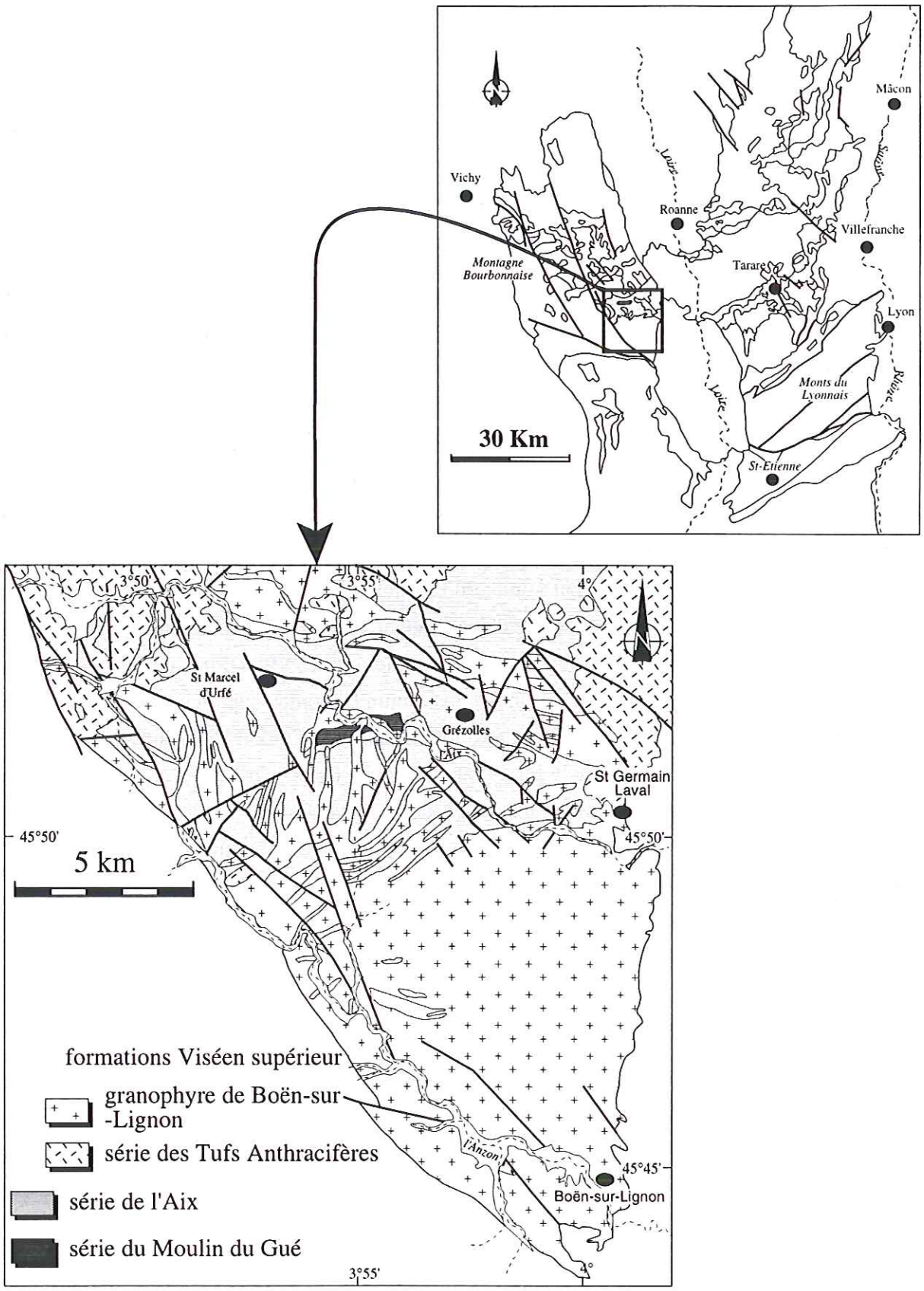


Fig. II.33 - Localisation de la série du Moulin du Gué

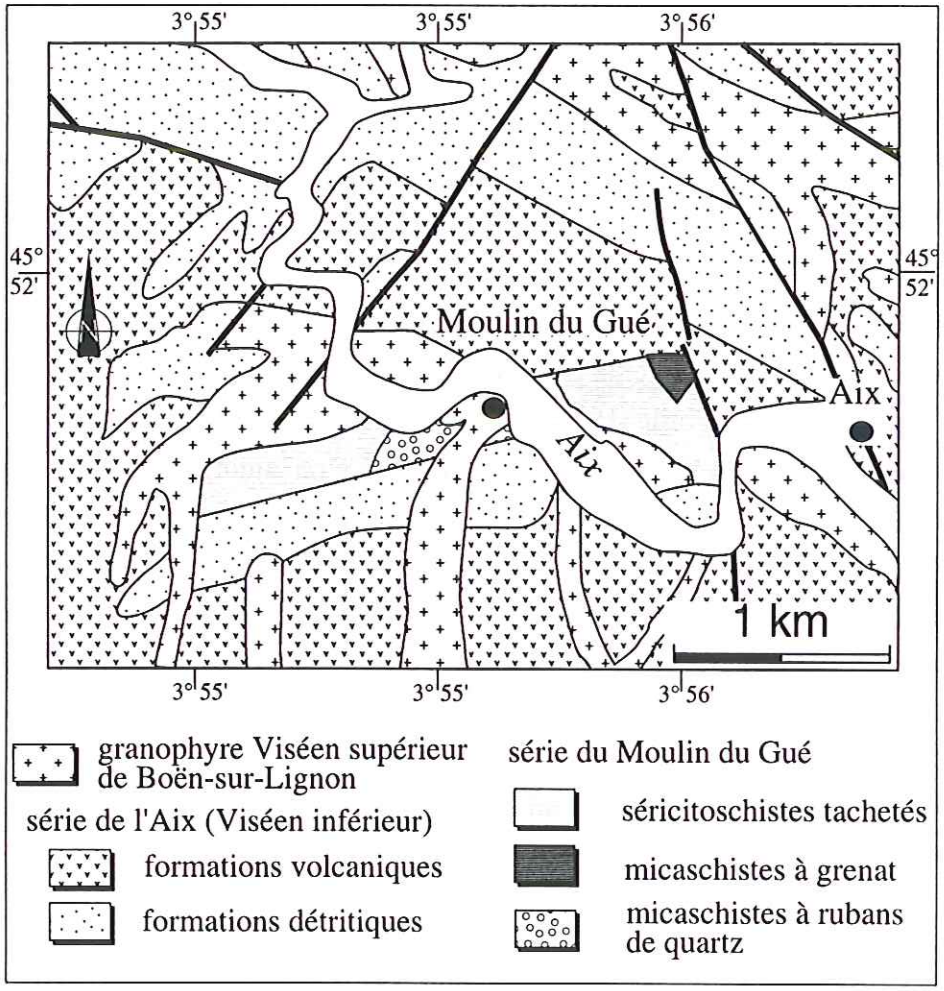


Fig. II.34 - Carte géologique simplifiée de la série du Moulin du Gué

présence de séricite dans les plans de foliation (Leistel, 1984). L'étude des plans de foliation permet d'attribuer cette déformation à une phase tangentielle à vergence NNW (Leistel, 1984). La même déformation est observée dans un faciès plus riche en quartz considéré comme appartenant au conglomérat de base de la série Viséen inférieur de l'Aix (Leistel, 1984).

En fait, trois faciès peuvent être distingués dans les roches déformées de la série du Moulin du Gué (Fig. II.34). Le faciès le mieux représenté à l'affleurement consiste en des **séricitoschistes tachetés**, très riches en micas, à quartz et dépourvus de grenat (Fig. II.35.A). On observe également des **micaschistes à grenat**, également riches en biotite, muscovite et quartz (Fig. II.35.B), ainsi que des **micaschistes à rubans de quartz**, à biotite et muscovite, qui correspondent probablement au conglomérat déformé décrit par Leistel (1984) (Fig. II.35.C).

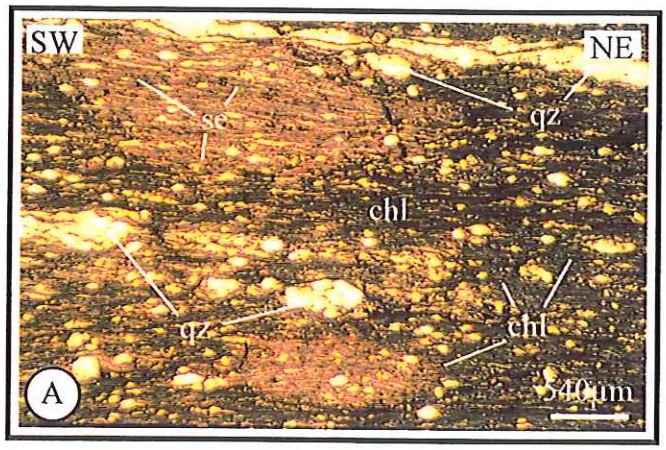
La série du Moulin du Gué est affectée par un métamorphisme de contact caractérisé par des recristallisations de biotite et la présence de cordiérite altérée, qui se présente souvent sous forme d'agglomérats de chlorite (Hocquellet, 1979). Leistel (1984) attribue au métamorphisme de contact la présence des grenats dans les schistes. Ce métamorphisme serait du à l'existence de granites cachés, comparables au pluton Carbonifère supérieur à l'origine du granite du Moulin Barbeau (Leistel, 1984). Hocquellet, en 1979 avait déjà signalé la présence de ces grenats. Mais, contrairement à Leistel, elle ne les attribue pas au métamorphisme de contact car leur formation n'est pas compatible avec les conditions de pression et de température qui caractérise un métamorphisme à biotite-cordiérite. La présence de ces grenats peut alors correspondre, soit à des reliques d'un métamorphisme plus important, soit à l'existence d'un métamorphisme syntectonique du à un accident majeur à l'origine de l'intense déformation observée (Hocquellet, 1979).

B.4.3. La série de la Chaveronderie

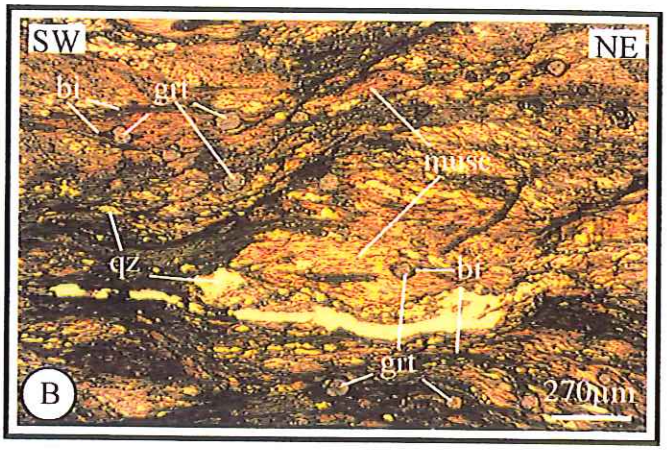
La série de la Chaveronderie est une petite bande de roches déformées affleurant au sein de la série de la Gresle, dans la région de Roanne, au sud du village de Coutouvre (Fig. II.36). Elle consiste en quelques affleurements de roches très déformées, situés dans ou à proximité du lit du Trambouzan, principalement entre les lieux-dits de "la Goutte" et de "Chaveronderie" (Fig. II.37).

Cette série, déjà décrite par Bertaux et Rubiello en 1981, se compose de deux types de roches : des micaschistes quartzeux à muscovite et chlorite et des schistes à amphiboles, chlorite et épidote.

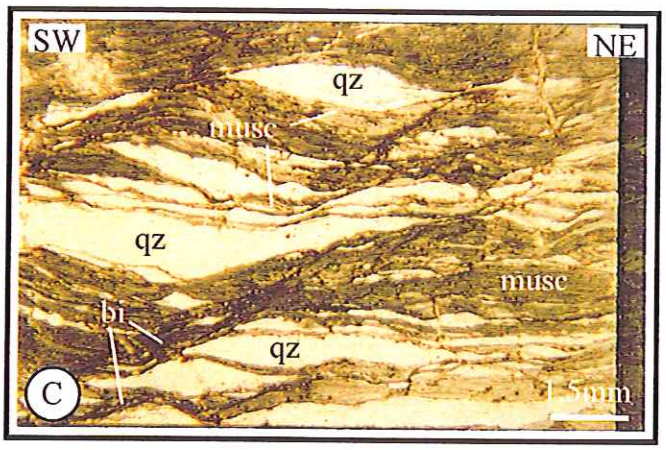
Les **micaschistes quartzeux** : Ils représentent la majeure partie des roches observées



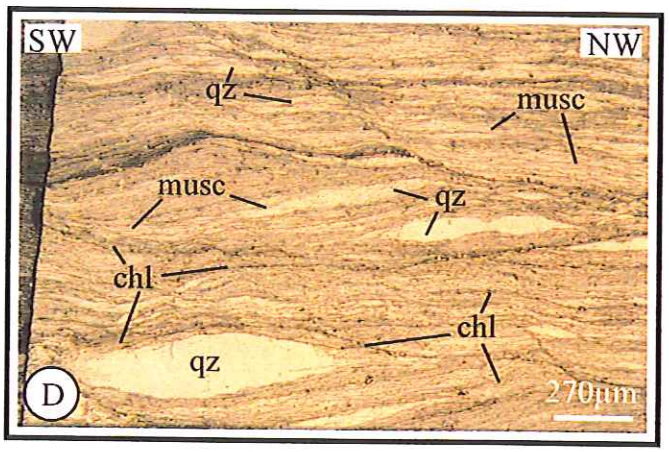
Séricitoschistes tachetés de la série du Moulin du Gué. chl : chlorite ; se : séricite ; qz : quartz.



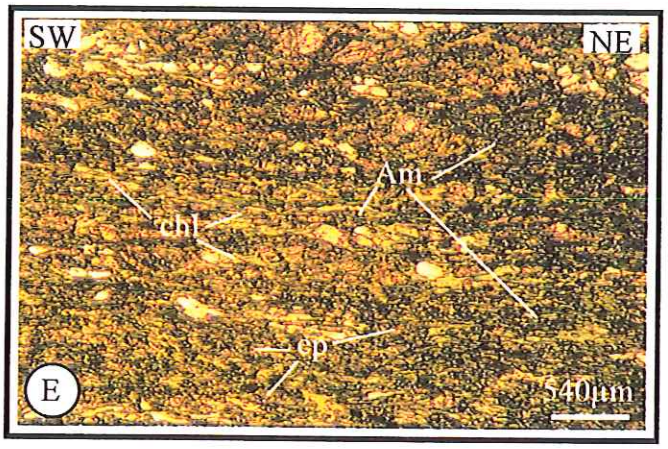
Micaschistes à grenat (grt), biotite (bi), muscovite (musc) et quartz (qz) de la série du Moulin du Gué.



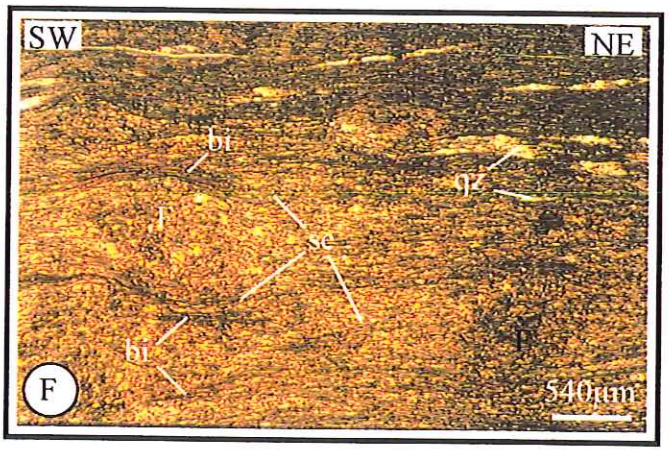
Micaschistes à rubans de quartz (qz), biotite (bi) et muscovite (musc) de la série du Moulin du Gué.



Micaschistes quartzeux de la série de la Chaveronderie. Alternance de niveaux riches en quartz (qz) et de niveaux riches en muscovite (musc) et chlorite (chl).



Schistes à amphiboles de la série de la Chaveronderie, riches en chlorite (chl), épidote (ep) et amphibole (Am).



Schistes de Matichard, riches en biotite (bi) et séricite (se), à quartz (qz) et fantômes de cristaux d'andalousite ou de cordiérite (F).

Fig. II. 35 - Aspects microscopiques des formations schisteuses des séries du Moulin du Gué et de la Chaveronderie et des schistes de Matichard

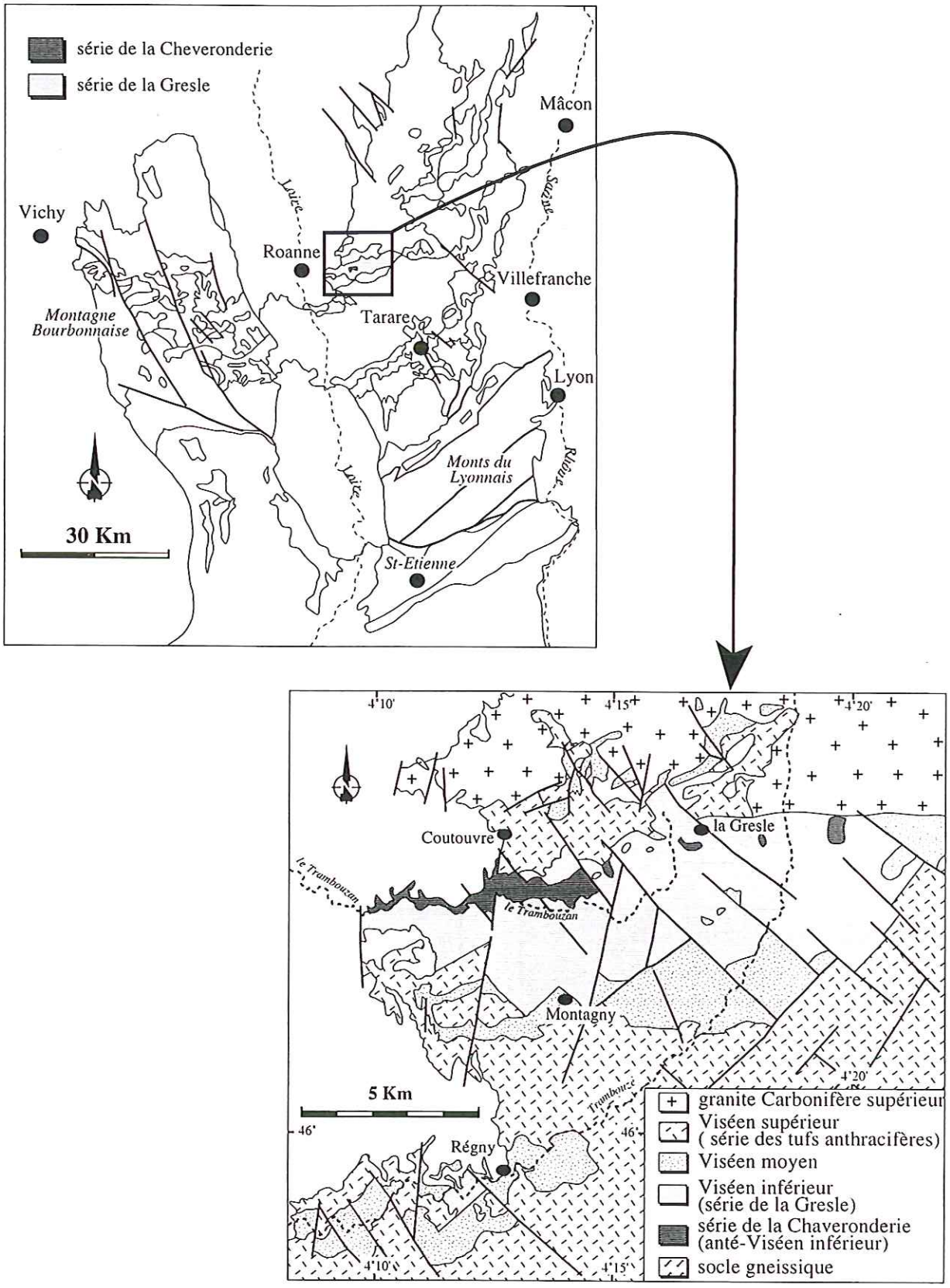


Fig. II.36 - Localisation de la série de la Chaveronderie

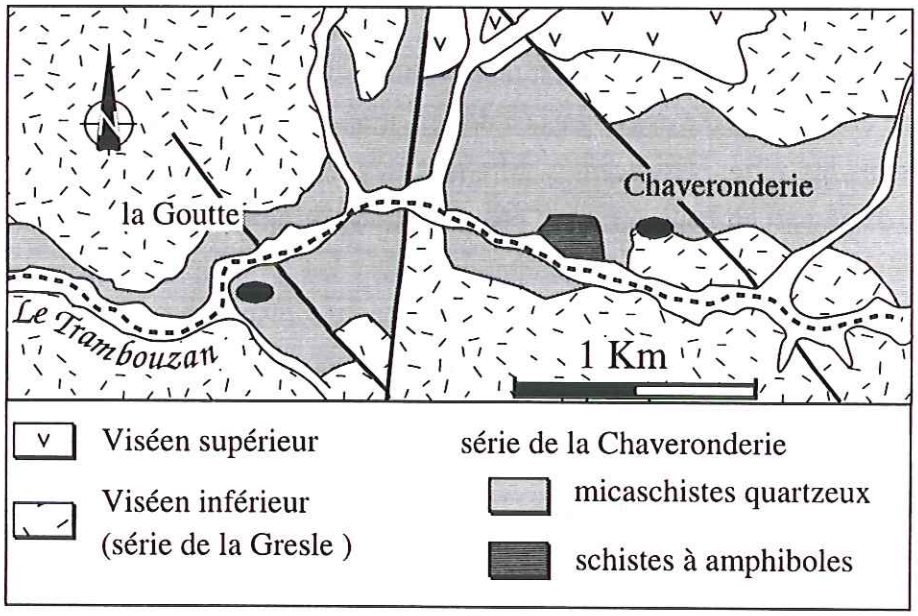


Fig. II.37 - Carte géologique simplifiée de la série de la Chaveronderie

à l'affleurement. Ils sont constitués par une alternance millimétrique à pluricentimétrique de niveaux riches en quartz et de niveaux très riches en muscovite et chlorite (Fig. II.35.D). La muscovite est également présente dans les niveaux les plus riches en quartz associée, par endroit, à de l'épidote. Le grenat, plus ou moins altéré, est relativement abondant. On note également la présence de sphène et de minéraux opaques.

Les **schistes à amphiboles** : Ils ont été observés sur un seul affleurement situé dans un champ en contrebas de la ferme de la Chaveronderie (Fig. II.37). Ce sont des schistes à granulométrie très fine, riches en chlorite et épidote, à petites baguettes d'amphibole plus ou moins chloritisées et feldspaths (Fig. II.35.E).

La série de la Chaveronderie est recouverte en discordance par la série Viséen inférieur de la Gresle et elle présente des degrés de déformation et de métamorphisme supérieurs à ceux observés dans les séries sus-jacentes. Michel-Lévy, en 1908, lui attribue un âge Dévonien Supérieur, d'une part en considérant sa position stratigraphique par rapport aux formations du Viséen inférieur et d'autre part par comparaison avec les formations dévoniennes du Morvan. Bertaux et Rubiello, en 1981, considèrent que les micaschistes quartzeux sont analogues aux faciès des gneiss chloriteux d'Affoux. Ils attribuent donc un âge anté-Dévonien supérieur à la série. L'étude de Sider et al. (1986) a montré que les métabasites de la série de la Chaveronderie présentent des caractères pétrologiques et géochimiques identiques à ceux des tholéïtes de la série dévonienne de la Brévenne (Fig. II.10). Nous verrons, dans la troisième partie de ce mémoire, que cette analogie avec la série de la Brévenne se confirme puisque la série de la Chaveronderie est affecté par la même déformation que l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais. La série de la Chaveronderie peut donc être rattachée à l'ensemble des séries dévoniennes du nord-est du Massif Central.

B.4.4. Les schistes de Matichard

Situés au sud du bassin de Ferrières-sur-Sichon, dans le nord de la Montagne Bourbonnaise (Fig. II.38), les schistes de Matichard consistent en une petite bande de roches, de deux kilomètres de long et orientée NW-SE, dont l'affleurement principal est ce qui reste du front de taille d'une ancienne carrière, située dans le hameau même de Matichard.

Ce sont des schistes tachetés, très riches en séricite, ce qui leur confère un aspect satiné. Microscopiquement, ils sont constitués par une alternance de niveaux quartzeux et de niveaux phylliteux à micas blancs et biotites (Fig. II.35.F). On y observe également des fantômes de minéraux alumineux, arrondis ou subautomorphes, entièrement déstabilisés en micas, minéraux opaques et quartz, qui correspondent probablement à d'anciens cristaux d'andalousite ou de cordiérite (Binon, 1988). La présence de muscovite secondaire et de recristallisations de quartz

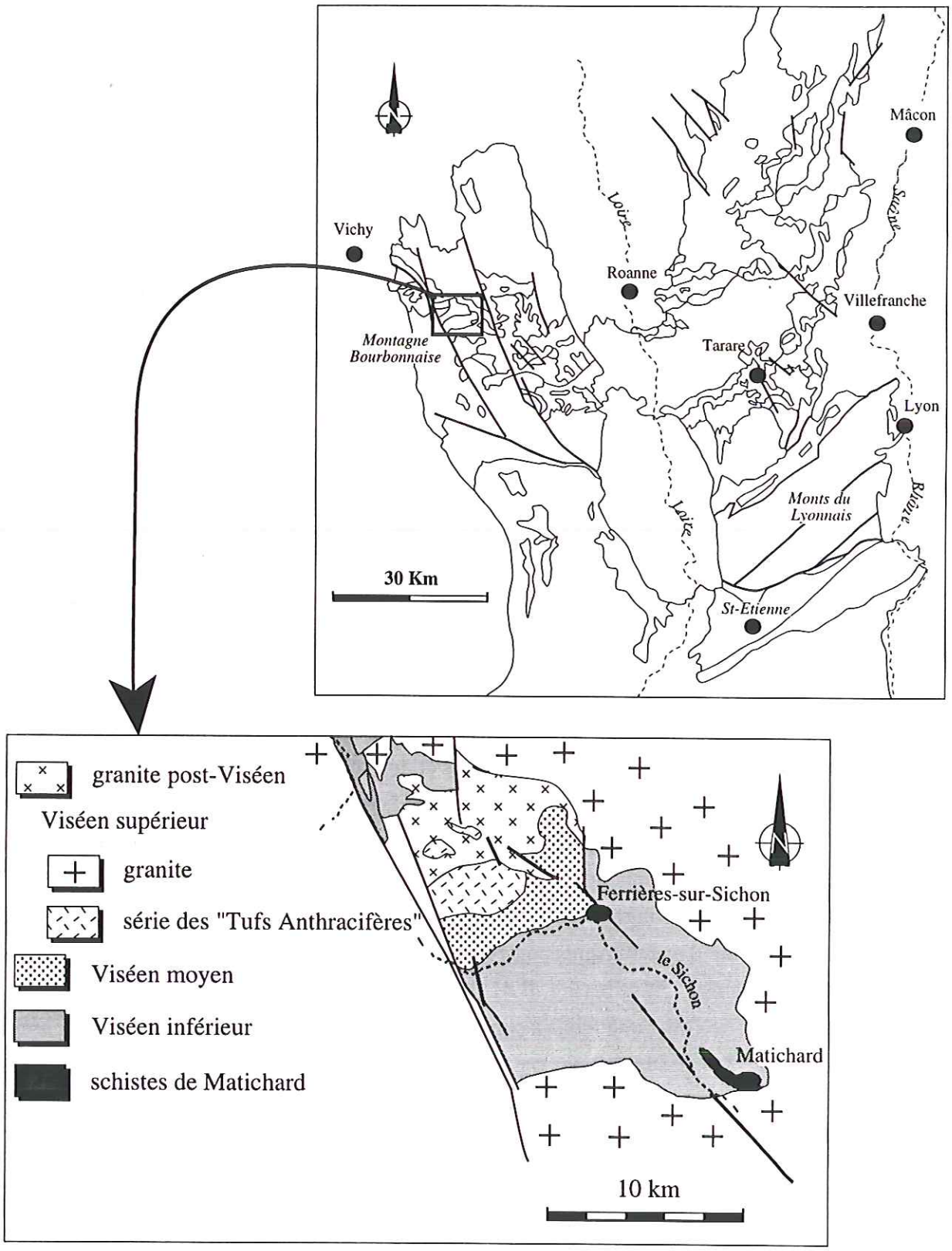


Fig. II.38 - Localisation des schistes de Matichard

suggère, également, l'existence d'un métamorphisme épizonal (Binon, 1988).

Une déformation ductile est bien développée dans ces schistes. Elle se traduit par une linéation d'étirement et par la présence de microplis isoclinaux synfoliaux. L'étude détaillée de cette déformation sera abordée dans le chapitre III.

Un âge minimum Dévonien supérieur peut être attribué aux schistes de Matichard. En effet, leur position par rapport aux formations du Viséen inférieur du bassin de Ferrières-sur-Sichon, ainsi que la présence d'une déformation et d'un métamorphisme, non-observés dans les formations sus-jacentes, indiquent un âge antérieur au Viséen inférieur pour ces schistes (Binon, 1988).

B.4.5. La série de la Somme

La série de la Somme affleure à l'extrémité sud du faisceau synclinal du Morvan (Michel-Lévy, 1908) (Fig. II.39). C'est un ensemble de formations d'origine sédimentaire, volcanique et volcano-sédimentaire (Delfour, 1989) qui, contrairement aux autres formations anté-Viséen inférieur du nord-est du Massif Central, sont très bien datées et n'ont pas connu d'événement tectono-métamorphique important.

La partie la plus basse, actuellement observable, de la série débute par des faciès sédimentaires. Ce sont tout d'abord des calcaires et des dolomies de l'ancienne carrière de Diou (Fig. II.41.A) et dans lesquels ont été trouvées des faunes du Givétien (Guffroy, 1957) et du Frasnien (Julien, 1881; Michel-Lévy, 1908) (Fig. II.40). Néanmoins, la présence de galets de calcaires, ayant livrés des conodontes remaniés pouvant remonter jusqu'à l'Emsien (Delfour et Gigot, 1985), dans les conglomérats Dinantien inférieur du secteur de Périgny-sur-Loire, suggère la possibilité d'une transgression dès le Dévonien moyen. La sédimentation se poursuit ensuite par des calcaires gréseux (Fig. II.41.B) et des calcaires bioclastiques, qui ont livré, dans l'ancienne carrière de Gilly, une faune à conodontes de la limite Frasnien-Famennien (Delfour et Gigot, 1985). Des fossiles identiques ont également été retrouvés dans des calcaires noirs de la carrière de Fontête (Lys *et al.*, 1961).

La série se poursuit par un ensemble volcano-sédimentaire qui débute par une sédimentation terrigène très fine, composée de siltites (Fig. II.40). Elles peuvent former des bancs massifs de plusieurs mètres de puissance et ont été datées paléontologiquement du Famennien par Robelin, en 1981. Des calcaires, des tufs et des brèches basaltiques, plus ou moins remaniés sont intercalés dans ces siltites. Les calcaires ont livré des conodontes du Famennien supérieur (Delfour et Gigot, 1985).

Intercalés à divers niveaux de la séquence volcano-sédimentaire, on trouve des coulées

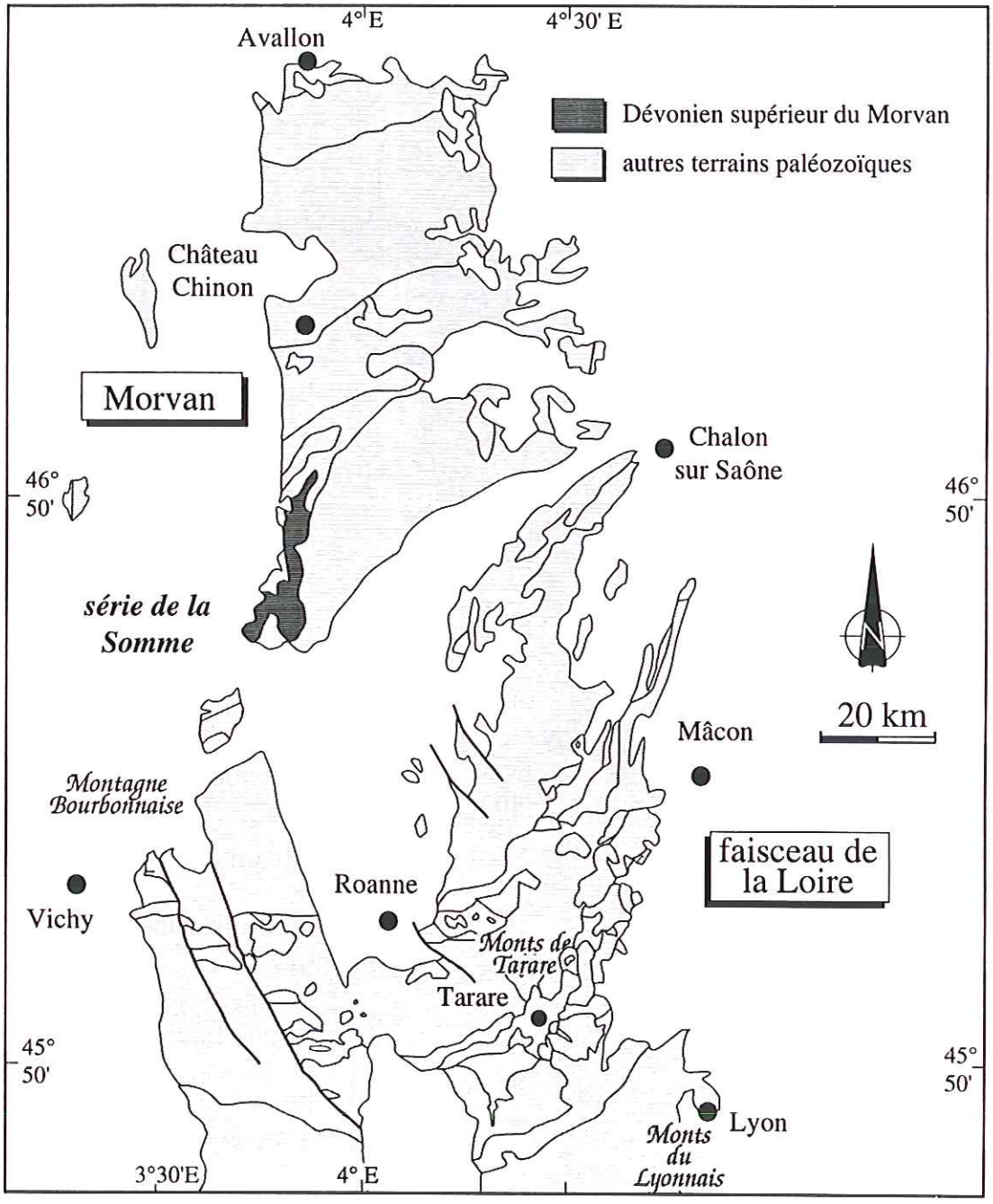


Fig. II.39 - Localisation de la série de la Somme (Dévonien supérieur) dans le NE du Massif Central

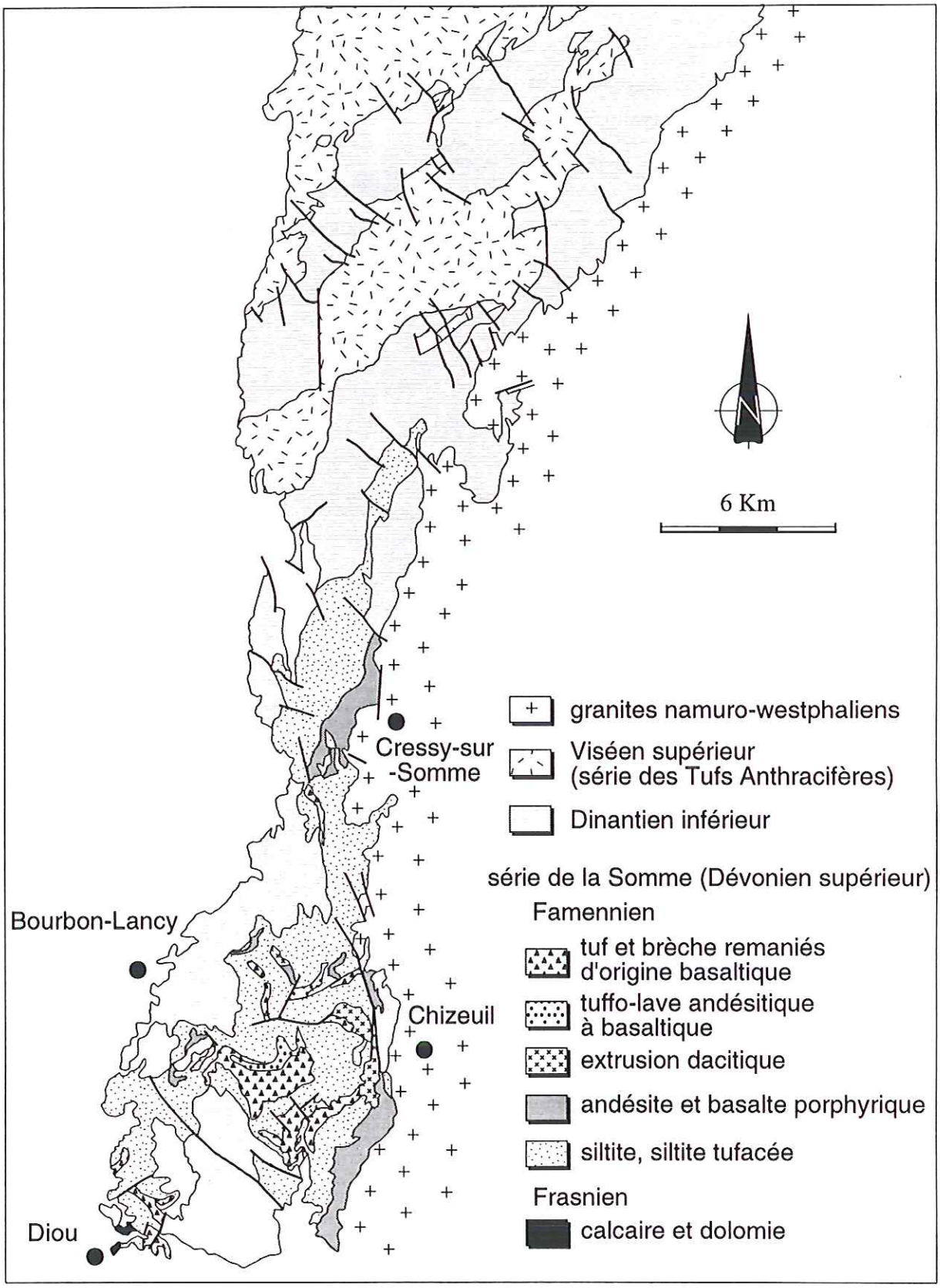
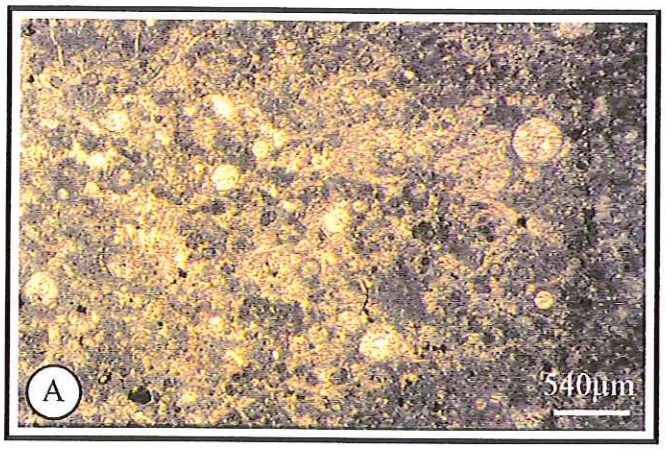
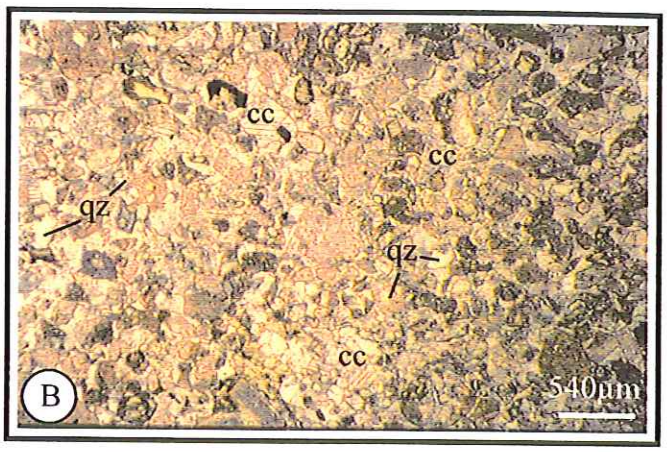


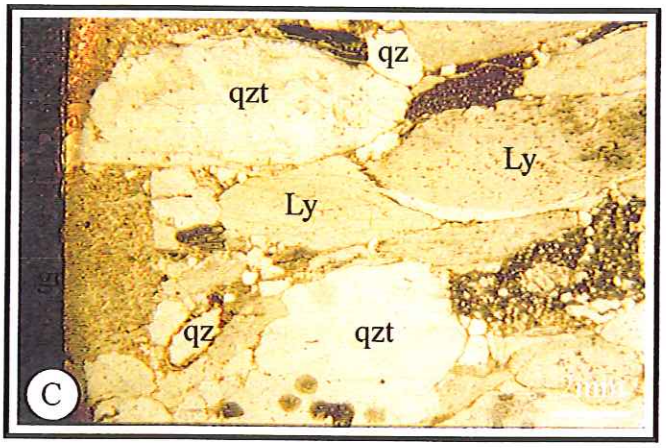
Fig. II. 40 - Carte géologique simplifiée de la série d'âge Dévonien supérieur de la Somme (d'après Delfour, 1989)



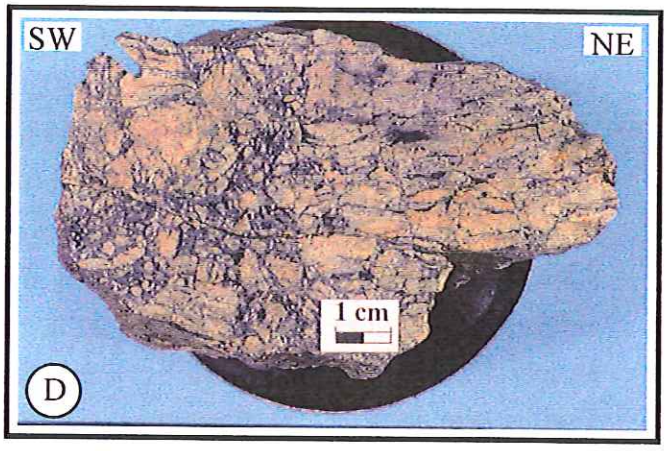
Aspect microscopique des calcaires de la carrière de Diou.



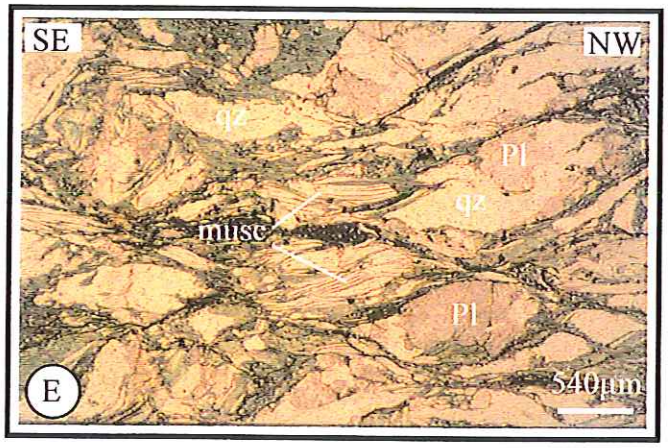
Aspect microscopique des calcaires gréseux famenniens du Morvan. qz : quartz ; cc : calcite.



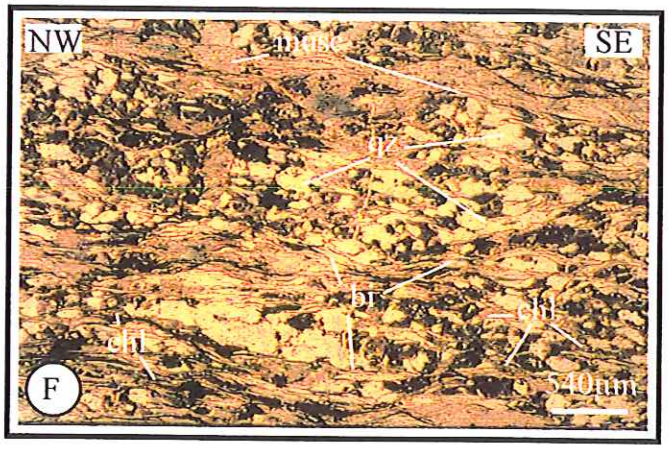
Aspect microscopique des conglomérats à galets de quartz (qz), grès (gr), schistes (sch) et lydienne à radiolaires (Ly), marquant les premiers niveaux de la sédimentation tournaisienne du Morvan.



Echantillon de gneiss oeillé d'Affoux.



Aspect microscopique des gneiss oeillés déformés d'Affoux. qz : quartz ; Pl : plagioclase ; musc : muscovite.



Aspect microscopique des gneiss micacés d'Affoux. qz : quartz ; bi : biotite ; musc : muscovite ; chl : chlorite.

Fig. II.41 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations détritiques et carbonatées du Morvan et des gneiss d'Affoux

de laves (andésites, basaltes et rhyodacites) et des épanchements pyroclastiques d'affinité calco-alcaline (Bébien *et al.*, 1980; Pin *et al.*, 1982) (Fig. II.40). Une activité volcanique plus importante ayant donné des laves basiques, intermédiaires et acides est à l'origine des massifs de Chizeuil et de Cressy-sur-Somme auxquels sont associés des amas sulfurés.

Contrairement à une opinion ancienne (Guffroy, 1957), aucune discordance ni lacune de sédimentation n'a été observée entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur (Coulon *et al.*, 1980; Delfour, 1989). L'imprécision des datations stratigraphiques ne permet pas de fixer la limite entre le Tournaisien et le Viséen. On la place généralement au niveau de l'apparition des premiers conglomérats (Delfour, 1989). Ces conglomérats remanient des galets de quartz, de quartzite et de lydienne à radiolaires (Fig. II.41.C).

Des études géochimiques réalisées sur les volcanites dévoniennes du Morvan ont montré que les laves appartiennent à une lignée sub-alcaline, continue des termes basiques aux termes acides (Lemière, 1983; Delfour *et al.*, 1984). L'analyse des éléments majeurs et des traces stables (Zr-Y) (Bébien et Gagny, 1980; Lemière, 1983; Delfour, 1989), ainsi que l'étude des clinopyroxènes présents dans les basaltes, tufs et brèches basaltiques du Dévonien, indiquent un caractère calco-alcalin majeur pour les laves soda-dacitiques fini-famenniennes, tout en soulignant une affinité avec les tholéïtes d'arc, pour les laves basaltiques et les extrusions andésito-dacitiques (Delfour, 1989). Les laves du Morvan sont également caractérisées par un enrichissement important en terres rares légères, associé à un fractionnement des terres rares lourdes (Pin *et al.*, 1982). Il semble donc que les volcanites du Morvan présentent les mêmes caractéristiques géochimiques que celles des arcs magmatiques associés à une zone de subduction, sur une croûte continentale relativement jeune et/ou épaisse (ex : Japon, Chili) (Pin, 1989).

B.5. Le socle anté-Dévonien

Il constitue une partie du "socle gneissique anté-dévonien supérieur", largement représenté dans le Massif Central : Monts du Lyonnais, Auvergne et Limousin.

B.5.1. Les gneiss des Monts du Lyonnais

Les gneiss des Monts du Lyonnais constituent le plus grand ensemble gneissique de tout le nord-est du Massif Central. Ils affleurent sur une bande de 21 km de large et 50 km de long, à l'ouest de Lyon. Ils sont limités, au NW par la série de Brévenne, au SE par le bassin de St-Étienne, au NE par la vallée du Rhône et au SW par la vallée de la Loire (Fig. II.42).

On reconnaît dans ces gneiss deux faciès principaux : des **orthogneiss** (gneiss œillés et

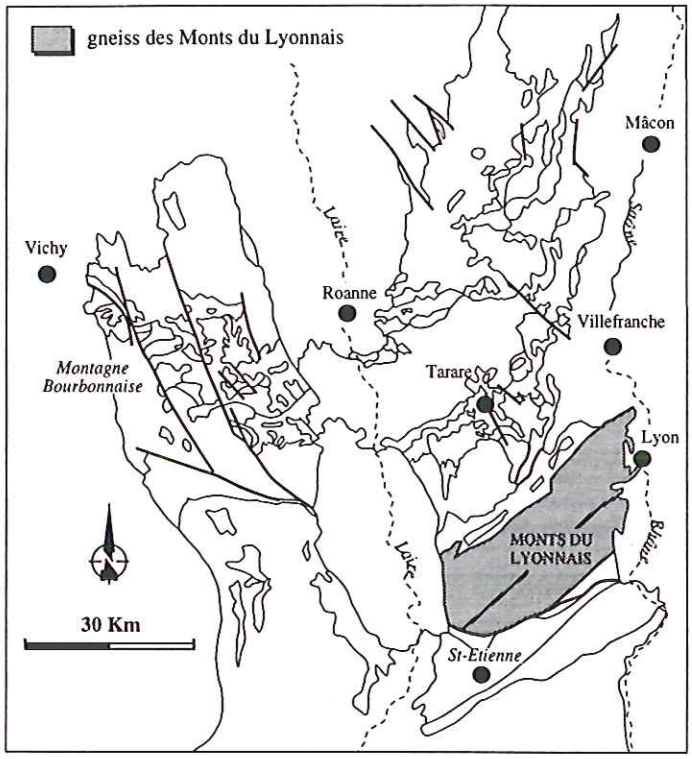


Fig. II. 42 - Localisation de l'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais dans le faisceau de la Loire

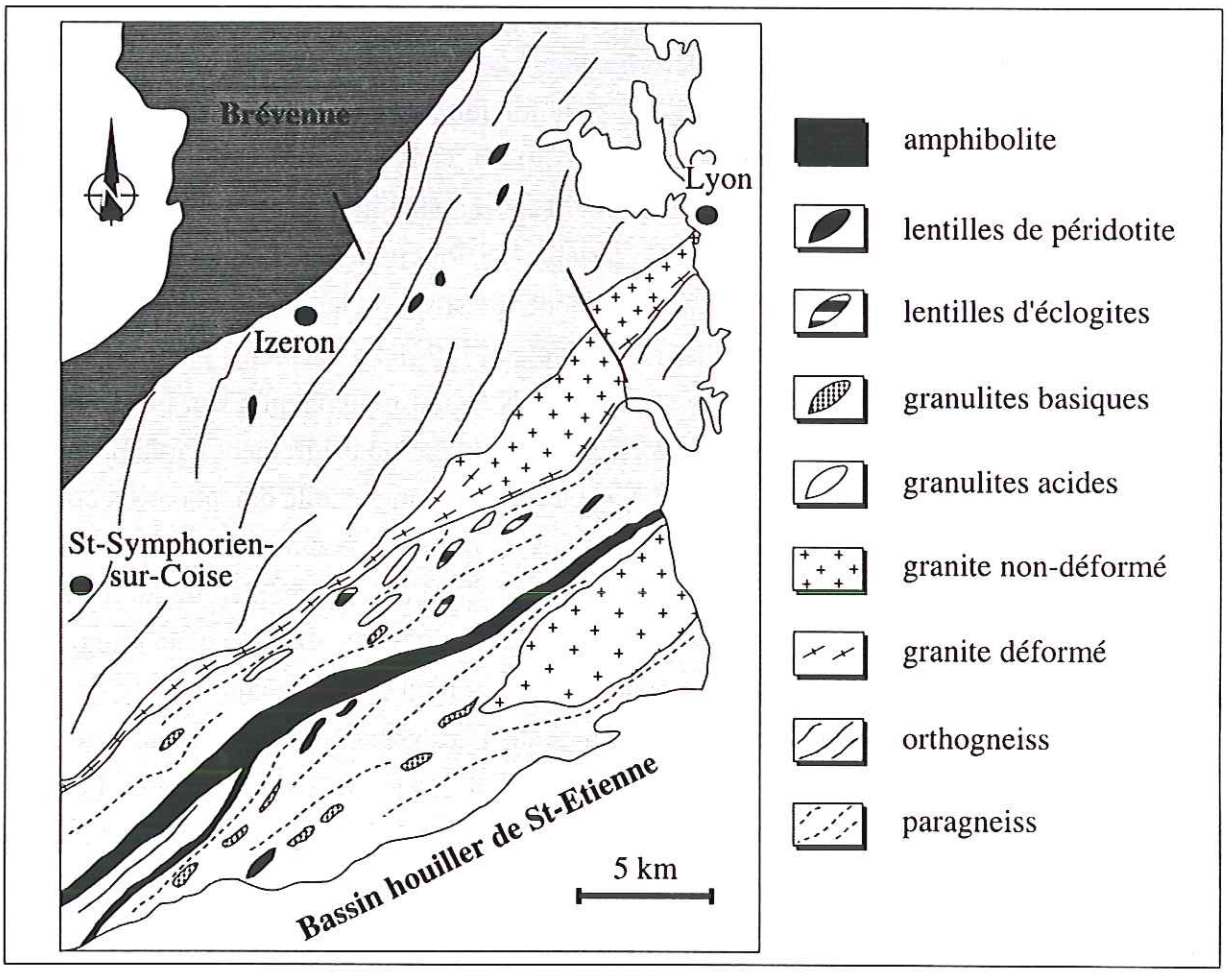


Fig. II. 43 - Carte lithologique des Monts du Lyonnais (d'après Gardien, 1990)

rubanés), méta-granites calco-alcalins (Dufour, 1982) et des **paragneiss** dérivant essentiellement de métagrauwackes et de métapélites (Fig. II.43). A ces faciès sont associés des amphibolites, des ortholeptynites et des gneiss à amphibole ou pyroxène (Feybesse *et al.*, 1995). Toute ces formations sont affectées par une anatexie plus ou moins intense (Lardeaux et Dufour, 1987). On peut observer également la présence roches mantelliques (péridotites) et de reliques de faciès de haute pression rétromorphosés (éclogites, granulites acides et basiques) (Lasnier, 1968; Blanc, 1981; Dufour, 1982; Dufour, 1985; Lardeaux *et al.*, 1989)

L'évolution tectono-métamorphique des gneiss des Monts du Lyonnais s'est faite en deux temps :

- Un stade précoce, marqué par les reliques de haute pression et considéré comme d'âge Silurien (Pin et Peucat, 1986). Ce premier stade se traduit par un métamorphisme prograde de haute pression et haute température associé à une déformation ductile (Lardeaux et Dufour, 1987), ce qui correspondrait à l'enfouissement des terrains dans une zone de subduction (Gardien, 1990; Gardien *et al.*, 1990).

- Une évolution rétromorphique, équilibrée dans les conditions du faciès amphibolite, qui s'accompagne de trois phases de déformation (Lardeaux et Dufour, 1987; Feybesse *et al.*, 1995). La première phase P1 est à l'origine de la foliation régionale S1 de direction NE-SW, porteuse d'une linéation d'étirement orientée N20-60. Cette première phase s'accompagne d'une intense fusion partielle qui affecte les gneiss, les amphibolites et les leptynites (Feybesse *et al.*, 1995). Cette anatexie, d'intensité variable en fonction de la lithologie des roches affectées, a été datée à 384 ± 16 Ma, par la méthode Rb/Sr sur roche totale, dans les migmatites à cordiérite de St-Symphorien-sur-Coise (Duthou *et al.*, 1994). La deuxième phase P2 se traduit par l'existence de plis isoclinaux, d'axe NW-SE à N-S, qui reprennent S1 et par l'apparition une schistosité S2, d'intensité variable, porteuse d'une linéation d'étirement parallèle aux axes de plis. La troisième phase P3 correspond à une tectonique tangentielle qui amène en contact la série de la Brévenne avec l'unité gneissique des Monts du Lyonnais. Des décrochements dextres, orientés NE-SW, auxquels sont associés des plis à axes de même direction, affectent ensuite l'ensemble des gneiss, notamment en provoquant une verticalisation de la foliation. Ces décrochements ont été datés grâce aux granites syntectoniques qui les jalonnent (Costa *et al.*, 1993). Le granite de Grand Chemin, situé au contact Brévenne/Lyonnais, à été daté, par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$, à 349.1 ± 3.2 Ma sur muscovite et 345.6 ± 3.2 Ma sur biotite. Le granite qui jalonne le décrochement intra-Lyonnais a été daté, par la même méthode, à 333.4 ± 3.1 Ma sur muscovite et 338.4 ± 3.1 Ma sur biotite.

L'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais a donc connu une évolution tectono-métamorphique complexe passant par un stade précoce de haute pression puis par une rétromorphose dans le faciès amphibolite. C'est cette évolution métamorphique qui distingue les

gneiss des Monts du Lyonnais des autres formations du NE du Massif Central.

B.5.2. Les gneiss d'Affoux

Les gneiss d'Affoux sont localisés essentiellement dans la région des Monts de Tarare (fig. II.44). L'ensemble est limité au nord par le groupe de Violay, à l'Est par la série de la Brévenne, au Sud par le massif granitique de St-Laurent-de-Chamousset et à l'Ouest par le grabben tertiaire de la Loire (Fig. II.45). On rangera également dans l'ensemble gneissique d'Affoux les gneiss des Monts du Beaujolais (Fig. II.44), identiques pétrographiquement à ceux de la région de Tarare (Peterlongo, 1960; Sider, 1985).

On distingue deux faciès particuliers dans ces gneiss (Fig. II.45):

Des **gneiss œillés** qui forment l'essentiel de la série. Ils correspondent à un faciès orthodérivé dans lequel ont été reconnus des méta-granites et des méta-tonalites (Sider, 1985; Delfour *et al.*, 1989). De couleur rosée à beige, ils ont une texture hétérogranulaire avec des "yeux" de feldspath potassique et de plagioclase, plus ou moins séricitisés, pouvant atteindre quatre centimètres (Fig. II.41.D). Le fond se compose de plagioclase séricitisé, de quartz, muscovite, biotite chloritisée et de grenat très altéré. Les plus beaux affleurements sont situés au NE du Mont du Crépier (Fig. II.45). Lorsqu'ils sont très déformés, ces gneiss acquièrent un aspect plus ou moins rubané , en fonction de l'intensité de la déformation (Fig. II.41.E).

Des **gneiss micacés** reconnus comme des méta-sédiments (Sider, 1985). Ils se composent d'une alternance de niveaux riches en mica et de niveaux quartzo-feldspathiques. De granulométrie assez fine, ils sont constitués d'albite plus ou moins séricitisée, de quartz et surtout de muscovite et biotite chloritisée (Fig. II.41.F). Le grenat est rare et à l'état de relique. Ces gneiss, de part leur richesse en minéraux phylliteux sont friables et souvent très altérés.

Les gneiss d'Affoux, contrairement à ceux des Monts du Lyonnais, n'ont jamais fait l'objet d'études structurale ou métamorphique détaillées. Néanmoins, un gradient de déformation apparaît clairement puisque une partie de ces gneiss est affectée par une déformation mylonitique très intense qui aboutit à la formation de gneiss rubanés dans lesquels on observe encore quelques phénocristaux de feldspath déformés. Cette mylonitisation se surimpose à une déformation de plus faible intensité à l'origine notamment des faciès de gneiss œillés.

L'évolution métamorphique semble également complexe puisque on rencontre des reliques d'une paragenèse ancienne à biotite, muscovite et grenat, au moins mésozonale rétromorphosée dans les conditions du faciès schiste-vert avec une paragenèse à albite, chlorite, muscovite et épidote (Sider, 1985). Les gneiss d'Affoux sont considérés comme étant

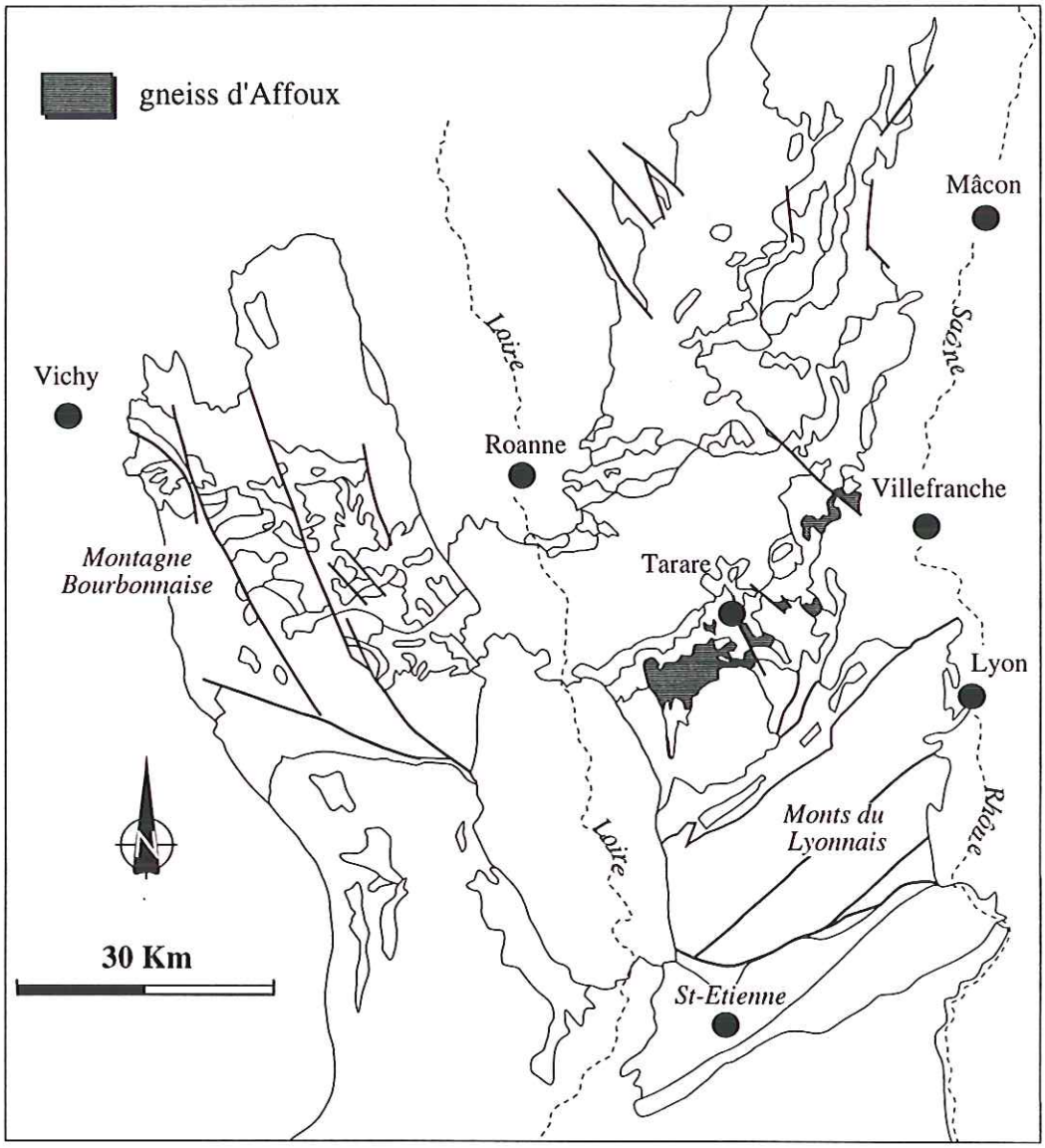


Fig. II.44 - Localisation des gneiss d'Affoux dans le faisceau de la Loire

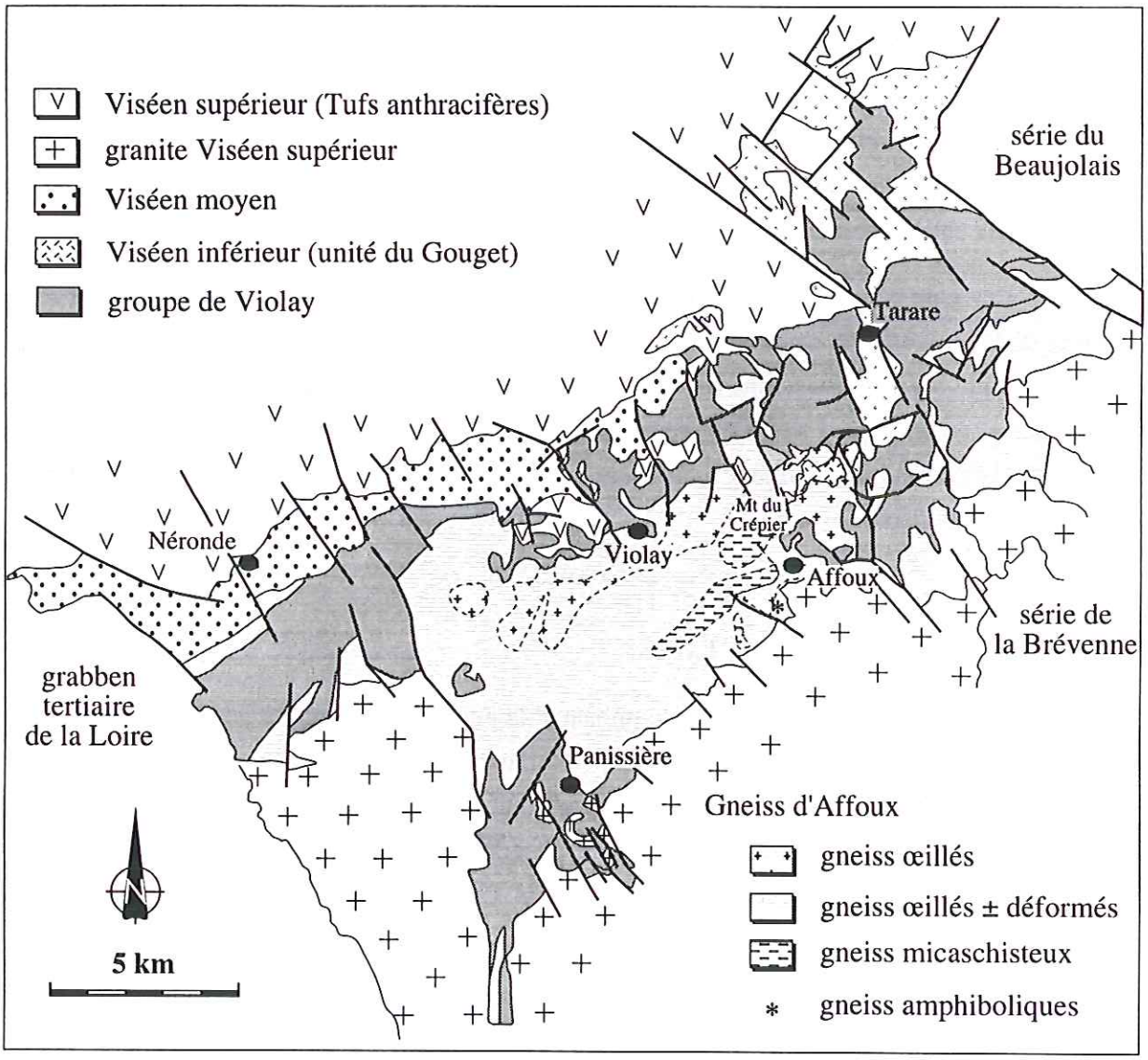


Fig. II.45 - Localisation des différents faciès de gneiss d'Affoux (d'après la carte géologique de la France (1/50000), feuille Tarare)

l'équivalent des gneiss des Monts du Lyonnais dont la rétromorphose aurait atteint le faciès schiste-vert. Au sud d'Affoux et à l'est de la ferme dite "chez Ligot" (Fig. II.45) affleure un lambeau de gneiss amphiboliques à plagioclase séricitisé, amphibole, biotite chloritisée et beaucoup d'opaques. Des grenats (almandin principalement), partiellement altérés en biotite y on été observés. On aurait ici les traces d'un métamorphisme de faciès amphibolite en partie rétromorphosé (Delfour *et al.*, 1989). Le métamorphisme de contact liée à la mise en place du granite de St-Laurent-de-Chamousset se traduit dans les gneiss par la présence de biotite en gerbe, d'épidote et de plages entièrement séricitisées correspondant probablement à des silicates d'alumines entièrement altérés (Delfour *et al.*, 1989).

Les gneiss d'Affoux constituent pro-parte le substratum gneissique d'une partie de la série de la Brévenne et du groupe de Violay. En effet, des contacts intrusifs de trondhjémite et de kératophyre dévoniens dans les gneiss d'Affoux peuvent être observés au niveau du M^{t}-du-Crépier et au sud-ouest de St-Forgeux. Cependant, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais surmonte tectoniquement les gneiss d'Affoux ou leurs équivalents.

B.5.3. Les gneiss d'Eveux

On appelle gneiss d'Eveux les lambeaux de gneiss qui affleurent au sein de la série de la Brévenne (fig. II.46). Le massif principal se situe au sud de l'Arbresle. Il se prolonge vers le sud-ouest, au niveau de Sain Bel, et se termine au nord du hameau de la Brévenne par une faille orientée NW-SE. Outre ce massif, on peut observer dans toute la série de la Brévenne des lambeaux métriques à décimétriques de ces gneiss. Ces gneiss sont affectés par une déformation ductile, souvent mylonitique.

Deux types de faciès ont été décrits dans ces gneiss. Un faciès à phénoclastes quartzo-feldspathiques pris dans une matrice plus micacée, plus ou moins rubané en fonction du degré déformation. Composé de plagioclase sodique, feldspath potassique albitisé, quartz, biotite chloritisée, muscovite, séricite et grenat, ce faciès a été interprété comme un granite déformé et métamorphisé (Peterlongo, 1960; Delfour *et al.*, 1989). L'autre faciès décrit est plus schisteux, de granulométrie plus fine et homogène, il est plus riche en minéraux phylliteux. Il rappelle des roches de type méta-arkose ou méta-grauwackes (Bardin, 1971).

Ces gneiss sont pétrographiquement identiques à ceux d'Affoux, c'est pourquoi nous retiendrons l'hypothèse que les gneiss d'Eveux sont en fait des lambeaux de gneiss d'Affoux, affleurant au sein de la série de la Brévenne. Dans l'ensemble, les gneiss affleurant dans le nord-est du Massif Central correspondent au "socle" stratigraphique et structural des unités dévoniennes.

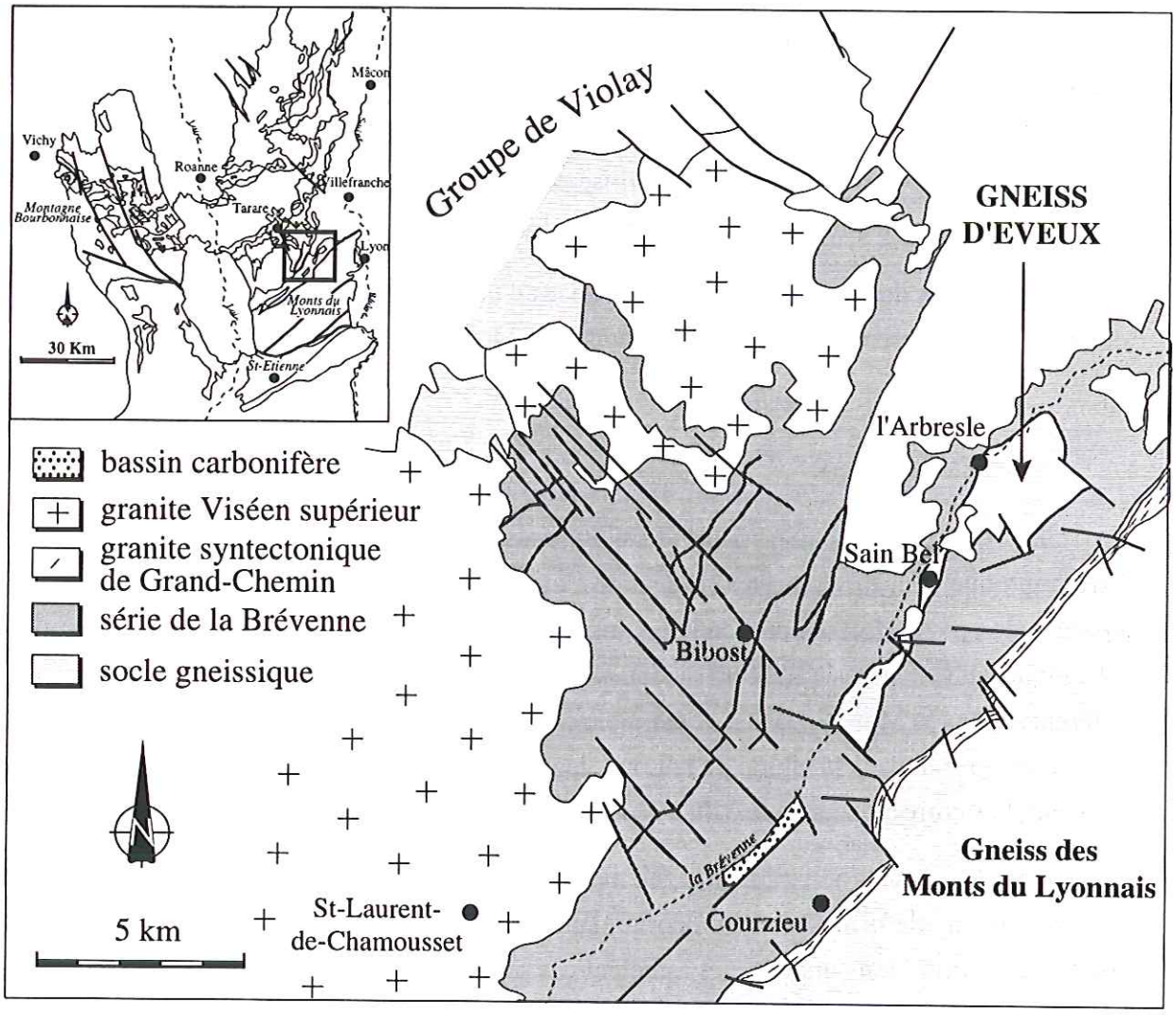


Fig. II.46 - Localisation des gneiss d'Eveux au sein de la série de la Brévenne

B.5.4. Les gneiss du Morvan

Le socle du Morvan est composé essentiellement de gneiss anatectiques, contenant des reliques de métamorphisme de haute-pression (Godard, 1990). Ces gneiss, dont les affleurements sont très rares, sont localisés essentiellement au nord-ouest du Creusot et au sud-est de Monceau-les-Mines (Fig. II.47). Ce sont des orthogneiss et des paragneiss à biotite (± sillimanite ± grenat ± cordiérite) affectés par de l'anatexie et injectés par des granitoïdes (Arène et Barrère *in* Godard, 1990). Les reliques du métamorphisme de haute pression consistent en des éclogites et des pyroxénites amphibolitisées, en des péridotites à spinelle serpentinisées et en des amphibolites à anorthite, spinelle et corindon (Godard, 1990).

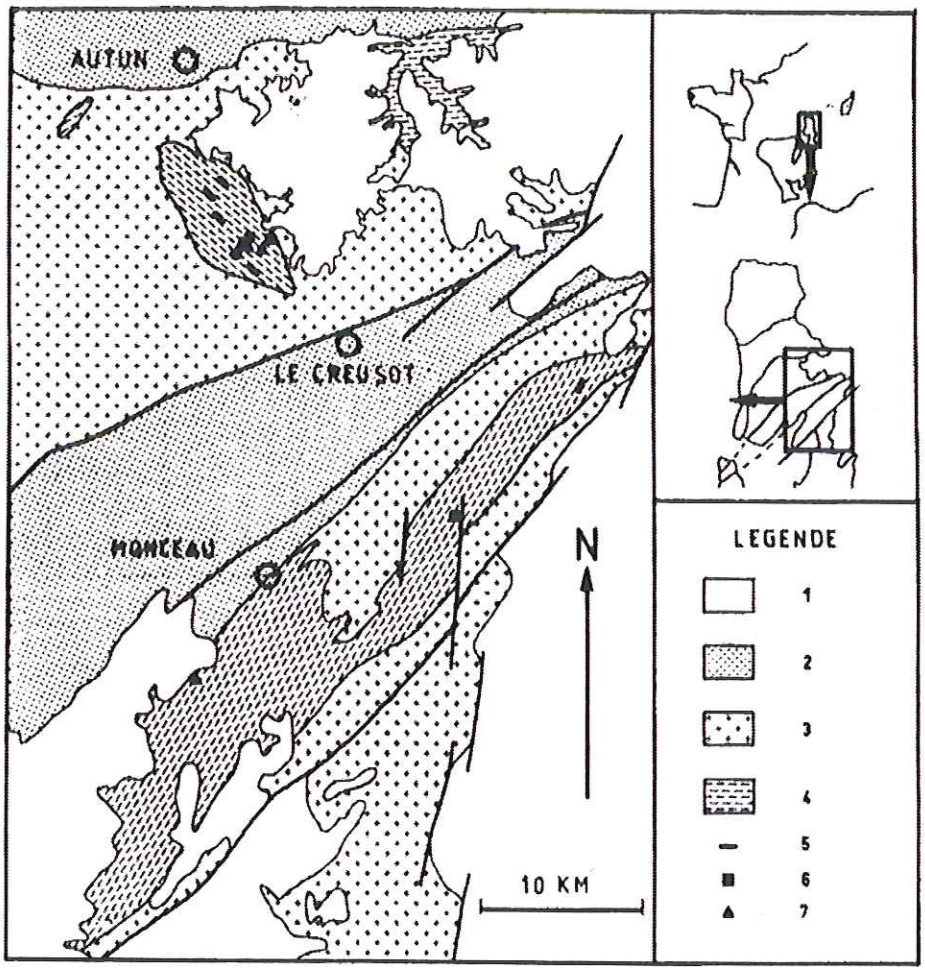
Les gneiss du Morvan montrent les traces d'une évolution métamorphique rétrograde, identique à celle observée au niveau des gneiss des Monts du Lyonnais (Godard, 1990).

C. CONCLUSION

Le "Dévono-Dinantien" du nord-est du Massif Central est constitué par des formations pétrographiquement très diverses (Fig. II.48), allant, pour les faciès sédimentaires, de dépôts typiques des plates-formes carbonatées, jusqu'à des dépôts de type flysch. Les formations volcaniques dévoniennes traduisent également l'existence de domaines paléogéographiquement différents. Dans le Morvan, la série dévonienne de la Somme correspond à un arc magmatique. Par contre, au sud, dans la région de la Loire, le groupe de Violay et les séries de la Brévenne et du Beaujolais correspondent à un rift, à croûte localement océanique.

Des différences apparaissent également du point de vue structural (Fig. III.48). Dans le Morvan, aucune déformation n'est décrite dans ces terrains. A l'inverse, dans la région de la Loire, des déformations importantes affectent ces séries, jusqu'au Viséen inférieur. Les terrains d'âge Viséen moyen et supérieur, eux, ne sont pas déformés.

Il apparaît donc que ces terrains, souvent rassemblés sous le terme de "séries dévono-dinantiennes" et pris en compte comme un seul ensemble, présentent des variations lithologiques et structurales qui traduisent une évolution géodynamique complexe. La suite de ce mémoire est donc consacrée à l'étude des déformations qui affectent ces séries. Étant donné la dispersion géographique des différentes unités, l'étude structurale sera présentée par secteurs, puis, des corrélations seront établies afin d'intégrer les résultats obtenus dans un schéma plus général.



1 : sédiments mézozoïques et cénozoïques post-orogéniques ; 2 : sédiments permo-carbonifères ; 3 : roches granitiques hercyniennes ; 4 : gneiss ; 5 : intercalations de pyroxéno-amphibolites ; 6 : péridotites serpentinisées ; 7 : éclogites amphibolitisées.

Fig. II.47 - Localisation des gneiss du Morvan et carte géologique schématique (Godard, 1990)

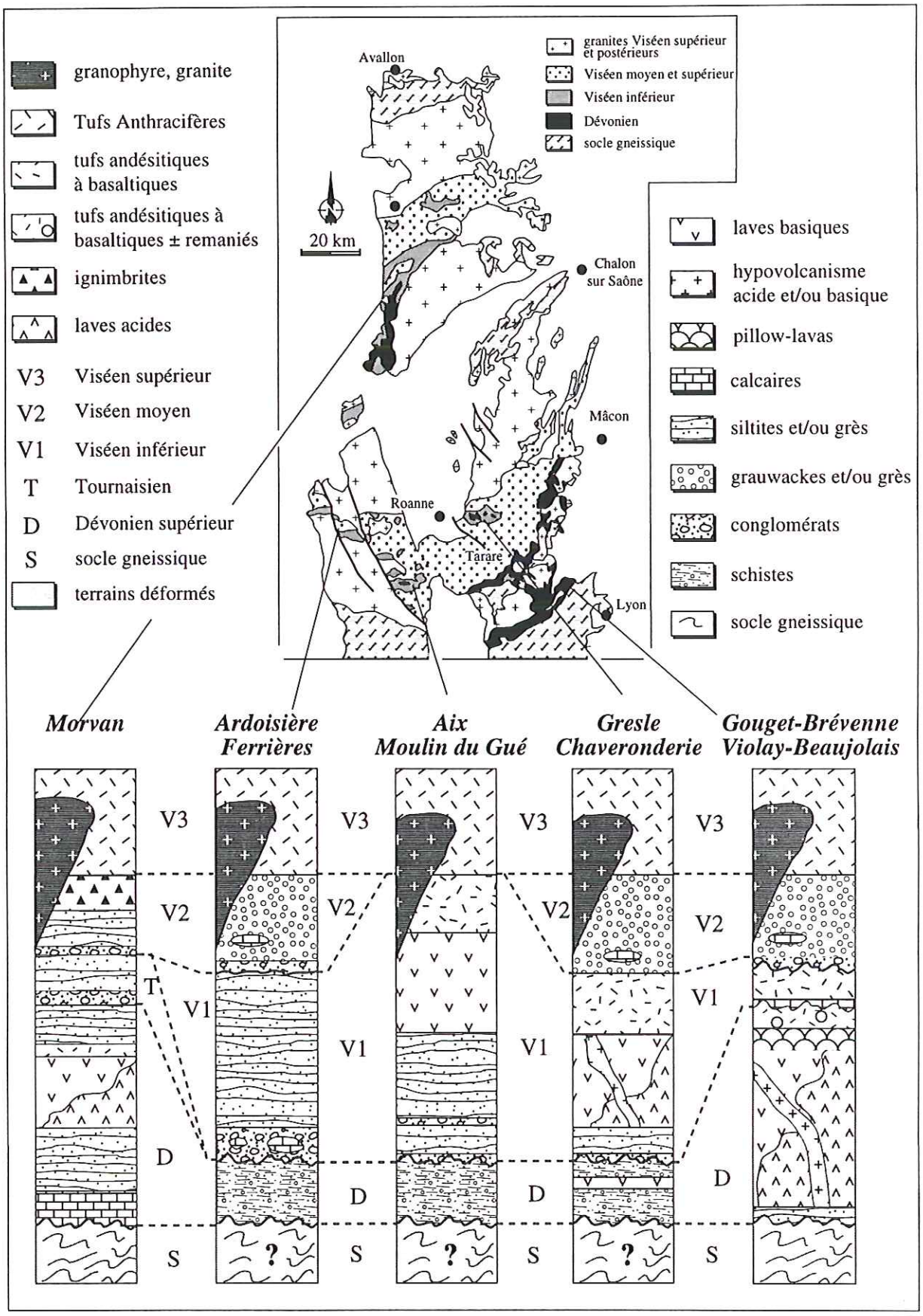


Fig. II.48 - Synthèse des données stratigraphiques sur les unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central

Chapitre III

Etude Structurale des Series Devono-Dinantiennes

ETUDE STRUCTURALE DES UNITÉS "DÉVONO-DINANTIENNES" DU NE DU MASSIF CENTRAL

A. INTRODUCTION

Les formations dévono-dinantiennes du NE du Massif Central (Fig. III.1), assez bien connues sur le plan pétrographique et géochimique, ont été relativement peu étudiées d'un point de vue structural. Il apparaît pourtant clairement que des événements tectoniques importants affectent, en partie, ces terrains avant le Viséen moyen. Des déformations ductiles sont observées dans la plupart de ces formations, recouvertes en discordance par les terrains détritiques du Viséen moyen et volcaniques du Viséen supérieur, non déformés. Ces déformations ont été décrites sur l'ensemble de la région de la Loire. Elles correspondent donc à un épisode tectonique relativement important, qui doit être pris en compte pour la compréhension de cette partie du Massif Central. Les études réalisées jusqu'à présent n'ont pas permis l'élaboration d'un schéma géodynamique d'ensemble satisfaisant. Une étude structurale de l'ensemble des terrains dévono-dinantiens du nord-est du Massif Central a donc été entreprise dans ce but. Les résultats de ces travaux sont exposés dans ce chapitre, une interprétation géodynamique sera présentée dans la quatrième partie de ce mémoire.

Ce travail a débuté par l'étude structurale du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux (Fig. III.1), qui a mis en évidence l'existence d'une déformation ductile jusque alors jamais décrite. Cette déformation ne pouvant être rattachée à ce qui était connu auparavant dans la région, notamment au niveau de la série de la Brévenne (Fig. III.1), une révision des données structurales acquises sur ce secteur s'avérait donc nécessaire. Les résultats de ces travaux sont présentés dans une note actuellement soumise à la revue Geologische Rundschau.

Aux vues des conclusions établies, l'étude structurale a ensuite été étendue aux autres unités anté-Viséen moyen du nord-est du Massif Central. On s'est intéressé notamment à la zone de contact entre la série de la Brévenne et les gneiss des Monts du Lyonnais. Puis, la série du Beaujolais, prolongement nord de la série de la Brévenne et du groupe de Violay (Fig. III.1), a fait l'objet d'une étude détaillée. Dans le Roannais, la série de la Chaveronderie, petit lambeau de roches déformées affleurant sous la série d'âge Viséen inférieur de la Gresle, a également été étudiée. Dans la Montagne Bourbonnaise (Fig. III.1), la série du Moulin du Gué, ainsi que les terrains d'âge Viséen inférieur des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon ont été revus, car des déformations relativement importantes y avaient déjà été décrites (Leistel, 1984; Binon, 1988), sans être rattachées à des épisodes tectoniques régionaux. Enfin, on s'est intéressé aux terrains anté-Viséen moyen du Morvan (Fig. III.1), où aucune

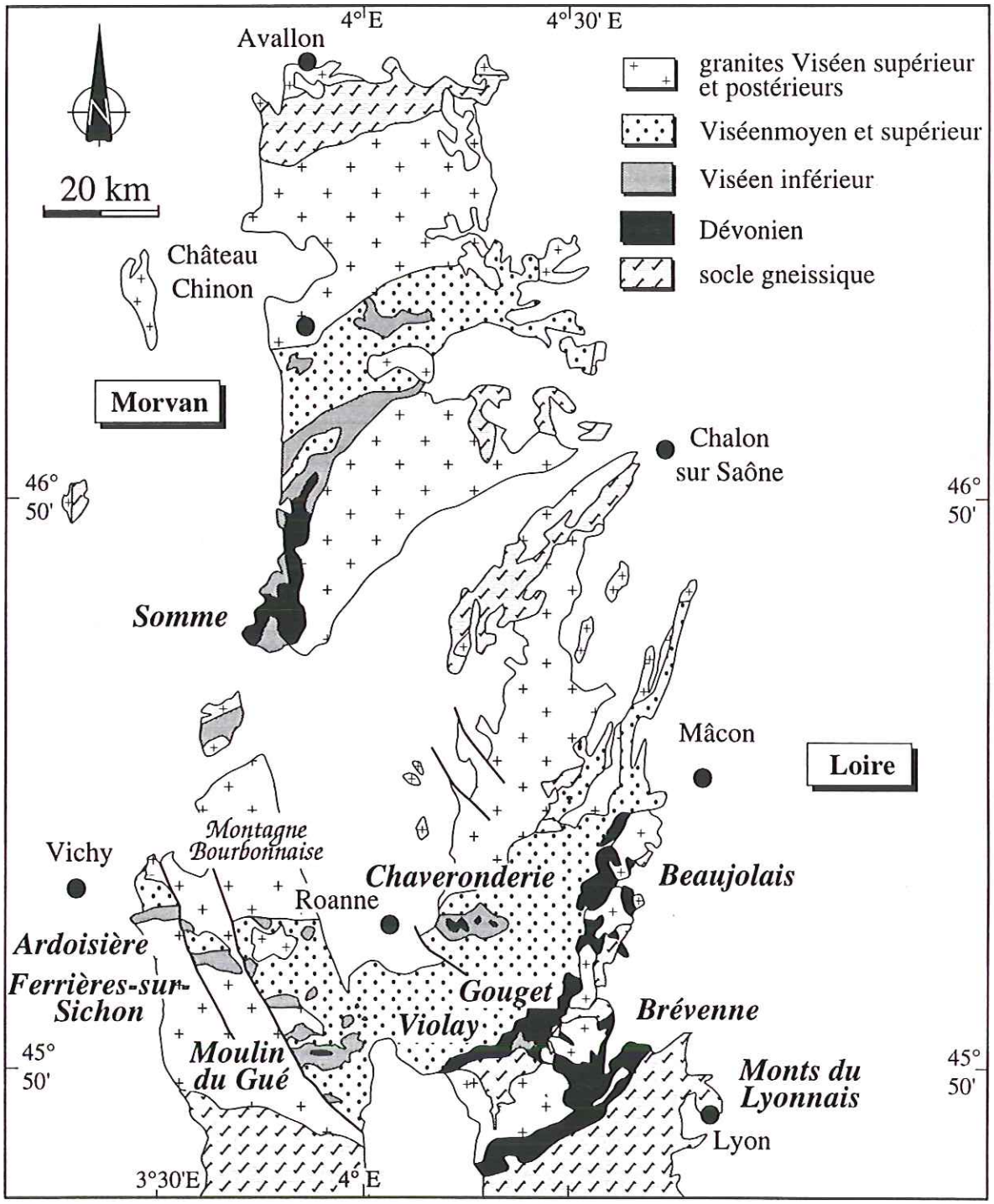


Fig. III.1 - Carte de localisation des différentes séries étudiées

déformation ductile n'est connue.

B. Le secteur Brévenne-Violay-Beaujolais

B.1. Tectoniques polyphasées dans les formations "dévono-dinantiennes" du nord-est du Massif Central français : Publication n°1

Polyphase Tectonics in the"Devonian-Dinantian Units" of the North-East French Massif Central

Tectoniques polyphasées dans les formations "dévono-dinantiennes" du nord-est du Massif Central français

Christèle LELOIX* et **, Michel FAURE* et *** and Jean-Louis FEYBESSE**

(soumis à Geologische Rundschau)

ABSTRACT.- Field and laboratory structural studies show that the Devonian-Dinantian units of the north-east French Massif Central experienced a complex tectonic-metamorphic evolution during the Variscan orogeny. In the Loire area, the Brévenne-Violay-Beaujolais series corresponds to a rift zone with locally oceanic crust which opened in Devonian times. This rift zone was closed before the Middle Visean, since rocks of this age are not ductilely deformed.

The structural analysis of the pre-Middle Visean formations shows a polyphase tectonic evolution associated with greenschist to amphibolite facies metamorphism. The first event D1 probably occurred in Early Tournaisian or Latest Devonian times. It is responsible for the flat-lying regional foliation and the NW-SE to N-S trending lineations. It is well observed in the Violay group and corresponds to the NW-vergent thrusting of the Late Devonian units upon their gneissic basement, represented by the Affoux gneisses. The second event D2 is responsible for the NE-SW to E-W trending lineation developped in the Brévenne unit. To the south, D2 deformation is locally reworked by the Grand-Chemin dextral wrench fault, around 345-350 Ma. This polyphase tectonics corresponds to the closure of the Brévenne-Violay-Beaujolais rift by northward thrusting in Tournaisian times.

Key words : Hercynian collision, rift, Devonian-Dinantian, NE French Massif Central

RESUME. - Les études structurales menées sur le terrain et en laboratoire montrent que les unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central français ont subi une évolution tectono-métamorphique complexe durant l'orogenèse varisque. Dans le secteur de la Loire, les séries de la Brévenne, du Beaujolais et de Violay correspondent à une zone de rifting, localement océanique, qui s'est ouverte au Dévonien. Cette zone de rifting s'est refermée avant le Viséen moyen puisque on n'observe pas de déformation ductile dans les roches de cet âge.

L'analyse structurale des formations anté-Viséen moyen montre une évolution tectonique polyphasée associée à un métamorphisme de faciès schiste vert à amphibolite. Le premier événement, D1, est probablement d'âge Tournaisien inférieur ou fini-Dévonien. Il est à l'origine de la foliation régionale sub-horizontale et de la linéation

* Département des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, CNRS UMR 6530, 45067 Orléans cedex 2, France.

** BRGM, DR/MGG, 3, av Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

*** Institut Universitaire de France

d'étirement orientée NW-SE à N-S. D1 s'observe particulièrement bien dans le groupe de Violay et correspond au charriage vers le NW des unités dévoniennes sur les gneiss d'Affoux. Le second événement, D2, est à l'origine de la linéation NE-SW à E-W. Il est très bien marqué dans la série de la Brévenne. Cette déformation D2 est localement reprise par le décrochement dextre de Grand-Chemin, daté à 345-350 Ma. Cette tectonique polyphasée correspond à la fermeture du rift Brévenne-Violay-Beaujolais par des chevauchements à vergence N d'âge Tournaisien.

Mots-clés : Collision Hercynienne, rifting, Dévono-Dinantien, NE du Massif Central français

I. INTRODUCTION

The north-east French Massif Central consists in Middle to Late Paleozoic formations unconformable on a gneissic basement. These formations are mainly represented by Devonian-Dinantian terranes, intruded by Carboniferous granites and locally overlain by Late Carboniferous coal basins. The Devonian-Dinantian formations occur into two areas namely, from north to south, the Morvan and the Loire areas respectively (Michel-Lévy, 1908; Leistel and Gagny, 1984; Fig. 1). This study deals mainly with the Devonian-Dinantian terranes of the Loire area which are ductilely deformed and metamorphosed, in contrast with those of the Morvan area. If the petrology, geochemical characteristics and emplacement setting of the magmatic series are relatively well known, their tectonic and metamorphic evolutions are not clearly established.

The aim of this paper is a reconstruction of the deformation history of the "Devonian-Dinantian" units of the north-east French Massif Central based on new data resulting from detailed field structural analyses and microstructural studies. In spite of weak chronological constraints, the collected data allow us to propose a new tectonic setting for the evolution of this part of the Massif Central during the Variscan orogeny.

II. GEOLOGICAL SETTING

In the north-east part of the French Massif Central, several volcanic, plutonic and sedimentary rocks of Late Paleozoic age are exposed : the Brévenne-Beaujolais unit, in the Lyonnais and the Monts du Beaujolais areas; the Violay group, in the Monts de Tarare area; the Aix and Moulin du Gué series and the Ardoisière and Ferrières-sur-Sichon basins, in the Montagne Bourbonnaise; the Gresle and Chaveronderie series in the Roannais and the Somme series in the Morvan (Fig. 1). According to early works (e.g. Michel-Lévy, 1908; Rocci and Juteau, 1968), these series of the north-east Massif Central were called globally the "Devonian-Dinantian". However, more recent studies have shown significant differences in geochemical characteristics and tectonic-metamorphic evolution of these series. Indeed, the calc-alkaline and tholeiitic geochemical character of the Brévenne-Violay-Beaujolais and Chaveronderie series is opposed to the calc-alkaline volcanism observed in the Somme series (Bébien, 1970; Lemière, 1983), in the Aix series (Leistel and Bébien, 1982) and in the Gresle series (Sider et al., 1986). Moreover, the Brévenne-Beaujolais, Moulin du Gué and Chaveronderie series experienced a tectonic and metamorphic evolution which is not observed in the other series (Bertaux and Rubiello, 1981; Leistel, 1984; Sider et al., 1986).

1. The Middle and Late Visean formations

Everywhere in the north-east French Massif Central, the Middle Visean units consist of unmetamorphosed sedimentary deposits, unconformable on the Devonian or Early Visean formations (Fig. 1). These series are often paleontologically dated. For exemple, in the Montagne Bourbonnaise and in the Roannais, black limestone lenses gave

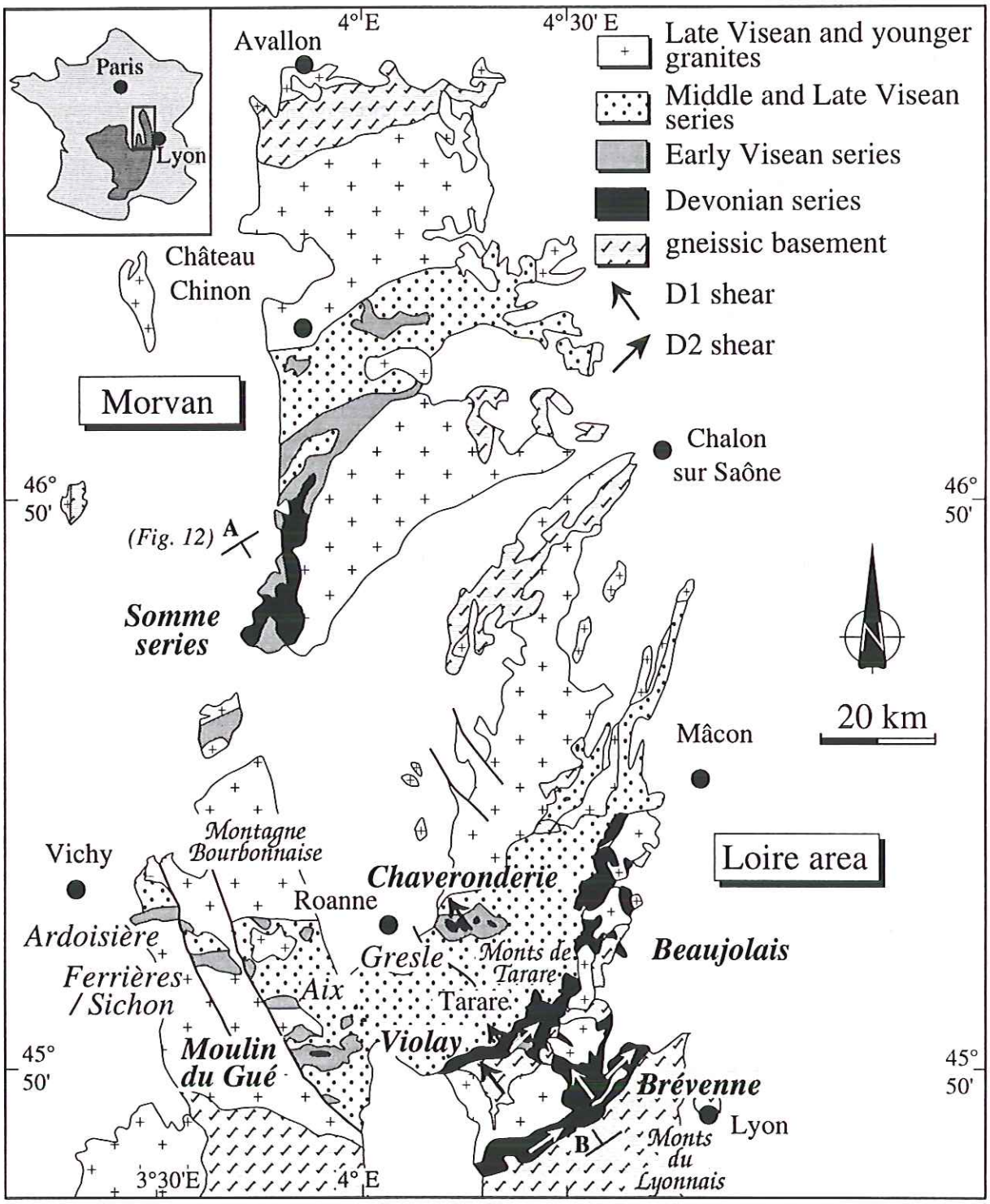


Fig. 1 - Geological location of the Devonian-Dinantian units of the north-east French Massif Central

Fig. 1 - Carte de localisation des formations dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central français

a Middle Visean age (Lys in Échavarri, 1966; Mamet, 1968; Bertaux and Rubiello, 1981; Didier et al., 1989). Moreover, near Néronde (Fig. 2), field observations show that the dated limestones are olistholiths resedimented into a sandy mudstone. Hence, at least part of the so-called Middle Visean formations has to be younger. In the north-east Massif Central, the sedimentary (conglomerate and sandstone) with few intervening coal layers, volcanic and subvolcanic rocks of Late Visean age are called the "Tufs Anthracifères series" (Jung et al., 1939; Fig. 1). These undeformed and unmetamorphosed formations overlie unconformably the Lower and the Middle Visean (Didier et al., 1989). The "Tufs Anthracifères series" is dated by fossils (Chichery, 1938) and by Rb/Sr on whole rock radiometric dating of 336 ± 5 Ma (calculated using ^{87}Rb Decay constant of 1.42 10^{-11} y^{-1}) (Vialette, 1973). In the Montagne Bourbonnaise, this series includes also microgranite such as the Boën-sur-Lignon granophyre .

Several Carboniferous plutons cross-cut the previous formations. They are porphyritic granodiorites with a calc-alkaline and potassic composition (Peyrel and Didier, 1983). They belong to the "red granites family" of the NE Massif Central. In the Montagne Bourbonnaise, the Mayet-de-Montagne pluton is dated at 328± 6 Ma by Rb/Sr on whole rock (Binon, 1988). In the Brévenne-Violay-Beaujolais area, the St-Laurent-de-Chamousset and Beaujolais plutons are undated but, due to their petrological and geochemical characteristics, similar to the "red granite", they are considered as coeval to the Mayet-de-Montagne granite (Peyrel and Didier, 1983). In the Montagne Bourbonnaise, the Moulin Barbeau granite is also ascribed to the red granites (Leistel, 1984). The Late Visean age of these granites and their spatial association to the "Tufs Anthracifères" series suggest a genetic link between the "red granites" and the volcanic and volcani-clastic rocks. There is a sharp contrast between the Late Visean formations and overlying ones. In contrast to the underlying rocks, the Middle and Late Visean formations are neither metamorphised nor deformed. The Late Visean period corresponds to the initiation of the extensional tectonics in the north French Massif Central (Faure, 1995).

2. The Early Visean formations

The Early Visean formations appear very hererogenous. They will be presented according ti their geographic distribution with different facies and structural features.

The **Gouget unit** (Fig. 2) outcrops in the Monts de Tarare area and consists of calcareous sandstones, dated Early Visean (Julien, 1896) by corals and brachiopods, overlain by dacitic tuffs. The Gouget unit which unconformably overlies the Affoux gneisses was considered as undeformed and unmetamorphosed (Leistel, 1984; Delfour et al., 1989). However, as shown below, this unit experienced a weak ductile deformation.

The Early Visean **Aix series** (Fig. 1) is an alternation of sedimentary and volcanic rocks (Leistel, 1984; Didier et al., 1989). The sedimentary formations consist in pelite, sandstone, limestone and conglomerate, they are associated with spilitic tuff and lavas of basaltic or andesitic composition. The conglomerates are petrologically identical to those, deformed, of the Moulin du Gué series. The Aix series is considered as Early Visean on the basis of the lithological comparison with the Gouget unit but no fossil were found in the sedimenary rocks. This age correlation agrees with the geochemical characteristics of the Aix volcanics that are distinct from the Late Devonian volcanites which crop out in the Brévenne area. Moreover, the pre-Visean tectono-metamorphic events observed in the Violay-Brévenne area are lacking there (cf below).

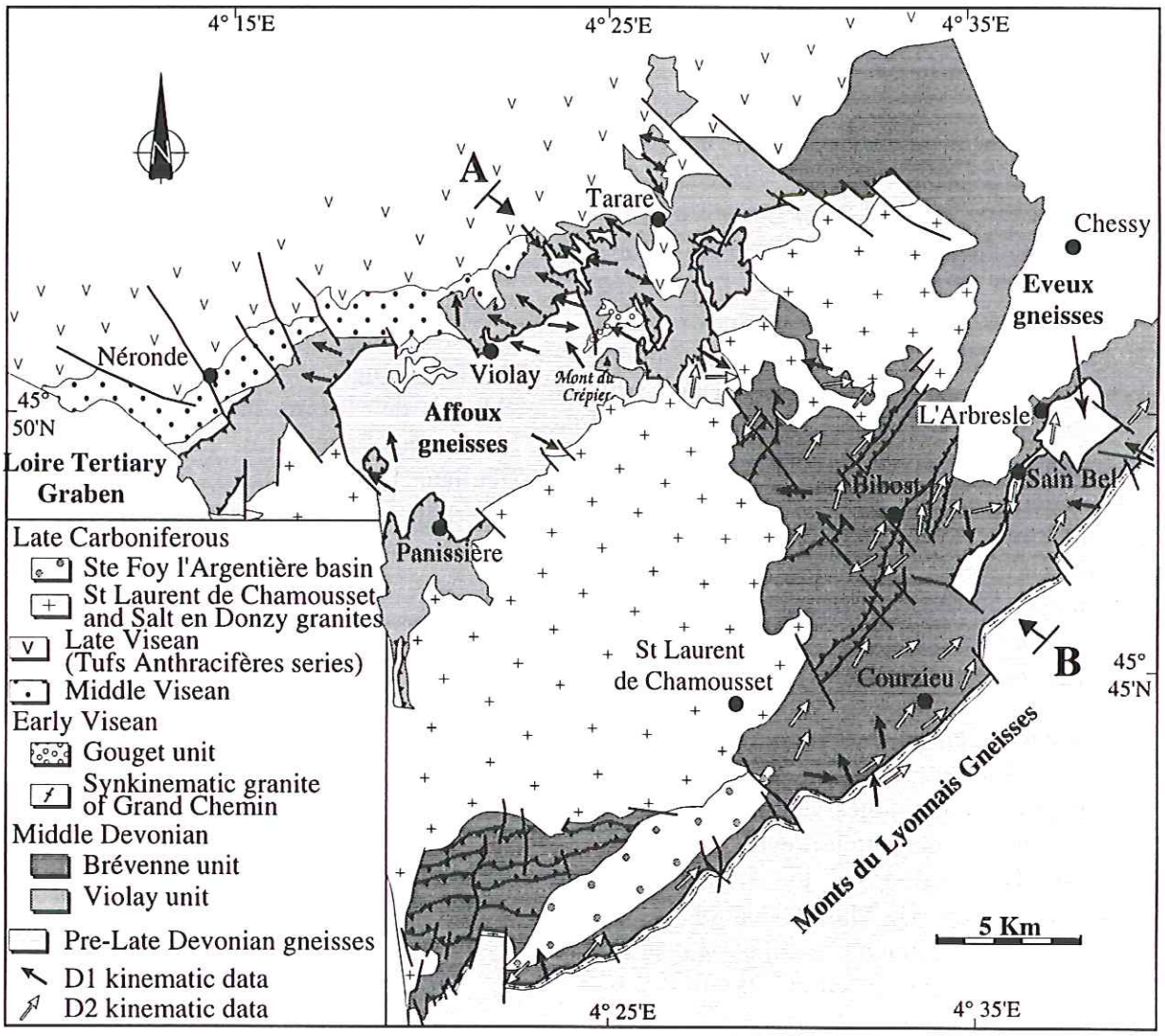


Fig. 2 - Simplified geological and kinematic map of the Violay-Brévenne area

Fig. 2 - Carte géologique simplifiée et cinématique du secteur du groupe de Violay et de la série de la Brévenne

The **Gresle series** (Fig. 1) is composed of sedimentary, volcanic and hypovolcanic rocks, unconformably overlying the Chaveronderie series (Bertaux and Rubiello, 1981). The sedimentary rocks have a clastic or volcanic origin and consist in conglomerate, graywacke, sandstone and schist. A Late Tournaisian-Early Visean age had been determined in fossiliferous black schist (Michel-Lévy, 1908). The Gresle series is also composed of spilite-keratophyre volcanism with acidic, intermediate and mafic rocks similar to the Aix series. This series experienced a weakly greenschist facies metamorphism responsible for chlorite and epidote cristallization in the cement of the sedimentary rocks (Jung and Raguin, 1936; Échavarri, 1966; Gagny et al., 1989).

3. The Late Devonian Units

The sedimentary, volcanic and plutonic rocks of likely Late Devonian age outcrop in four units:

The **Brévenne unit** (Fig. 2) consists of mafic and acidic volcanic rocks forming a spilite-keratophyre association (Durand, 1981) and some sedimentary rocks (siltite and chert), mafic rocks (gabbro, diabase), trondhjemites and serpentinized ultramafic rocks.

The lithology of the **Violay group** (Fig. 2) is slightly different. The sedimentary rocks represent the larger part of the unit and consist in reworked andesitic-dacitic meta-tufs, meta-graywacke and metamorphic gabbroic sandstones. These gabbroic sandstones are exposed in the western part of the unit and are composed of detrital amphibolitized pyroxene and feldspar enclosed in a chlorite-actinolite matrix. This kind of deposits have also been described, for example, in the Mikabu Green-Stone of Japan, where they are produced by synsedimentary tectonics, related to uplift and intraoceanic crust deformation (Iwasaki, 1979). All these sedimentary formations are associated with volcanic amphibolites (andesito-dacitic to basaltic meta-tufs or meta-basaltes) and metamorphosed keratophyres, trondhjemites and gabbros. The Violay unit extends northeastward into the Beaujolais unit.

Many geochemical studies have been realized on metavolcanites of the Beaujolais and Brévenne units and on trondhjemite bodies. The REE pattern of mafic volcanics of the Brévenne unit is similar to those of island arc or continental margin (Pin et al., 1982). Moreover, the distribution of REE and incompatible elements studied in samples with calc-alkaline affinities and in samples associated to an ophiolitic complex belonging to the Beaujolais unit, shows a variable LREE enrichment and a strong negative Nb anomaly characteristic of magmas formed along active margin (Ohnenstetter and Sider, 1988). Major and trace elements geochemistry, in the Brévenne metabasites shows affinities with oceanic ridge tholeiites (Piboule et al., 1982). Lead isotope analyses made on the different ores of the Devonian sulfide mineralization of Chessy indicate a partial mantle origin for the main episode of mineralization. This mantle contribution resulted from leaching, by the mineralising fluids, of the tholeiitic facies of the Brévenne series (Marcoux et al., 1990). Plutonites are similar to oceanic plagiogranites and trondhjemite of ophiolitic complex. The Ti, Zr, Y and Nb repartition in the trondhjemites and keratophyres of the Beaujolais unit shows an affinity with the oceanic ridge or with the volcanic arc granitoids. This result supports a thinned-crust setting, like an ensialic marginal basin, for the Devonian units (Rigaud, 1985). The tholeiitic geochemical signature of the Brévenne-Beaujolais series suggests that continental rifting led to restricted oceanization (Sider, 1985; Sider and Ohnenstetter, 1986; Ohnenstetter and Sider, 1988).

Various ages ranging from Late Proterozoic (Reitz and Wickert, 1988) to

Late Devonian (Delfour et al., 1989) through Silurian-Devonian (Sider et al., 1986) are proposed for these formations. Because inferred from poorly characteristic microfossils, the Late Proterozoic age is debatable (Ledru et al., 1994). The Silurian-Devonian age is based on a comparison with the Aix series, in the Montagne Bourbonnaise and the Gresle series, in the Roannais. The Brévenne-Violay-Beaujolais, Moulin du Gué and Chaveronderie series experienced deformation and metamorphism never observed in the overlying Early Visean formations, represented by the Gouget, Aix and Gresle series, so they are pre-Visean. As a Silurian metamorphism is recognized in the gneissic basement underlying these formations, they are considered as Devonian age. The existence of a pre-Late Devonian anatexis in the Monts du Lyonnais gneisses (Pin and Peucat, 1986), which does not affect the Brévenne unit, supports a Late Devonian in age for this series. An U/Pb dating on zircon from keratophyre of 365 ± 10 Ma agrees with this age (Milesi and Lescuyer, 1993; C. Guerrot (submit)). However, this age is probably a minimum one, since keratophyres belong to the late magmatic stage.

The **Moulin du Gué series** (Fig. 1) occurs as a small strip of deformed rocks within the undeformed Early Visean sedimentary rocks of the Aix series. It consists in sericitic schists, garnet micaschists and micaschists with quartz ribbons. These formations experienced a synkinematic greenschist facies metamorphism, marked by white mica in the foliation plane and syntectonic recristallization of quartz. On the basis of the degree of deformation and metamorphism, the Moulin du Gué series has been distinguished from the Aix series (Leistel, 1984).

A contact metamorphism affects the Moulin du Gué series and partly the Aix series (Jung and Vachias, 1937; Tourlonias, 1965). It is responsible for conspicuous biotite and andalusite cristallization and, in the Moulin du Gué micaschists, for the presence of euhedral, static garnet. This metamorphism is attributed to the existence of hidden granites, probably related to the supposed Late Carboniferous Moulin Barbeau pluton (Leistel, 1984).

The **Chaveronderie series** (Fig. 1) underlies the Early Visean Gresle series (Bertaux and Rubiello, 1981; Gagny et al., 1989). This series consists in quartz micaschist and amphibole schist metamorphosed into green schist facies with chlorite, actinolite, sericite and epidote. Locally, the amphibole schist shows hornblende clasts surrounded by the foliation planes. The observation of relict and retromorphosed minerals like garnet suggests that the metamorphism in the Chaveronderie series first reached the amphibolite facies and afterwards experienced a greenschist facies retrogression (Bertaux and Rubiello, 1981; Gagny et al., 1989). The Chaveronderie series was considered as an equivalent of the Affoux gneisses (Bertaux and Rubiello, 1981). However, recent petrological and geochemical studies (Sider et al., 1986) have shown that the metabasites of the Chaveronderie series have the same characteristics than the tholeiites of the Brévenne unit. Since the Chaveronderie series experienced the same metamorphic and deformation history as the Brévenne unit, they are tentatively interpreted here as a part of the Late Devonian units.

4. The Pre-Early Devonian gneisses

The Pre-Early Devonian gneisses form two main units with different tectonic metamorphic evolutions.

The **Monts du Lyonnais gneisses** (Fig. 2) consist in orthogneiss and paragneiss, more or less migmatized, migmatite and some metabasic and ultrabasic rocks. These gneisses belong to the Upper Gneiss Unit (Ledru et al., 1989) and experienced several

phases of deformation and a retromorphic evolution (Lardeau and Dufour, 1987). The first event which occurred during the Eo-Variscan period corresponds to a deformation under high pressure conditions. In the Haut-Allier or Marvejols areas, it is dated as Silurian (Pin and Peucat, 1986). The second deformation is the most important one found in the Monts du Lyonnais gneisses. It is responsible for the regional foliation associated with a NE-SW trending lineation and folds (Lardeau and Dufour, 1987). This event, which is coeval with an intermediate pressure metamorphism and migmatization, took place during the Medio-Variscan period dated at 384 ± 16 Ma by Rb/Sr on whole rocks (Duthou et al., 1994). The third event affects all the Pre-Visean formations. In the Monts du Lyonnais gneisses, this event is responsible for ductile strike slip, dated at 340-350 Ma by $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Costa et al., 1993).

The **Affoux gneisses** (Fig. 2) are interpreted as the basement of the Devonian units in the Monts de Tarare area (Peterlongo, 1960). They consist in augen orthogneiss and paragneiss which experienced a mesozonal metamorphism and then were retrogressed into epizonal conditions, associated to mylonitic facies (Sider, 1985; Delfour et al., 1989).

Some tectonic slices of gneiss called the **Eveux gneisses** occur within the Brévenne unit (Fig. 2). They also experienced an amphibolite facies metamorphism and were retrogressed in epizonal conditions, coeval with a mylonitic deformation (Delfour et al., 1989). In the following, the Affoux and Eveux gneisses are grouped together since they are petrologically and structurally very similar.

III. STRUCTURAL ANALYSIS

1. NW-vergent ductile deformation in the Violay-Tarare area (D1 event)

In spite of many petrographic and cartographic studies carried out in the Violay group and the Affoux gneisses (e.g. Peterlongo, 1960; Lacroix, 1980; Delfour et al., 1989), the structural aspect has never been envisaged in detail. On the basis of observation of trondhjémite plutons intrusive in gneisses at the Mont du Crépier (Fig. 2), previous authors concluded that the magmatic rocks of the Violay group are intrusive into the Affoux gneisses (Beurrier et al., 1980; Piboule et al., 1983). However, our own field observations show that the Mont du Crépier is not representative of the whole area. Indeed, this small plutonic block is almost undeformed and the surrounding rocks are augen gneisses which did not experienced intensive deformation. In contrast, in most of the study area, the mafic rocks show a conspicuous ductile deformation increasing near the contact between the Violay group and the underlying Affoux gneisses (Fig. 2). Field observation shows that, even when folded, the Violay group geometrically overlies the Affoux gneisses (Fig. 3). Therefore, even if initially the Affoux gneisses partly represents the basement of the Late Devonian mafic volcanic and plutonic rocks, our study shows that most of the Violay group is an allochtonous unit overlying the Affoux gneisses (Fig. 4).

Both the Violay group and Affoux gneisses exhibit ductile deformation. Although the origin of the structures in the Affoux gneisses are discutable, since they can be formed during the eo-Variscan stages, the foliation and lineation in the Violay group are obviously related to the tectonics of the Violay-Brévenne area.

The stretching lineation pattern shows a dominant NW-SE trend (Fig. 3). Sections parallel to the lineation and perpendicular to the foliation allow us to set the kinematic pattern. In meta-tuffs, actinolite or chlorite and sometimes muscovite asymmetric pressure shadows around feldspar phenoclasts indicate a top-to-the-NW shear

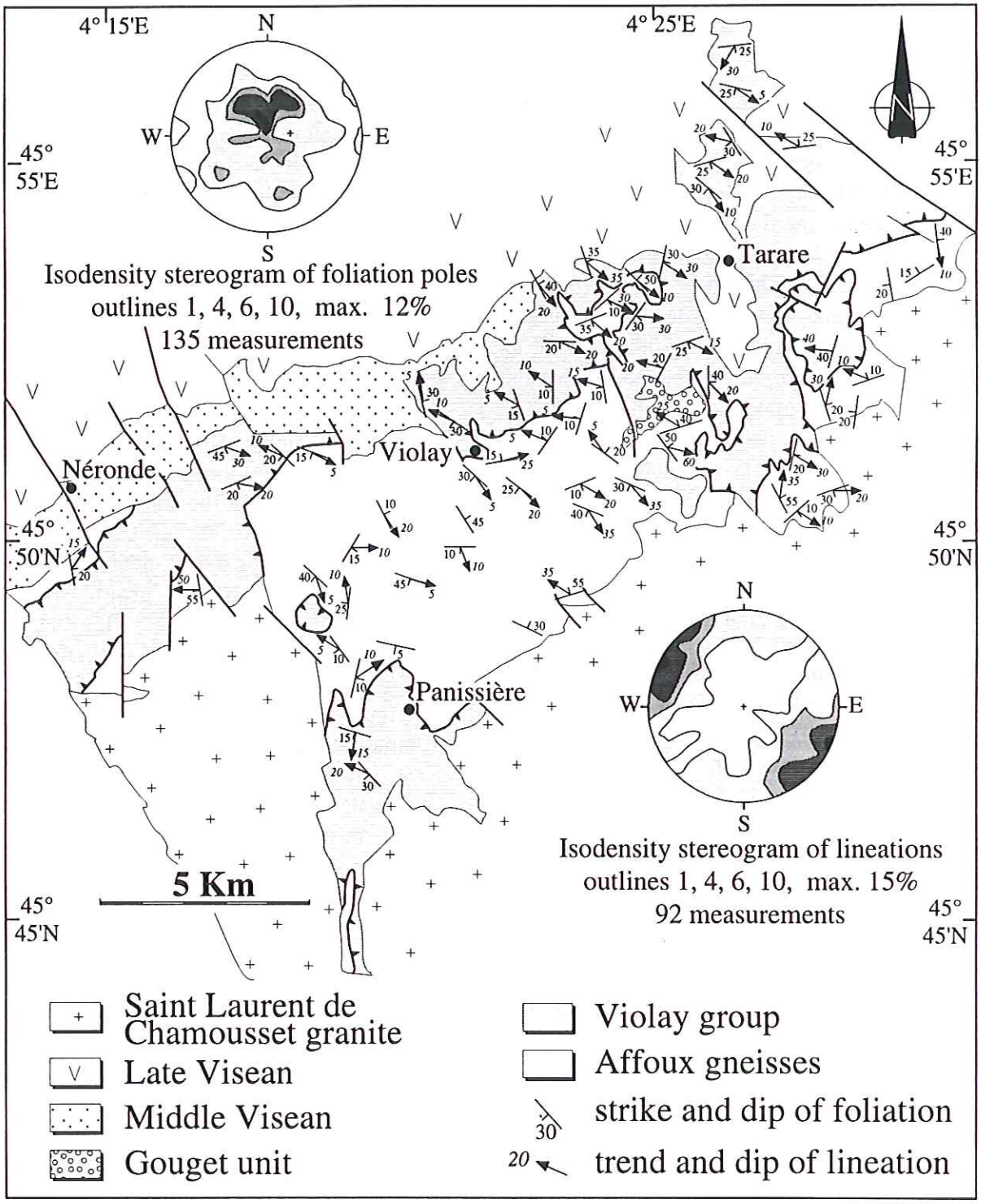


Fig. 3 - Structural map of the Violay area and isodensity stereograms of foliation poles and lineations

Fig. 3 - Carte structurale du secteur du groupe de Violay et stéréogrammes d'isodensité des pôles des plans de foliation et des linéations

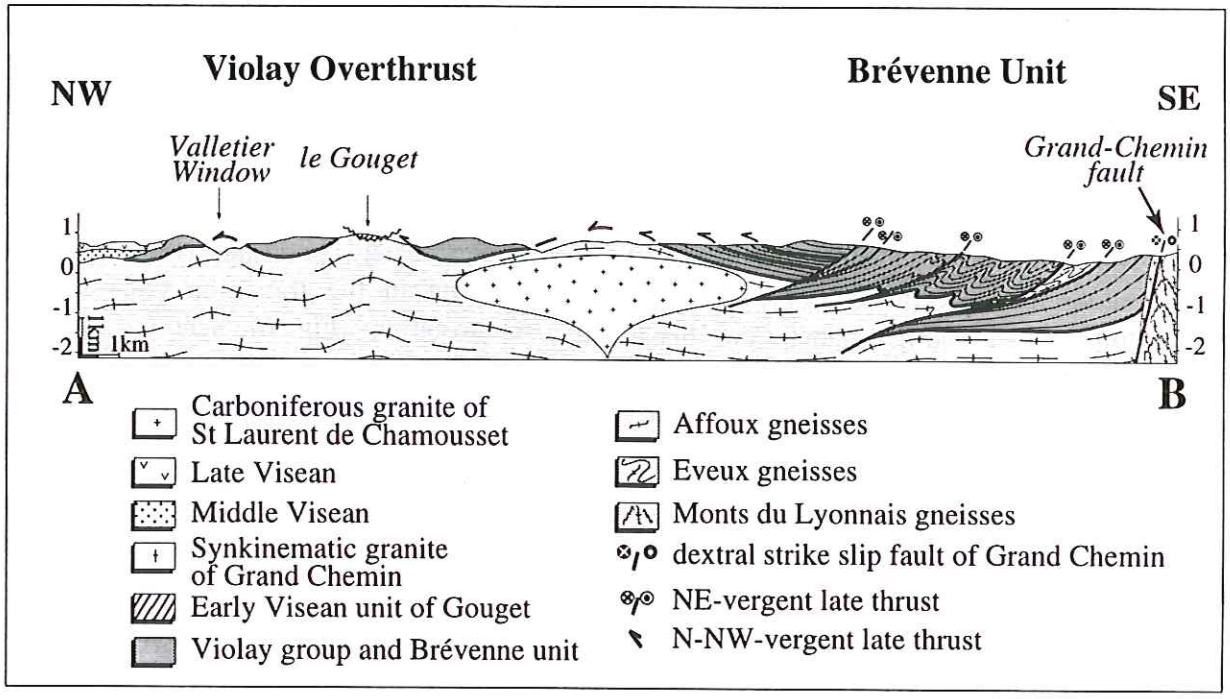


Fig. 4 - Interpretative cross-section of the Violay-Brévenne area

Fig. 4 - Coupe interprétative du secteur du groupe de Violay et de la série de la Brévenne

(Fig. 5.A). In amphibolites, actinolite and sometimes chlorite pressure shadows around feldspar and amphibole phenoclasts indicate the same sense of shear (Fig. 5.B). In trondhjemite (Fig. 5.C) and keratophyre, the chlorite and muscovite pressure shadows around feldspar, indicate a top-to-the-NW shear too. The same shear sense is inferred from millimetre to centimetre scale shear bands and from sigmoidal feldspar or amphibole porphyroclast system. Therefore, in spite of rare top-to-the-SE shear senses, most of studied points indicate unambiguous top-to-the-NW shearing (Fig. 2).

The Affoux gneisses were already foliated before the formation of the Violay rocks, but exhibit a well marked planar and linear fabric, concordant with that observed in the overlying Violay rocks. Near the contact with the Violay group, grain size decreases and a conspicuous NW-SE trending lineation appears. These mylonitic gneisses show the same kinematic characters as the Violay group. Around quartz and feldspar phenocryst, chlorite, muscovite and sometimes biotite asymmetric pressure shadows indicate a top-to-the-NW shear (Fig. 5.D). The same shear sense is also inferred from sigmoidal quartz, feldspar and muscovite and from shear bands.

In the Violay group rocks, the foliation is defined by greenschist facies minerals such as chlorite, actinolite, epidote or quartz, albite, sericite in mafic and acidic rocks respectively. These metamorphic minerals develop directly at the expense of primary sedimentary or magmatic ones. For instance, actinolite replaces and overgrows magmatic hornblende in metagabbro. This observation indicates that the greenschist facies metamorphism corresponds to prograde P-T conditions coeval to the NW-SE trending ductile deformation. As discussed further, we interpret this ductile deformation coeval to prograde metamorphism as the effect of the northward thrusting of the Violay group rocks upon the Affoux gneisses.

2. Polyphase ductile deformation in the Brévenne unit

The Late Carboniferous St-Laurent-de-Chamousset granite does not allow us to observe the direct relationships between the Brévenne and the Violay units. Therefore, the structure of the Brévenne unit has to be considered independantly. The Brévenne unit experienced a polyphase ductile deformation (Wickert, 1988; Feybesse et al., 1988). The regional foliation is folded by NE-SW trending upright folds and it bears a N10E to N70E trending stretching lineation in the eastern part and N70E to N100E trending in the transition zone with the Violay group (Fig. 6). Sections parallel to the lineation and perpendicular to the foliation allow us to observe various shear criteria. In the meta-basalts, asymmetric hornblende or actinolite pressure shadows around feldspar phenoclasts (Fig. 7 A) and sigmoidal feldspar indicate a top-to-the NE shear. In the meta-keratophyres, chlorite and muscovite asymmetric pressure shadows also indicate a top-to-the-NE motion (Fig. 7 B). The same sense of shear is inferred from millimetre to centimetre scale shear bands, observed in all kind of rocks (Fig. 2).

Although more difficult to observe, a NW-SE directed stretching lineation is not uncommon. NW-SE lineations refolded by NE-SW trending folds have never been observed in the field; however, the following facts support the conclusion that the NW-SE lineation is the older one. Samples with NW-SE lineations also show intrafolial microfolds which are well observed in NE-SW section, i.e. perpendicular to the axes and scarcely found in NW-SE sections (Fig. 7C). These microfolds are linked to the first phase of deformation recognized in the Brévenne unit. In the NE-SW section, the isoclinaly folded foliation is cross-cut by high angle shear planes which indicate a top-to-the-NE motion (Fig. 8). Boudinage too is observed in the NE-SW direction. Along the contact

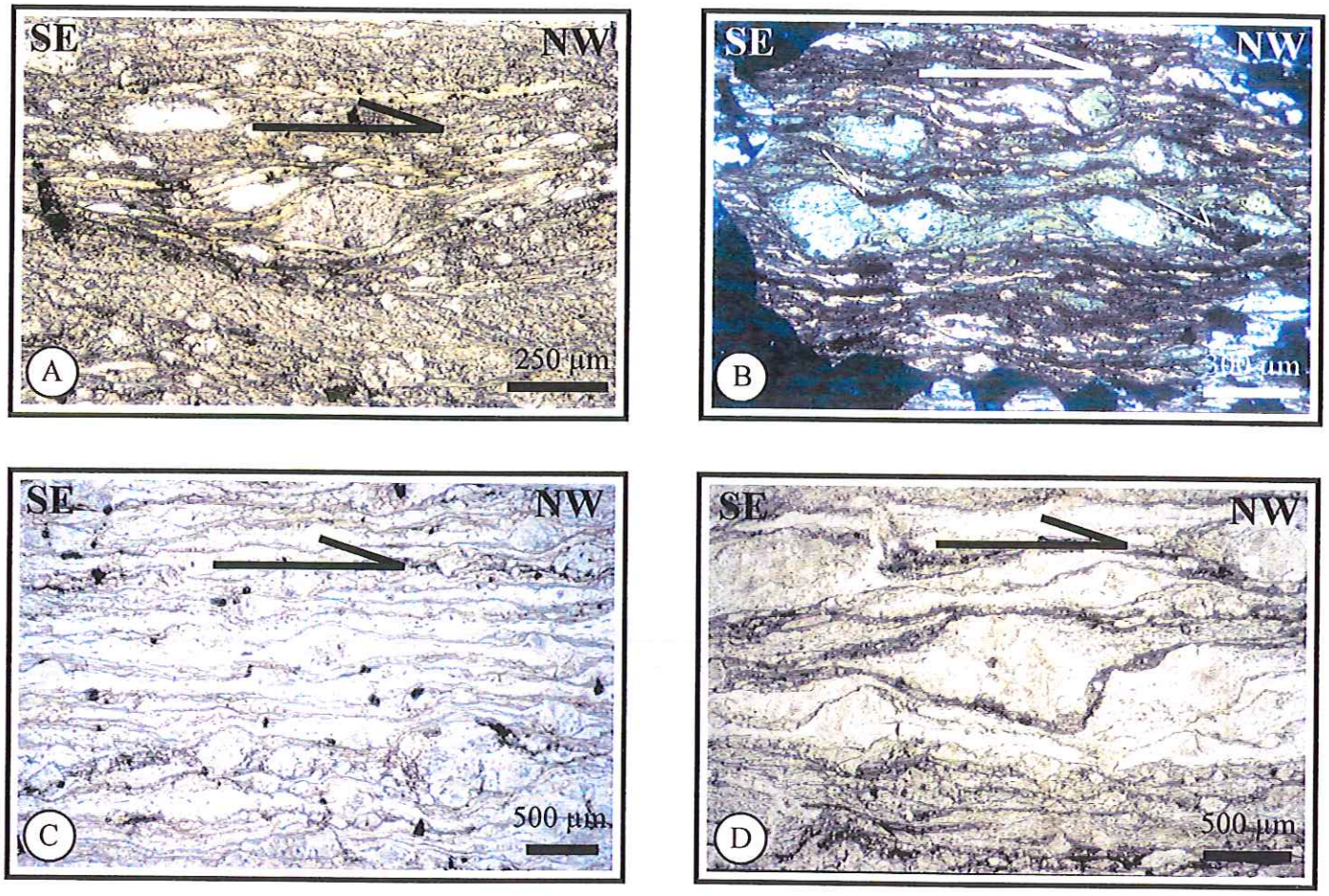


Fig. 5 - Examples of top-to-the-NW microscope scale shear criteria in the Violay group (A, B and C) and in the Affoux gneisses (D). In all pictures, the plane of view is perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation.
A : Muscovite and chlorite asymmetric pressure shadows around a feldspar phenoclast in a mylonitic meta-tuf of Tarare.
B : Actinolite pressure shadows around amphibole phenoclast and shear bands in amphibolite of St-Marcel-l'Eclairé.
C : Quartz, muscovite and chlorite pressure-shadows around feldspar in mylonite of trondhjemite near Bussière.
D : Quartz and chlorite pressure shadows around a feldspar phenoclast in mylonite of Affoux gneisses near Violay.

Fig. 5 - Exemples de critères cinématiques d'échelle microscopique indiquant un cisaillement de la partie supérieure vers le NW dans les formations du groupe de Violay (A, B et C) et des gneiss d'Affoux (D). Les sections sont taillées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement.
A : Phénoclaste de feldspath avec des ombres de pression asymétriques composées de muscovite et de chlorite dans un méta-tuf mylonitique de Tarare.
B : Phénoclastes d'amphibole à ombres de pression asymétriques composées d'actinote et plans de cisaillement dans une amphibolite de St-Marcel-l'Eclairé.
C : Phénoclastes de feldspath à ombres de pression asymétriques composées de quartz, de muscovite et de chlorite dans une mylonite de trondhjémite près de Bussière.
D : Phénoclastes de feldspath à ombres de pression asymétriques composées de quartz et de chlorite dans une mylonite de gneiss d'Affoux près de Violay.

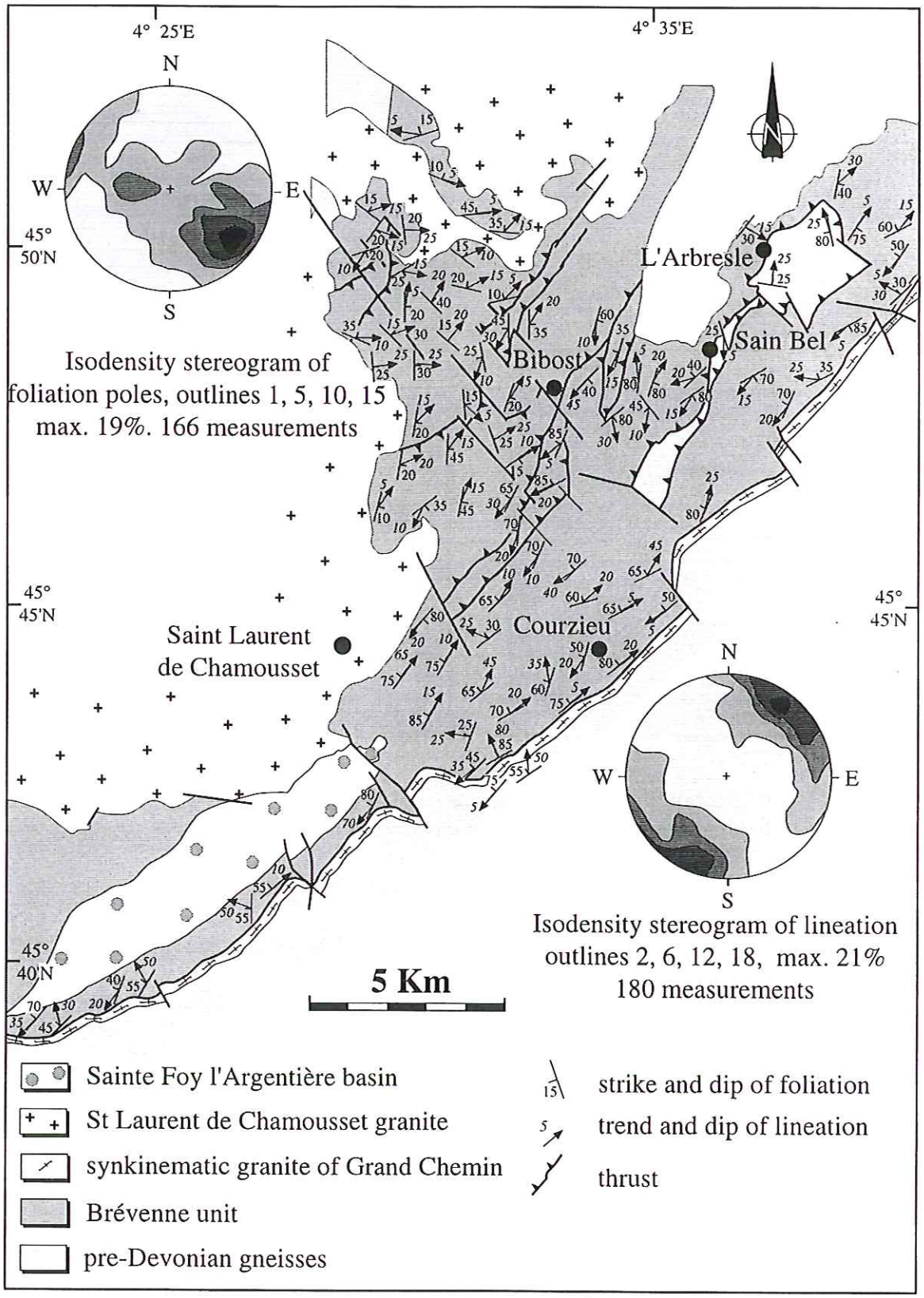


Fig. 6 - Structural map of the Brévenne unit and isodensity stereograms of foliation poles and lineation

Fig. 6 - Carte structurale de la série de la Brévenne et stéréogrammes d'isodensité des pôles des plans de foliation et des linéations

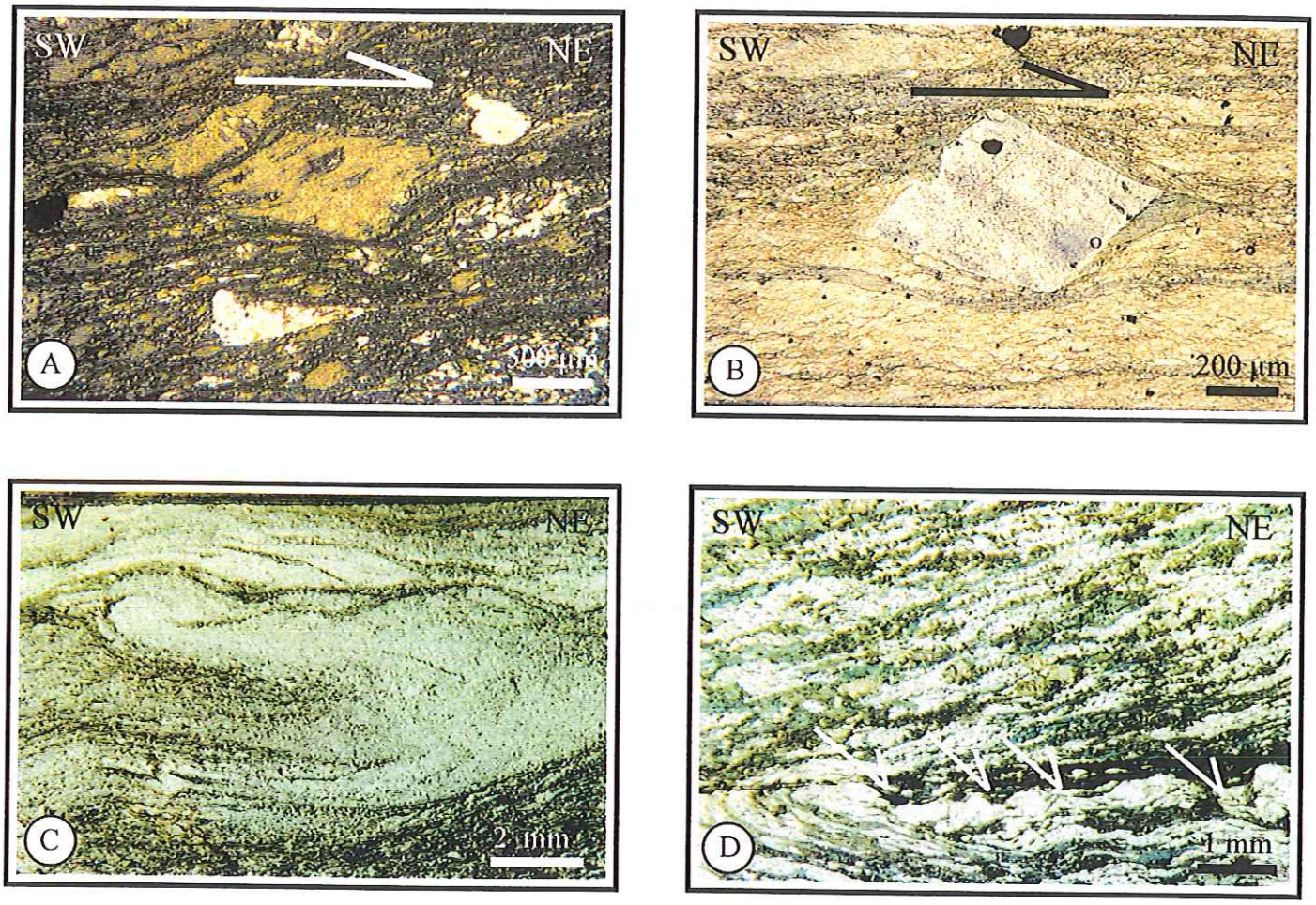


Fig. 7 - Microscope scale examples of top-to-the-NE shear criteria in the Brévenne unit. The plane of view is perpendicular to the foliation and parallel to the L2 stretching lineation.
A : Asymmetric hornblende pressure shadows around a feldspar phenoclast in mylonitic meta-basalte near Sain Bel.
B : Chlorite and muscovite asymmetric pressure shadows around a feldspar phenoclast in mylonitic keratophyre near l'Arbresle.
C : Microscopic example of intrafolial microfold with NW-SE axis observed in amphibolite of the Brévenne unit.
D : Top-to-the-SW shear bands cross-cutting early intrafolial microfolds with NW-SE trending fold axis in the sericitic schists of the Moulin du Gué series.

Fig. 7 - Exemples de critères cinématiques indiquant un cisaillement de la partie supérieure vers le NE, observés au microscope dans les formations de la série de la Brévenne. Les sections sont taillées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation d'étirement.
A : Phénoclaste de feldspath avec des ombres de pression asymétriques composées de hornblende dans un méta-basalte mylonitique de la région de Sain Bel.
B : Phénoclaste de feldspath avec des ombres de pression asymétriques composées de chlorite et de muscovite dans une mylonite de kératophyre près de l'Arbresle.
C : Exemple microscopique de pli intrafolial d'axe NW-SE, observés dans une amphibolite de la série de la Brévenne.
D : Plans de cisaillement indiquant un déplacement vers le SW de la partie supérieure, recoupant des microplis intrafoliaux plus précoces d'axe NW-SE, témoins d'une déformation antérieure.

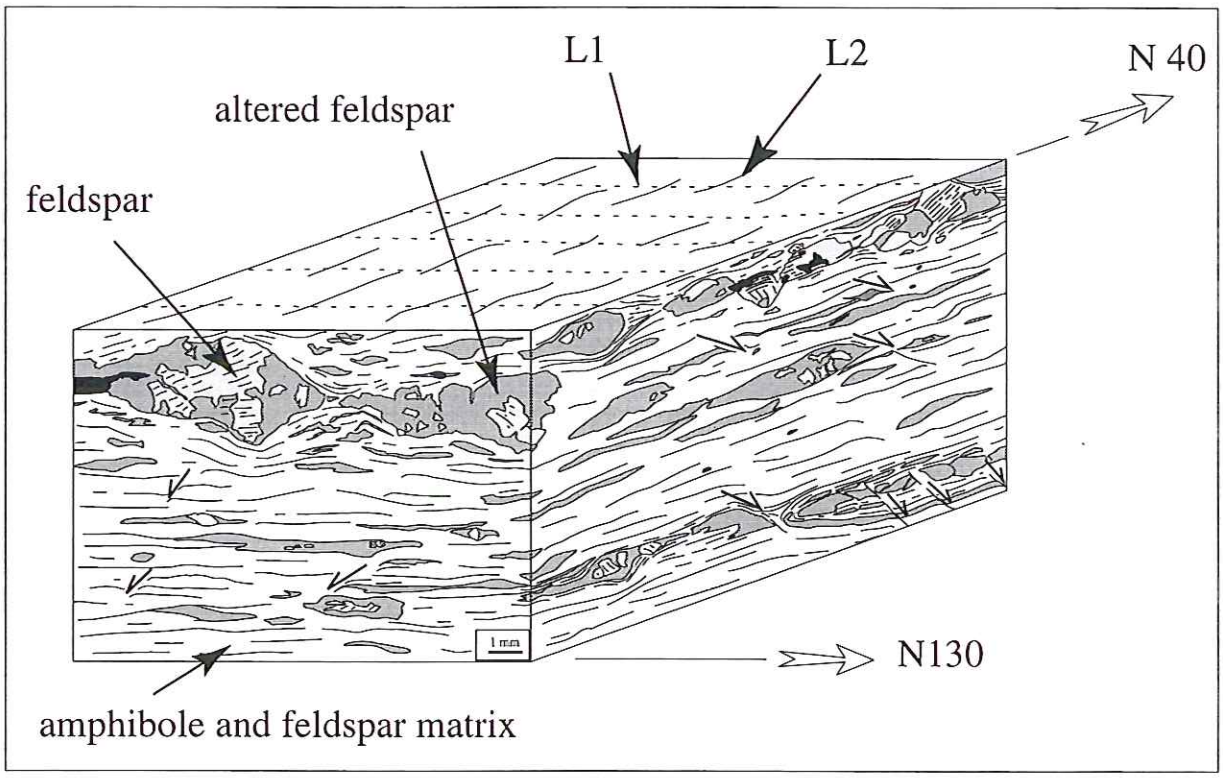


Fig. 8 - Block-diagram showing intrafolial D1 microfolds, in NE-SW section, cross-cut by D2 top-to-the NE shear bands (redrawn from thin sections)

Fig. 8 - Bloc-diagramme, déssiné à partir de lames minces, montrant l'existence, dans les sections NE-SW, de microplis intrafoliaux syn-D1 et recoupés par des plans de cisaillement post-foliaux qui déplacent la partie supérieure vers le NE

between the Brévenne unit and the Monts du Lyonnais gneisses, the foliation attitude is subvertical (Fig. 6). The contact is marked by lenses or slices of the Grand-Chemin granodiorite which exhibits an heterogeneous deformation. Although undeformed granite is common, granite cataclasite and mylonite with subvertical N50E trending foliation and subhorizontal stretching lineation is locally well developed. Shear criteria observed at hand specimen and thin section scales indicate a dextral sense of shear. However, the intensity of the deformation, both in the Brévenne meta-volcanics and the Monts du Lyonnais gneisses appears more intense with a well developped planar anisotropy. Feybesse et al. (1988), suggested the hypothesis of a dextral strike-slip thrust of the Brévenne unit upon the Monts du Lyonnais gneisses. Our field observations show that this contact is a dextral strike slip fault which occurred after the main tectonic events observed in Brévenne. This wrench fault is responsible for a N10E to N50E trending regional folding. Some kink bands observed in NE-SW thin sections, might also belong to this event. The Grand-Chemin granite is contemporaneous to this wrench fault and dated at 345.6 ± 3.2 Ma on biotite and 349.1 ± 3.2 Ma on muscovite by $^{40}Ar / ^{39}Ar$ (Costa et al., 1993).

In conclusion, the structural analysis of the Brévenne unit allows us to recognize three tectonic-metamorphic events. The younger one is a dextral N50 trending wrenching dated between 345 and 350 Ma by the synkinematic granite of Grand-Chemin. The early syntectonic (D1) event is characterized by a NW-SE lineation and top-to-the-NW shearing (Fig. 4). The early D1 event is overprinted by the NE-vergent thrusting (D2) which appears as the best preserved deformation.

The greenschist facies regional metamorphism affects the Brévenne unit. Near the contact with the Monts du Lyonnais gneisses, it may reach the amphibolite facies (Fonteilles, 1968; Delfour et al., 1989; Feybesse et al., 1995). In the meta-basalts, the observation of hornblende in the foliation planes and in asymmetrical pressure-shadows around actinolite or feldspar phenoclasts indicates that this mesozonal metamorphism is associated to the deformation of the Brévenne unit. These dynamic cristallisations of hornblende are observed within the microfolds associated to the D1 phase, so it seems that the amphibolite facies metamorphism corresponds to the D1 event.

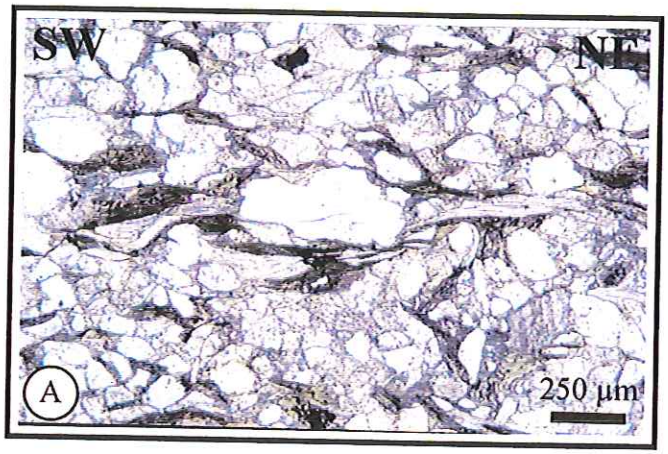
3. Ductile deformation in the Early Visean Gouget unit

The calcareous sandstones and tuffs, at the base of the Early Visean Gouget unit, exhibit planar and linear ductile deformation structures. In some places, the flat-lying cleavage is folded by NE-SW upright folds probably related to the Grand-Chemin dextral wrenching. This foliation bears a N10E to N40E trending stretching lineation but the shear criteria do not give a clear sense of shear. In the sandstone, chloritized biotite and chlorite pressure shadows around quartz grain, are symmetrical (Fig. 9 A). In the tuffs, the chlorite pressure-shadows around vesicles are weakly asymmetrical but they do not indicate a consistent sense of shear (Fig. 9 B). Nevertheless, and in contrast to frequent statements (Leistel, 1984; Sider, 1985), the Gouget unit experienced a NE-SW trending ductile deformation which can be correlated to the NE-SW trending D2 deformation observed in Brévenne area.

IV. DISCUSSION-CONCLUSION

1. Chronological problems

Few radiometric dates are avaible for the Devonian Dinantian rocks of the NE Massif Central. The polyphase deformation is bracketed between the probable Late Devonian age of some of the igneous



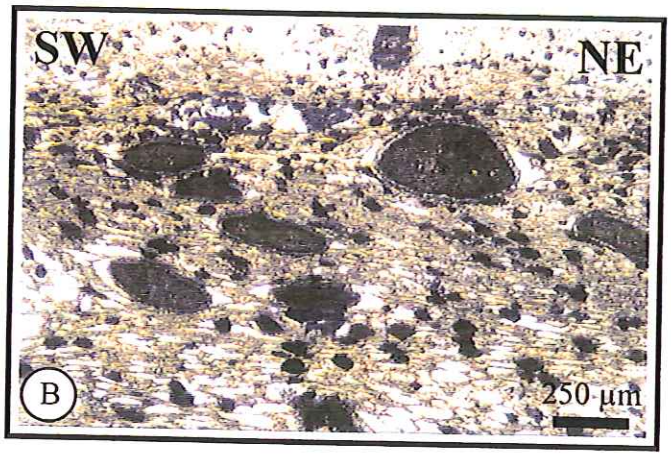


Fig. 9 - Microscopic examples of kinematic criteria in the deformed Early Visean rocks at the base of the Gouget unit. The shear criteria do not give a clear sense of shear. In these two pictures, the plane of view is perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation.
A : Symmetric biotite and chlorite pressure shadows around quartz grain in calcareous sandstone of the old Gouget quarry.
B : Weakly asymmetric chlorite pressure shadows around vesicles in tuffs near le Gouget.

Fig. 9 - Exemples de critères cinématiques observés dans les roches déformées de la base de l'unité du Gouget. Ces critères n'indiquent pas clairement un sens de cisaillement. Observations faites au microscope optique sur des sections taillées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation.
A : Dans les grès à ciment calcaire de l'ancienne carrière du Gouget, les grains de quartz présentent des queues de cristallisation symétriques composées de biotite et de chlorite.
B : Dans les tufs près du Gouget, les ombres de pression, faiblement asymétriques, autour de vésicules sont composées de chlorite.

protoliths in the Brévenne unit and the 350-345 age of the Grand-Chemin dextral wrench fault. This earliest Visean determination rises the problem of dating the D2 event. As shown above, the Gouget unit rocks which are deformed by D2, are stratigraphically dated as early Visean, i.e. 340-330 Ma, (Julien 1896). It is worth to note that all recent attempts to confirm this stratigraphic attribution have failed yet. A slightly older date of the Gouget rocks such as Late Tournaisian, might be proposed in order to solve the discrepancy between the stratigraphic and radiometric dates. As for the D1 deformation, it probably occurred in latermost Devonian or Early Tournaisian times. $^{40}Ar/^{39}Ar$ datings are presently in progress to improve the timing accuracy of the tectonic-metamorphic events.

2. Regional bearing

The D2 event is also well developped in the Ferrières-sur-Sichon "basin" and Moulin du Gué series in the Montagne Bourbonnaise (Binon, 1988) (Fig. 1). In the present state of knowledge, the NE-SW Early Visean deformation is not recorded in Morvan and south Vosges area. Due to the local extension of this weak deformation and metamorphism, the regional significance of the D2 event is still unclear. In the Morvan area, the Late Devonian rocks, called the Somme series (Michel-Lévy, 1908; Fig. 1) consist of Frasnian limestones, overlain by terrigenous, volcanics and volcani-clastic rocks of Famennian-Tournaisian age (Delfour, 1989). In contrast to the Loire area, the Somme series does not show any evidence of ductile deformation. Owing to their lithology and calc-alkaline geochemistry (Bébien et al., 1980; Pin et al., 1982), the Somme series can be interpreted as a magmatic arc resting unconformably on a pre-Devonian basement (Fig. 10).

Although still provisional, the following interpretation is proposed as a working hypothesis. The Brévenne-Violay-Beaujolais rocks formed in an oceanic basin of limited extent that initiated upon the Affoux-Eveux gneisses. The radiometric dates, around 360 Ma, of keratophyre suggests that the rifting leading to the oceanic domain might have started in Middle Devonian. Therefore, in early Late Devonian times, the NE part of the French Massif Central can be interpreted as a magmatic arc split by a rift basin with locally oceanic crust. The D1, and to a lesser extent D2, events are related to the closure of the Brévenne-Violay-Beaujolais basin. The above presented structural analysis emphazises an early top-to-the-NW shearing, and suggests that D1 tectonics corresponds to NW-vergent thrusting of the oceanic rocks upon the Affoux gneisses (Fig. 10). A more detailed geodynamic interpretation requires a discussion involving the northern part of the Variscan belt, and therefore, is beyond the scope of this paper.

REFERENCES

BERTAUX J. & RUBIELLO M.F. (1981). - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy, 313 p.

BEURRIER M., PIBOULE M. & DURAND C. (1980). - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris., 290, Série D, p. 147-150.

BÉBIEN J. (1970). - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy, 110 p.

BÉBIEN J., GAGNY C. & ROCCI G. (1980). - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne Varisque au Paléozoïque. 26è Congr. Géol. Internat., C6, p. 213-225.

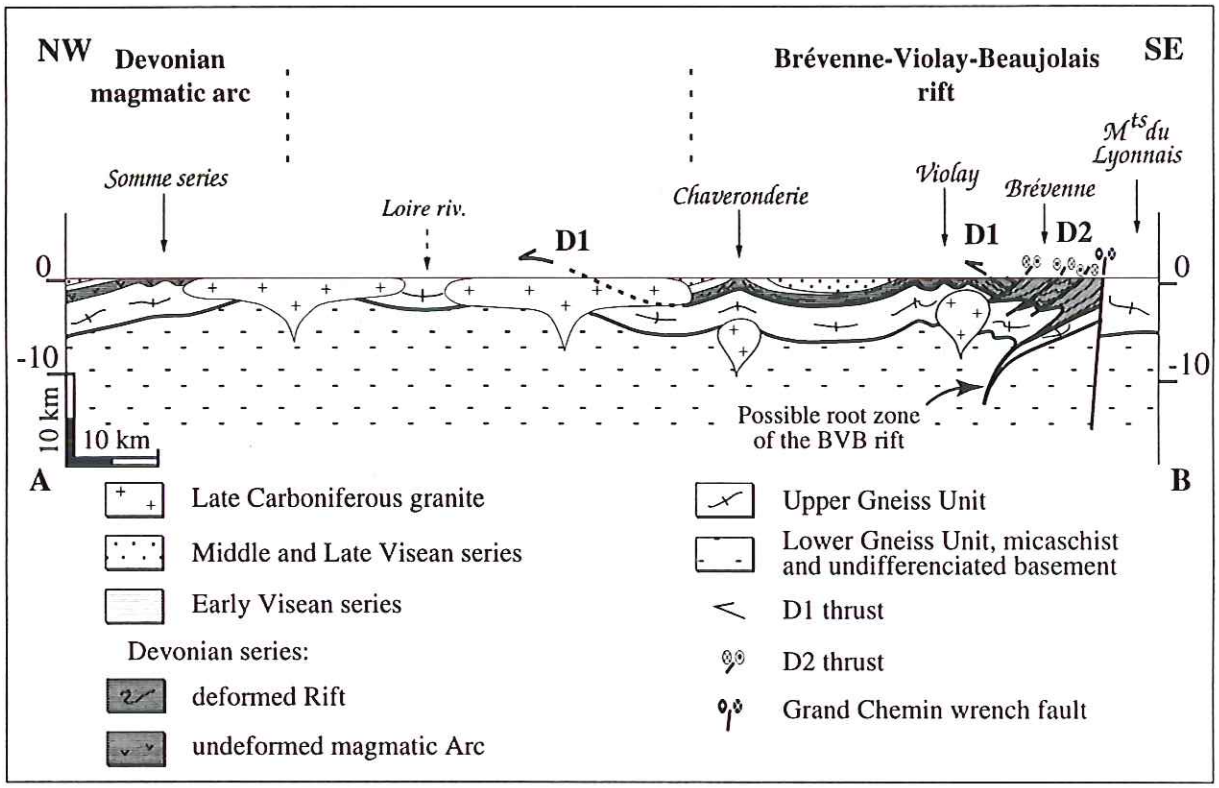


Fig. 10 - Interpretative cross-section of the Devonian rocks of the NE Massif Central

Fig. 10 - Coupe interprétative des formations dévoniennes du NE du Massif Central

BINON M. (1988). - Les formations dévono-carbonifères du nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Massif Central français). Etude pétrographique, géochimique et structurale, métallogénie. Thèse 3e cycle, Univ. Clermont-Ferrand II, 244 p.

CHICHERY M. (1938). - Stratigraphie des formations dinantiennes du Bassin de l'Ardoisière. C. R. Acad. Sci., 206, p. 263-265.

COSTA S., MALUSKI H. & LARDEAU J.M. (1993). - $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 105, p. 339-359.

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, p. 49-77.

DELFOUR J., DUFOUR E., FEYBESSE J.L., JOHAN V., KERRIEN Y., LARDEAU J.M., LEMIÈRE B., MOUTERDE R., TEGYEY M. (1989). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille TARARE (697). Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 120 p., Carte géologique par DELFOUR et al. (1989).

DIDIER J., BARBARIN B., GAGNY C., LEISTEL J.M. & KERRIEN Y. (1989). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille NOIRETABLE (695). Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières, 72 p., Carte géologique par LEISTEL et al. (1988).

DURAND C. (1981). - Etude pétrographique et géochimique des spilites kératophyres et roches associées de la série dévono-dinantienne de la Brévenne (M.C.F.). Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 128 p.

DUTHOU J.L., CHENEVOY M. & GAY M. (1994). - Age Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif Central français). C. R. Acad. Sci., 319, série II, p. 791-796.

ÉCHAVARRI A. (1966). - Etude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 164 p.

FAURE M. (1995). - Late orogenic carboniferous extension in the variscan french Massif Central. Tectonics, 14, 1, p. 132-153.

FEYBESSE J.L., LARDEAU J.M., JOHAN V., TEGYEY M., DUFOUR E., LEMIÈRE B. & DELFOUR J. (1988). - La série de la Brévenne (Massif Central français): une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. C. R. Acad. Sci. Paris., 307, Série II, p. 991-996.

FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., TEGYEY M., KERRIEN Y., LEMIÈRE B., MAURIN G., MERCIER F. & THIÉBLEMONT D. (1995). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Symphorien-sur-Coise (721). Orléans, BRGM, 110 p., Carte géologique par FEYBESSE et al. (1996).

FONTEILLES M. (1968). - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). Bull. B.R.G.M., 2ème série, sect. III, p.1-54.

GAGNY C., BOUILLER R. & KERRIEN Y. (1989). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille ROANNE (672). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 81 p, Carte géologique par GAGNY et al. (1988).

IWASAKI M. (1979). - Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu green stone belt of the eastern Shikoku. Journal of the Geological society of Japan, 85, 7, p. 481-487.

JULIEN A. (1896). - Le terrain carbonifère marin de la France centrale. Masson, Paris, 4, 303 p.

JUNG J. & RAGUIN E. (1936). - Pétrographie d'une série épicristallophyllienne du Beaujolais. C. R. Acad. Sci., 202, p. 330.

JUNG J. & VACHIAS O. (1937). - Sur la nature volcanique du complexe des cornes vertes dans le Forez et la Montagne

Bourbonnaise. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 7, p. 81.

JUNG J., CHICHERY M. & VACHIAS O. (1939). - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. Mém. Soc. Géol. France, XVI, 38, p. 6-28.

LACROIX P. (1980). - Géologie du groupe de Violay (Rhône). Contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives et volcano sédimentaires associées. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 163 p.

LARDEAU J.M. & DUFOUR E. (1987). - Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque . Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris., 305, Série II, p. 61-64.

LEDRU P., LARDEAU 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? Bull. Soc. géol. France, 8, V, 3, p. 605-618.

LEDRU P., AUTRAN A. & SANTALLIER D. (1994). - Lithostratigraphy of variscan terranes in the french Massif Central: a basis for paleogeographical reconstruction. Keppie J.D. Ed., Pre-Mezozoiic geology in France and related areas, Springer-Verlag eds, Berlin Heidelberg, p. 276-288.

LEISTEL J.M. & BÉBIEN J. (1982). - Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur-Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif Central français). C. R. Acad. Sci., 294, série II, p. 985-988.

LEISTEL J.M. (1984). - Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le nord-est du Massif Central français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 315 p.

LEISTEL J.M. & GAGNY C. (1984). - Mise en évidence d'un fossé volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le nord-est du Massif Central français. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 25, 1, p. 19-31.

LEMIÈRE B. (1983). - L'amas sulfuré de Chizeuil (Saône et Loire). Etude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I, Documents BRGM n° 54, 144 p.

MAMET B. (1968). - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. Bull. BRGM, 2e série, sect. I, n° 2, p. 57-62.

MARCOUX E., LESCUYER J.L. & MILESI J.P. (1990). - Géochimie isotopique du plomb du gisement de Chessy et des minéralisations volcanosédimentaires de la série de la Brévenne (Massif Central). Implications métallogéniques et conséquences pour l'exploration. Chron. Rech. Min., 501, p. 3-11.

MICHEL-LÉVY A. (1908). - Les terrains primaires du Morvan et de La Loire. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 120, XVII, p. 297.

MILESI J.P. & LESCUYER J.L. (1993). - The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcanosedimentary belt (eastern Massif Central, France). Document du B.R.G.M., n° 224, 249 p.

OHNENSTETTER M. & SIDER H. (1988). - Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. Bull. Soc. géol. France, 8, IV, 3, p. 499-510.

PETERLONGO J.M. (1960). - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Thèse Doct. Sci., Univ. Clermont-Ferrand, 187 p.

PEYREL J.Y. & DIDIER J. (1983). - La famille des granites rouges du nord-est du Massif Central. Géol. Fr., 2, 1-2, p. 73-80.

PIBOULE M., BRIAND B. & BEURRIER M. (1982). - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central (France). N. Jb. Miner. Abh., 143, 3, p. 279-308.

PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B. & LACROIX P. (1983). - Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Vérand et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. Géologie de la France, 2, I, 1-2, p. 55-72.

PIN C., DUPUY C. & PETERLONGO J.M. (1982). - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. Bull. Soc. géol. France, 7, XXIV, 4, p. 669-676.

PIN C. & PEUCAT J.J. (1986). - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif Central et le Massif Armoricain. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 3, p. 461-469.

REITZ E. & WICKERT F. (1988). - Upper Proterozoic microfossils in low-grade phyllites of the Brévenne-unit, NE Massif Central (France). C. R. Acad. Sci. Paris., 307, Série II, p. 1717-1721.

RIGAUD J.P. (1985). - Étude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 203 p.

ROCCI G. & JUTEAU T. (1968). - Spilite-kératophyres et ophiolites; influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. Mijnbouw, 47, p. 330-339.

SIDER H. (1985). - Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le nord-est du Massif Central français. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 372 p.

SIDER H., LEISTEL J.M. & GAGNY C. (1986). - Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le NE du Massif Central français. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 4, p. 637-644.

SIDER H. & OHNENSTETTER M. (1986). - Field and petrological evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif Central, France. Geologische Rundschau, 75/2, p. 421-443.

TOURLONIAS D. (1965). - Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise, Massif Central français. Dipl. Etudes Sup., Univ. Clermont-Ferrand, 54 p.

VIALETTE Y. (1973). - Age des granites du Massif Central. Bull. Soc. géol. France, 7, t. XV, 3-4, p. 260-270.

WICKERT F. (1988). - Paleozoic evolution of continental crust in the Beaujolais-Lyonnais area, northeastern part of the Massif Central, France. Geologische Rundschau, 77/2, p. 467-482.

B.2. Données complémentaires à l'étude structurale du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux

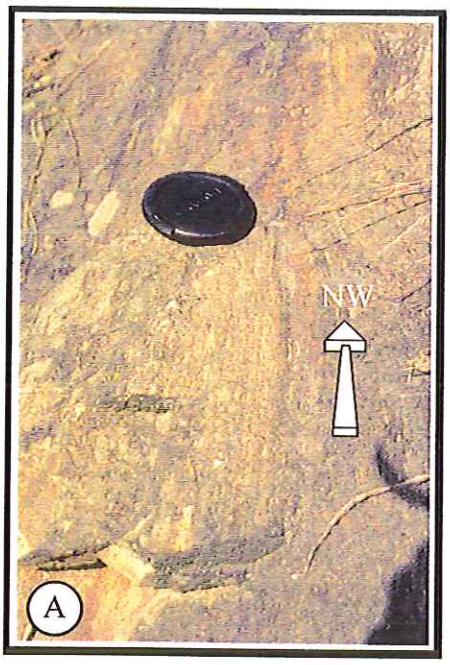
B.2.1. Rappel des principales données structurales

Comme nous l'avons vu précédemment, le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux présentent les traces d'une déformation ductile D1, orientée NW-SE et caractérisée par un déplacement de la partie supérieure vers le NW (Fig. 5). Cette déformation s'intensifie à l'approche du contact entre ces deux unités où elle se traduit par la présence d'une semelle mylonitique (Fig. III.2.A et B). Nous l'attribuons à un phénomène de charriage du groupe de Violay sur les gneiss d'Affoux (Fig. III.3).

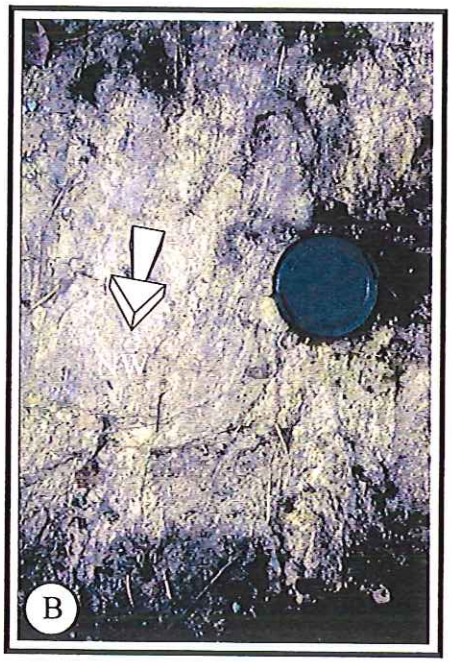
La déformation D1 est largement représentée sur l'ensemble du secteur Violay/Affoux. Cependant, il existe quelques affleurements qui font exception. Au Mont du Crépier, dans la région de St-Forgeux, ainsi qu'au sud de Panissière, des contacts intrusifs de kératophyre ou de trondhjémite dans les gneiss d'Affoux peuvent être observés (Fig. III.2.C et D). Ces affleurements sont localisés dans des secteurs où la déformation ductile associée à la phase D1 est peu ou pas exprimée. Les gneiss d'Affoux semblent donc constituer l'encaissant des formations volcaniques et hypo-volcaniques du groupe de Violay. La présence de ces zones préservées dans un contexte général de charriage du groupe de Violay sur les gneiss d'Affoux pose problème. On peut cependant envisager l'hypothèse que ces ensembles de gneiss et de volcanites intrusives sont des écailles, charriées au cours de la phase D1, mais dont le plan de charriage, situé en profondeur, n'est pas observé à l'affleurement (Fig. III.3).

B.2.2. Étude du Métamorphisme associé à la déformation D1 au niveau du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux

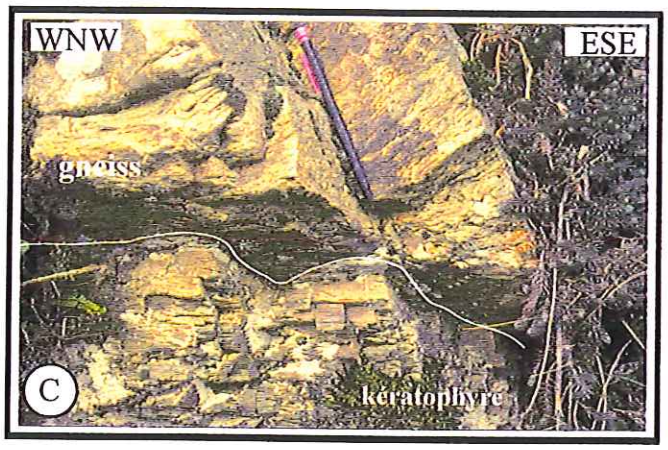
Il s'agit de caractériser le métamorphisme associé à la déformation ductile à vergence NW, décrite au début de ce chapitre, dans le secteur du groupe de Violay. Cette déformation affecte l'ensemble des roches volcaniques, plutoniques et volcano-sédimentaires du groupe de Violay, ainsi qu'une partie des gneiss d'Affoux. L'intensité de cette déformation augmente à l'approche du contact entre le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux où elle se traduit pas la présence de mylonites. La foliation et les structures cisaillantes (ombres de pression asymétriques, bandes de cisaillement) sont, le plus souvent, soulignées par des cristaux de plagioclase, de chlorite et/ou d'amphibole (hornblende magnésienne) qui définissent la linéation d'allongement. Des grandes plages de mica blanc, allongées dans la foliation, sont observées dans certains faciès. A l'approche du contact avec le granite de St-Laurent-de-Chamousset, de



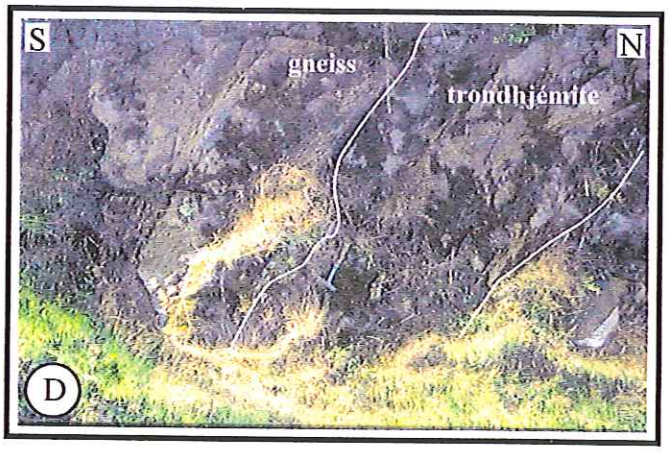
Mylonite de méta-tufs, à la sortie ouest de Tarare.



Mylonite de gneiss d'Affoux, au lieu-dit "le Valletier".



Contact intrusif de kératophyre dans les gneiss d'Affoux, au nord de St-Forgeux.



Contact intrusif de trondhjémite dans les gneiss d'Affoux, à l'ouest de St-Forgeux.

Fig. III.2 - Mylonites et contacts intrusifs dans le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux

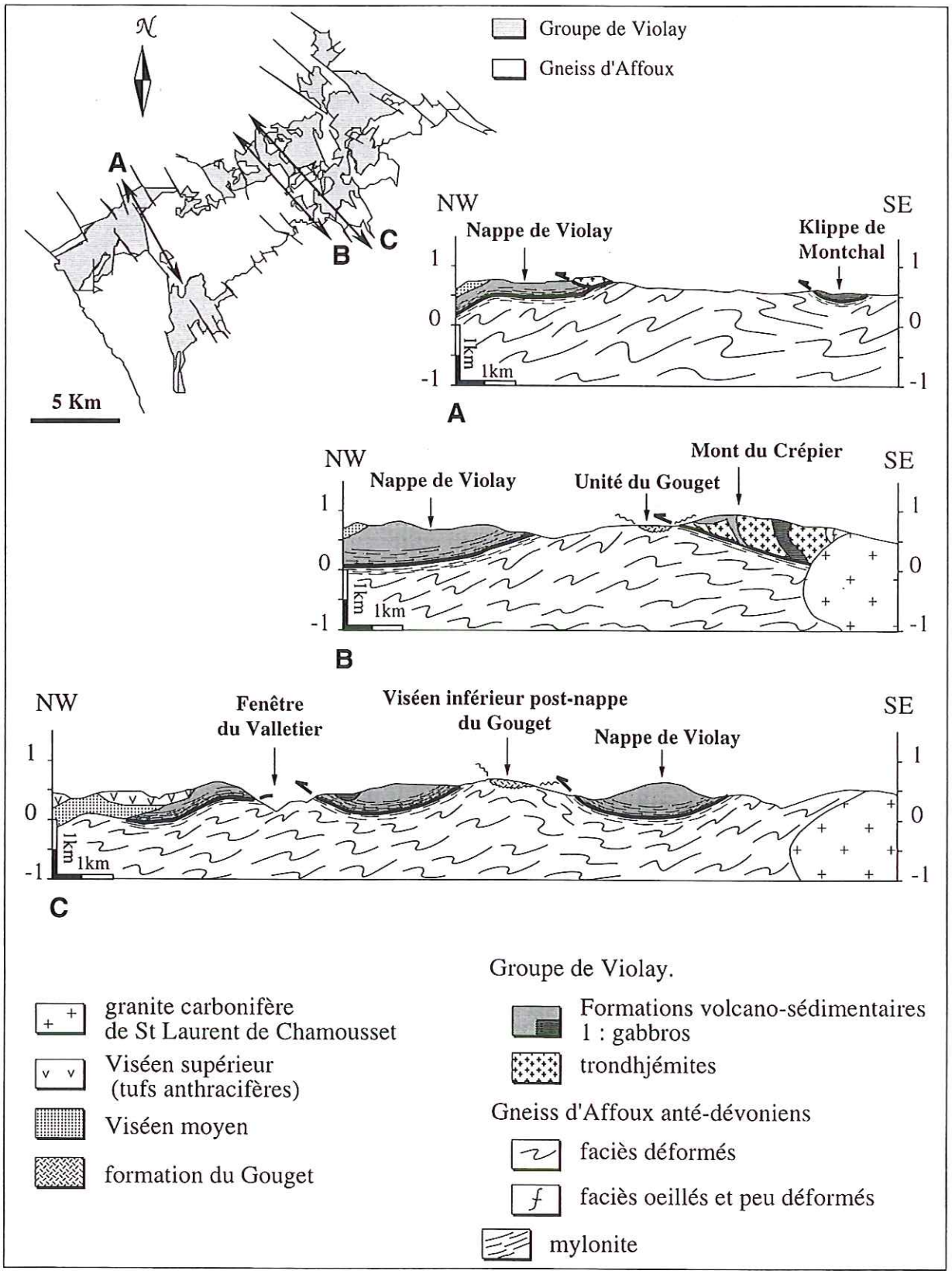


Fig. III.3 - Coupes interprétatives orientées NW-SE recoupant le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux

l'épidote tardive se développe aux dépens des plagioclases, associée parfois à de la chlorite ou de la biotite.

D'une manière générale, la déformation ductile à vergence NW observée dans le groupe de Violay s'accompagne d'un métamorphisme qui se traduit par un assemblage à albite + chlorite + mica blanc, dans les dacites porphyriques et les trondhjémites, à albite + amphibole, dans les laves et les tufs basaltiques. Dans les gneiss d'Affoux, l'assemblage métamorphique est à chlorite ± mica blanc ± biotite et quartz.

a) Chlorite

Elle est observée dans la plupart des faciès déformés du groupe de Violay et notamment dans les tufs remaniés, les dacites porphyriques et les trondhjémites. Elle se présente sous forme de petites lamelles qui cristallisent dans la foliation (Fig. III.4.A et B) et/ou dans les zones de recristallisation abritées autour de phénoclastes d'amphibole magmatique ou de feldspath (Fig. III.4 C). Elle est également présente dans les gneiss d'Affoux, dans les ombres de pression autour de phénoclastes de feldspath (Fig. III.4 D). Dans la foliation, outre des cristaux de chlorite néoformés, on observe également des plages issues de la chloritisation des biotites.

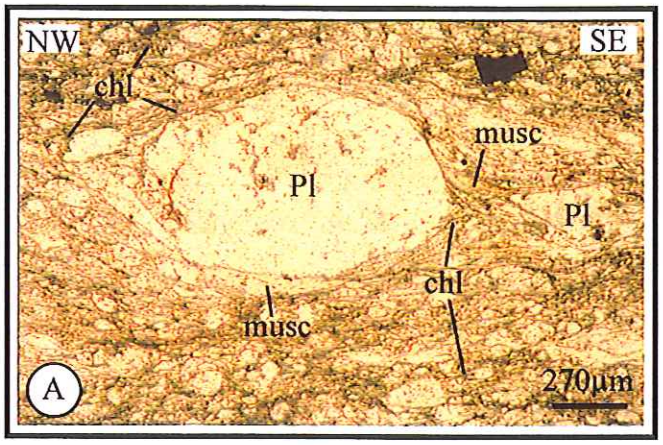
b) Amphibole

Les amphiboles métamorphiques liées à la phase de déformation D1 ne s'observent que dans le groupe de Violay et en particulier dans les faciès de paragenèse initiale à amphibole. C'est le cas des tufs andésito-dacitiques remaniés ou non et des gabbros.

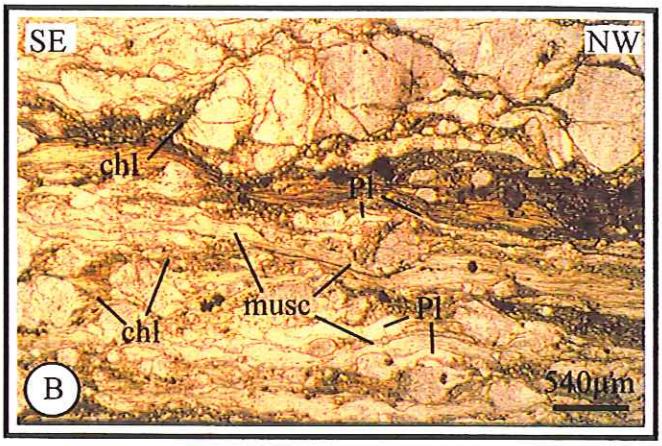
Les tufs montrent deux générations d'amphiboles: magmatiques et métamorphiques. Les amphiboles magmatiques montrent un léger zonage, observable au microscope optique car marqué par de très faibles variations de teinte (Fig. III.4.E et III.5 a). Les amphiboles métamorphiques sont petites, allongées dans la foliation et elles ne sont pas zonées (Fig. III.4.F et III.5.a). Des analyses, réalisées à la microsonde électronique et placées dans le diagramme de nomenclature des amphiboles calciques de Leake (1997) indiquent que l'on a, dans l'ensemble, des amphiboles de type magnésio-hornblende (Fig. III.5.b et c). Ces analyses confirment que les clastes d'amphibole magmatique sont zonés. En effet, une diminution de la teneur en Si et du rapport $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ est observée en périphérie des cristaux (III.5.b). Elle s'accompagne d'une augmentation de la teneur en Al total. Les amphiboles syn-métamorphes présentent le plus souvent une composition identique à celle de la périphérie des phénoclastes d'amphibole magmatique (Fig. III.5.c).

c) Plagioclase

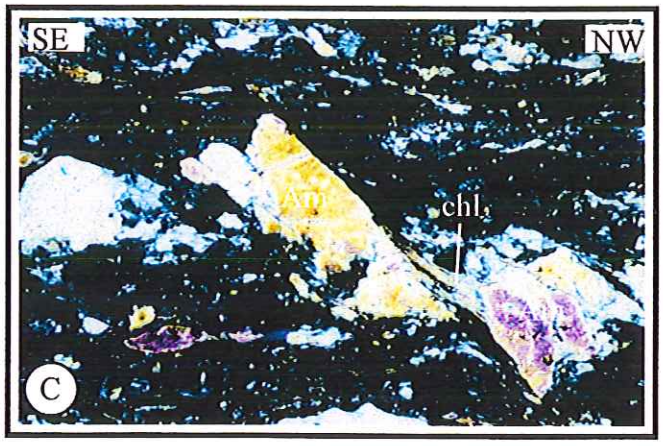
Le plagioclase est présent dans toutes les formations du groupe de Violay et dans les



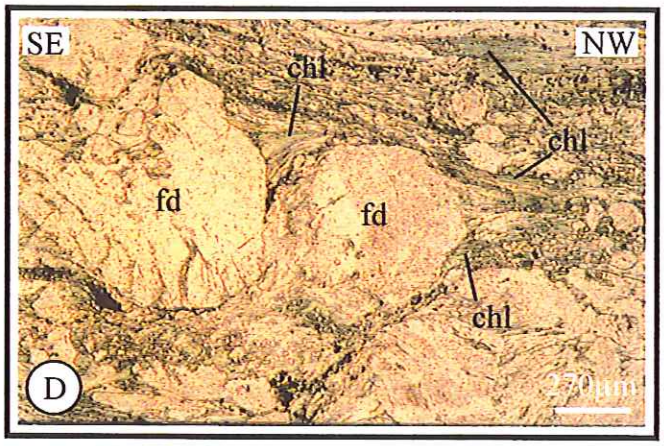
Lamelles de chlorite allongées dans la foliation et dans des ombres de pressions dans un méta-tuf. chl : chlorite ; Pl : plagioclase ; musc : muscovite.



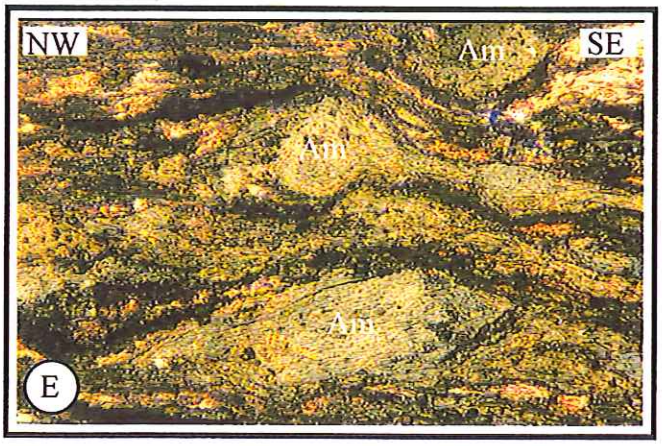
Recristalisations de chlorite (chl) et de plagioclase (Pl) dans la foliation et dans les ombres de pression, dans un kératophyres. musc : muscovite.



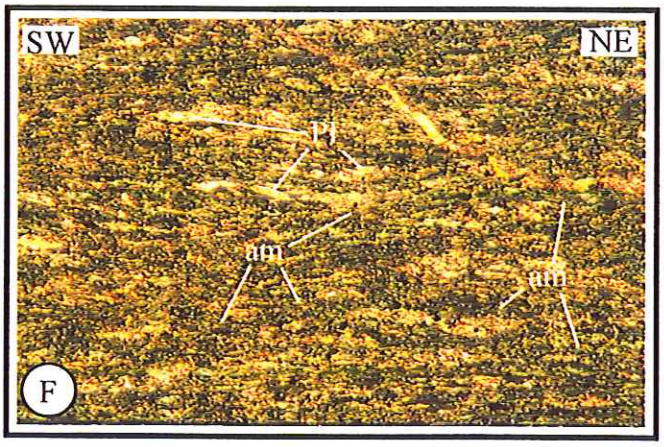
Recristallisation de chlorite (chl) dans des ombres de pression autour d'un phénocristal d'amphibole (Am) fracturé, dans un méta-gabbro.



Recristallisation de chlorite (chl) dans des ombres de pression autour de phénoclastes de feldspath (fd) dans une mylonite de gneiss d'Affoux.

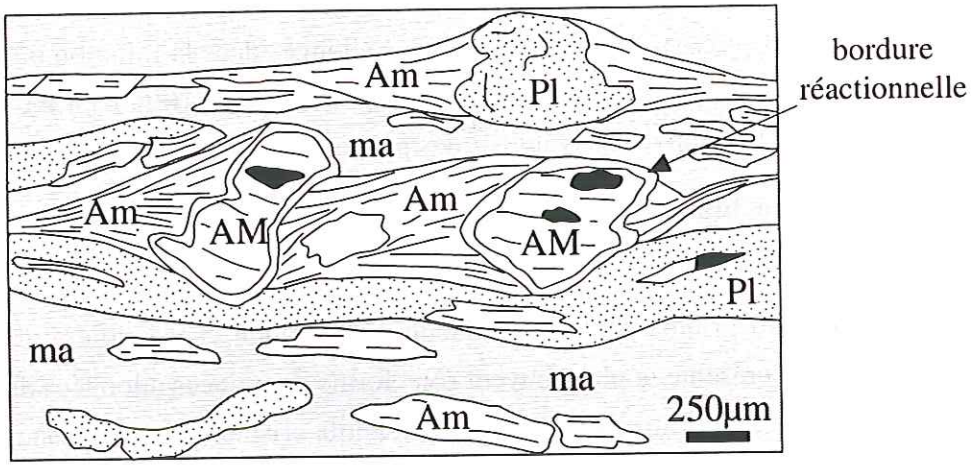


Amphiboles magmatiques (Am) déformées et zonées dans des méta-tufs basaltiques de St-Marcel-l'Eclairé.



Amphiboles métamorphiques (am), allongées dans la foliation, dans un méta-basalte. Pl : plagioclase.

Fig. III.4 - Caractéristiques microscopiques du métamorphisme associé à la déformation D1 dans le groupe de Violay



a

AM : amphibole magmatique - Am : amphibole métamorphique - Pl : plagioclase (albite)
ma : matrice vitreuse et feldspathique altérée

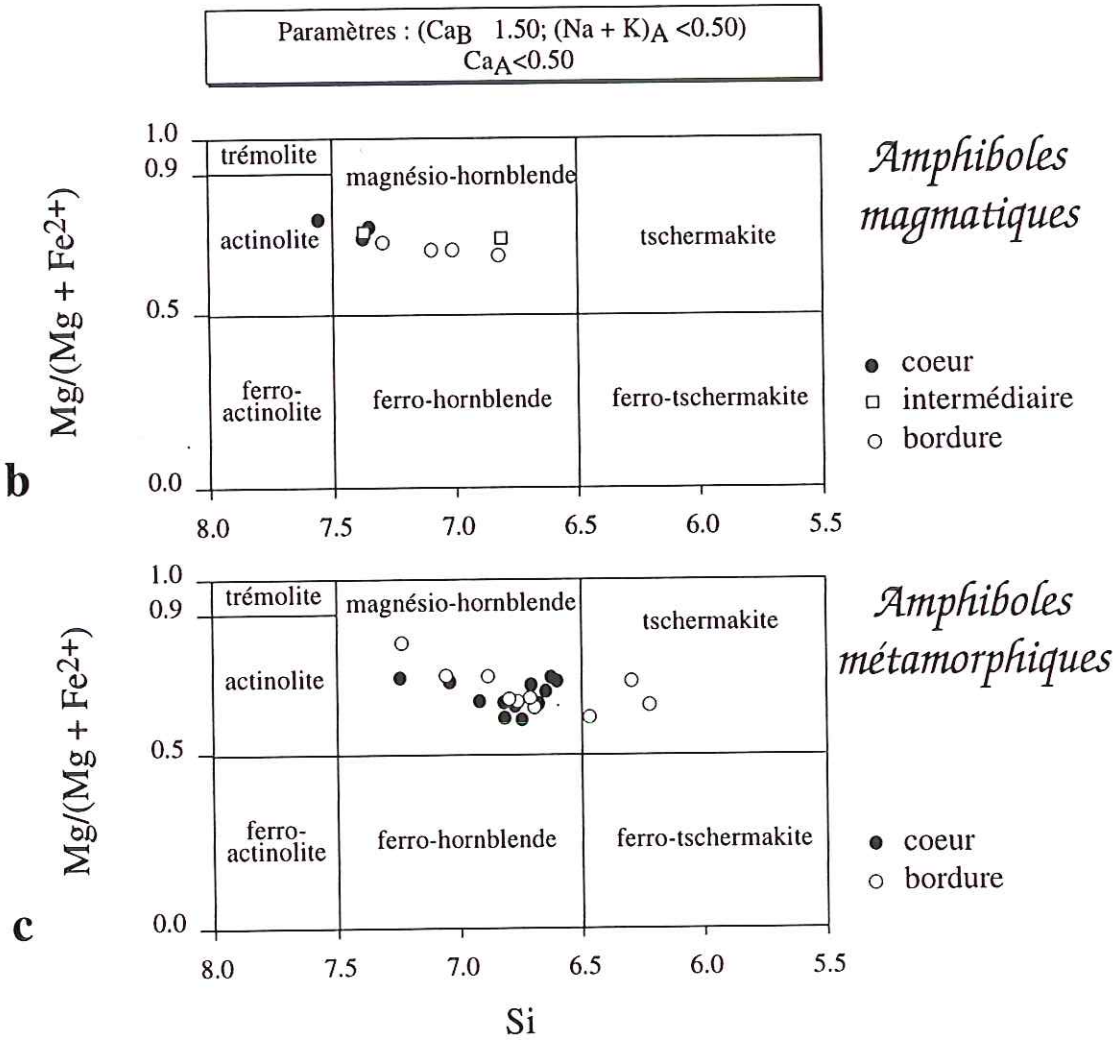


Fig. III.5 - Aspect microscopique des amphibolites étudiées (a). Position des amphiboles magmatiques (b) et métamorphiques (c) dans le diagramme Si en fonction de Mg/(Mg + Fe^{2+}) de Leake *et al.* (1997).

gneiss d'Affoux, recristallisé dans des rubans allongés dans la foliation ou dans des ombres de pression autours de phénocristaux de feldspath ou de quartz (Fig. III.4.B). C'est un plagioclase sodique (An ≤ 10), souvent envahi par des plages d'épidote tardive (Fig. III.6.A).

d) Mica blanc

Le mica blanc cristallisant pendant la déformation ductile ne s'observe que dans les faciès acides du groupe de Violay (dacite porphyrique et trondhjémite) et dans les gneiss d'Affoux. Il se présente le plus souvent sous forme de traînées allongées dans la foliation (Fig. III.6.B, C et D). On le trouve également en petits cristaux dans les zones abritées autour de clastes de feldspath ou de quartz (Fig. III.6.E). Des analyses effectuées à la microsonde électronique sur ces micas blancs et placées dans un diagramme (Fe + Mg + Mn) en fonction de (Si - 6 + Ti) montre qu'il s'agit de muscovite présentant une légère substitution phengitique (Fig. III.7).

d) Biotite

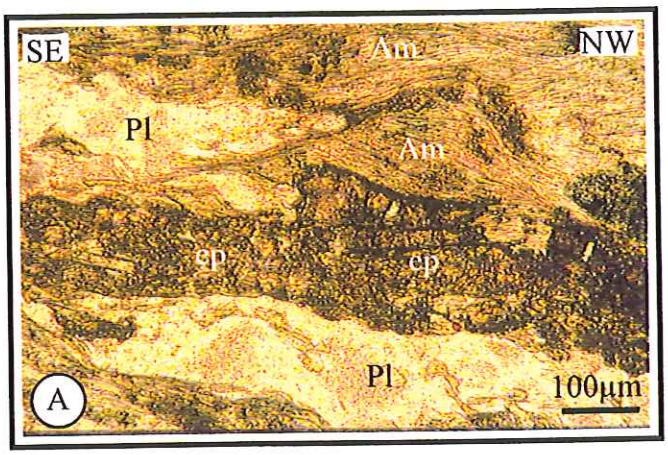
La biotite formée au cours du métamorphisme synchrone de la phase D1 est rare et n'a été observée que dans les gneiss œillés d'Affoux. Elle cristallise dans les ombres de pression autour de clastes de feldspath et dans les plans de foliation (Fig. III.6.F). Elle est le plus souvent remplacée par de la chlorite.

Cette étude a permis de préciser la nature des assemblages métamorphiques associés à la déformation ductile à vergence NW observée dans le secteur du groupe de Violay. Aucune trajectoire P-T n'a pu être définie puiqu'il n'existe, à notre connaissance, aucun outil thermobarométrique adapté à ces assemblages. Néanmoins, il apparaît clairement que dans le groupe de Violay, ce métamorphisme syncinématique affecte des terrains non-métamorphiques. La déformation ductile à vergence NW observée dans le secteur du groupe de Violay s'accompagne donc d'un métamorphisme **prograde**, de faciès schiste-vert à amphibolite.

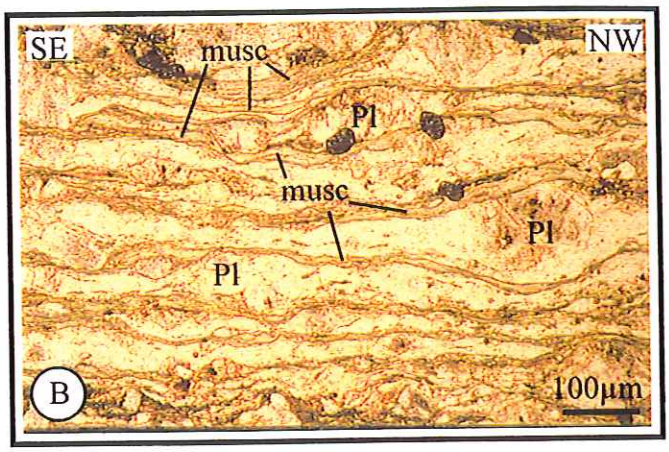
B.3. Données complémentaires à l'étude structurale de la série de la Brévenne

B.3.1. Rappel des principales données structurales

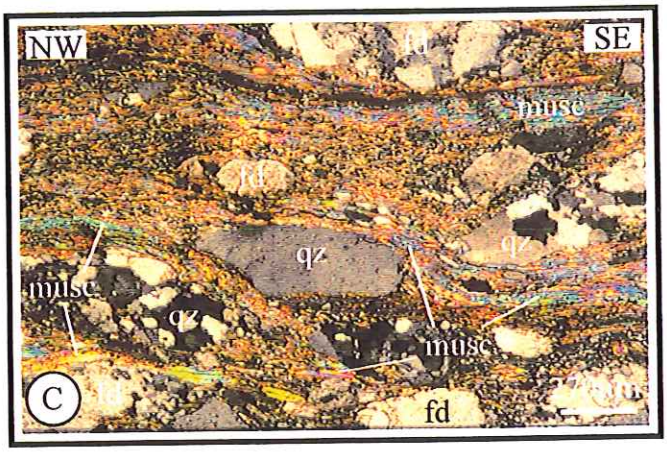
La série de la Brévenne, nous l'avons vu, est affectée par une déformation ductile polyphasée. La première phase, D1, se traduit, en Brévenne, par quelques linéations d'étirement, orientées NW-SE à N-S et par des microplis isoclinaux, visibles sur le terrain



Epidote (ep) tardive se développant au dépens des plagioclases (Pl) et des amphiboles (Am) dans les grès gabbroïques métamorphisés de Crêt Biquet.

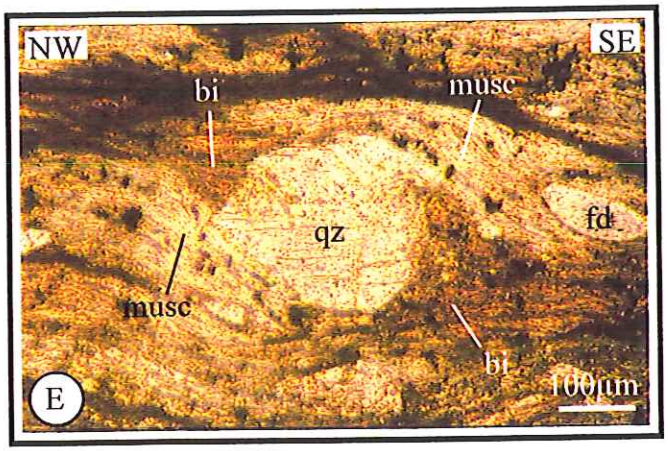


Muscovite (musc), recristallisée dans la foliation et dans les ombres de pression d'une trondhémite mylonitique. Pl : plagioclase.

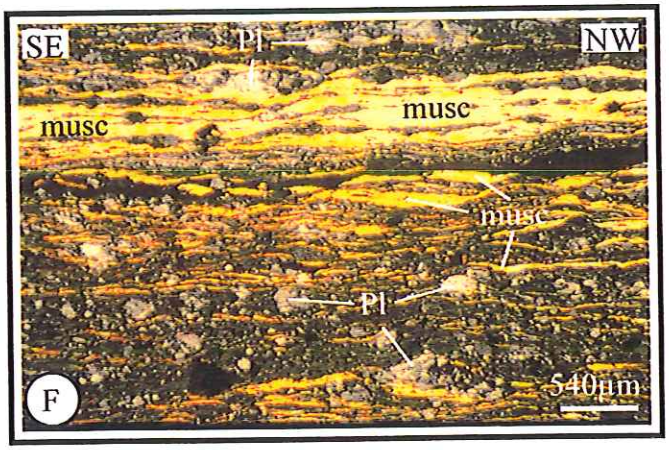


Plages de muscovite (musc) dans les gneiss d'Affoux. qz : quartz ; fd : feldspath.

Trainées de muscovite (musc) dans une mylonite de gneiss d'Affoux. qz : quartz ; fd : feldspath.



Recristallisations de biotite (bi) et de muscovite (musc) dans des ombres de pression autours d'un phénoclaste de quartz (qz), dans une mylonite de gneiss d'Affoux. fd : feldspath.



Trainées de muscovite (musc) dans les méta-tufs de Tarare. pl : plagioclase.

Fig. III.6 - Caractéristiques microscopiques du métamorphisme associé à la déformation D1 dans le groupe de Violay et dans les gneiss d'Affoux

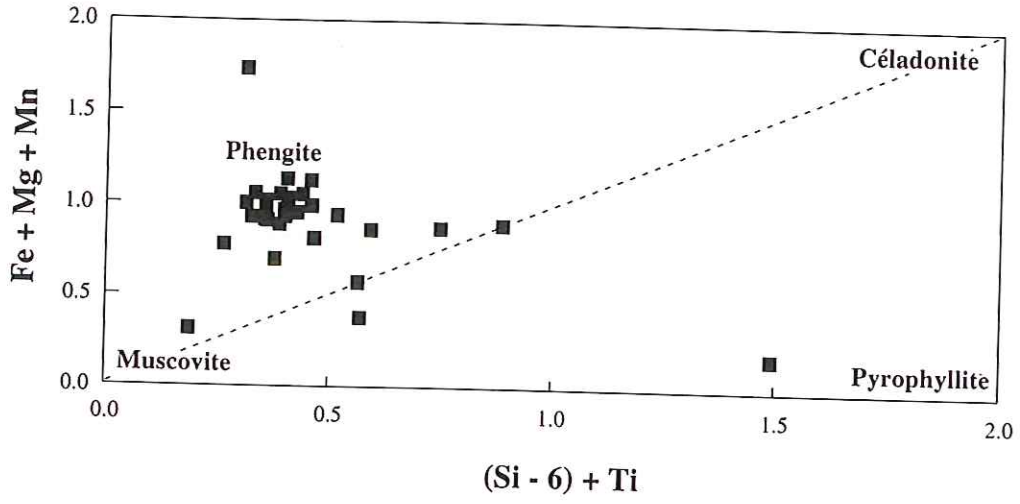


Fig. III.7 - Position des micas blancs métamorphiques du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux dans un diagramme (Fe + Mg + Mn) en fonction de (Si - 6) + Ti

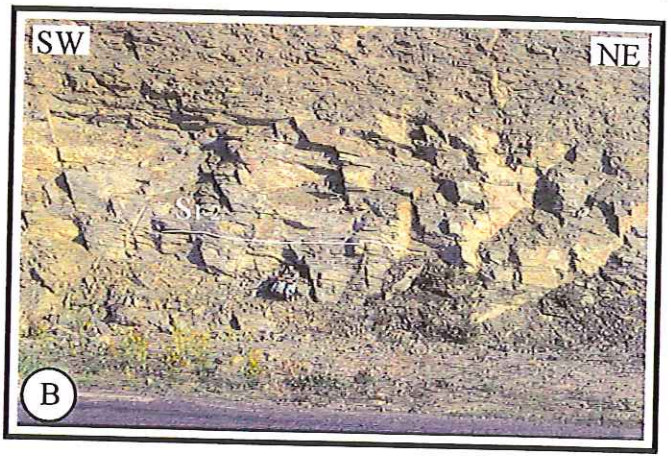
comme en lame mince, à axes orientés NW-SE (Fig. III.8.A). On retrouve donc en Brévenne les traces d'une déformation ductile identique à celle observée dans le groupe de Violay et liée au chevauchement des unités volcaniques et volcano-sédimentaires dévoniennes sur le socle gneissique représenté par les gneiss d'Affoux (Fig. III.9). Cette phase précoce, anté-Viséen inférieur, est à l'origine de la foliation régionale sub-horizontale (Fig. III.8.B). Une deuxième phase tectonique, D2, se surimpose à la première. Elle est très bien marquée dans la série de la Brévenne où elle se traduit par une linéation d'étirement orientée NE-SW accompagnée de critères cinématiques indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NE. Cette déformation D2 reprend la foliation régionale sub-horizontale. Elle correspond à une phase tangentielle à vergence NE qui affecte les anciennes structures (Fig. III.9)

B.3.2. Le métamorphisme de la série de la Brévenne

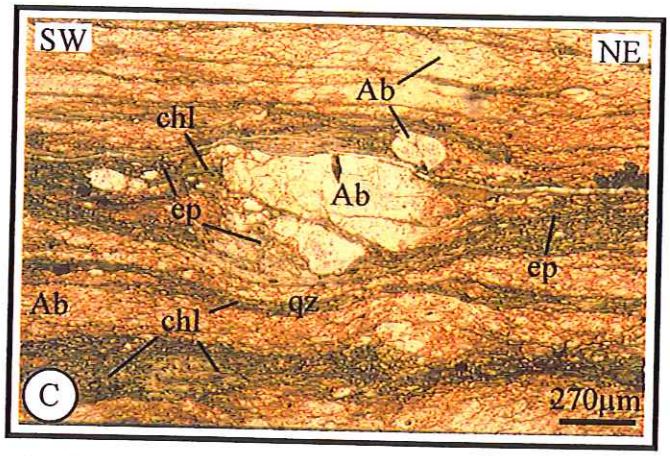
La série de la Brévenne montre les traces d'une évolution métamorphique prograde (Delfour *et al.*, 1989; Feybesse *et al.*, 1995). L'ouest de la série, dans la zone de transition avec le groupe de Violay, affleure dans des conditions épizonales caractérisées par des paragenèses à albite ± quartz ± chlorite ± épidote dans les termes acides (Fig. III.8.C) et albite + actinote + chlorite + épidote dans les termes basiques (Fig. III.8.D). Au sud-est, à l'approche du contact avec les gneiss des Monts du Lyonnais, la série de la Brévenne présente des conditions métamorphiques mésozonales caractérisées par l'apparition de hornblende dans les amphibolites. La présence de porphyroclastes zonés, à cœur d'actinote et bordure de hornblende confirme le caractère prograde de ce métamorphisme avec augmentation de la température et de la pression (Delfour *et al.*, 1989).

Le métamorphisme de contact lié à la mise en place du granite de St-Laurent-de-Chamousset est bien marqué dans la partie ouest de la série de la Brévenne. Il se traduit essentiellement par la présence de biotite, cristallisant en gerbes sécantes sur la foliation. On observe également une séricitisation intense qui efface les structures antérieures. Dans la zone proche du contact avec l'ensemble Violay/Affoux, un faciès particulier, de type "mylonite" cornéifiée peut être suivi depuis "les Châtaignerais" jusqu'au lieu-dit "les Roches", en passant par le sommet du Mont Arjoux, et sur une largeur de quatre kilomètres (Fig. III.10). Quelques affleurements sont visibles mais on les retrouve également sur les façades des maisons. Ce sont des roches sombres, massives, qui présentent, à l'échelle de l'échantillon (Fig. III.8.E) comme en lame mince, un rubanement, d'origine tectonique. Ce rubanement est souvent déformé par des microplis isoclinaux (Fig. III.8.F). L'observation en lame mince de reliques de critères cinématiques, de type queues de recristallisation asymétriques, composées d'un phénoclaste entouré d'ombres de pression σ (Fig. III.11.A), confirme le caractère tectonique de ce rubanement. Un important effet thermique, lié vraisemblablement à la proximité du granite,

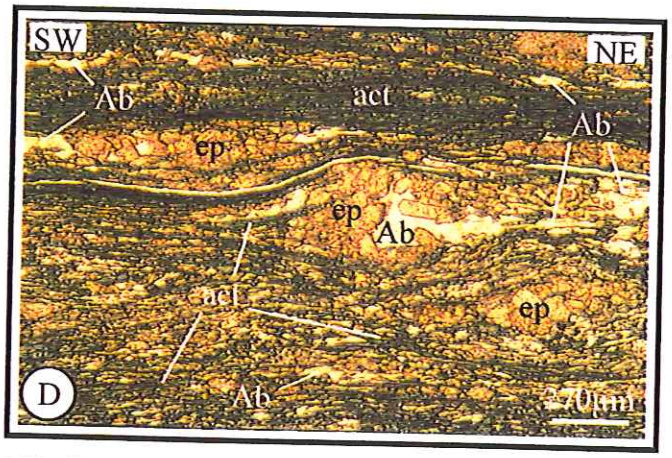
Microplis isoclinaux d'axe NW-SE observés, à l'affleurement, dans des métabasaltes près de Courzieu.



Foliation sub-horizontale dans des méta-basaltes, à proximité de l'Arbresle.



Méta-kératophyre de la série de la Brévenne montrant une paragenèse métamorphique à albite (Ab), chlorite (chl) et épidote (ep).



Méta-basalte de la série de la Brévenne montrant une paragenèse métamorphique à albite (Ab), actinote (act) et épidote (ep).

Echantillon de mylonite cornéifiée du Mt-Arjoux montrant un rubanement très net.

Microplis isoclinaux dans les mylonites cornéïfiées du Mont-Arjoux.

Fig. III.8 - Exemples de structures observées, à l'affleurement, dans la série de la Brévenne. Caractéristiques microscopiques du métamorphisme et aspect macroscopique et microscopique des mylonites cornéïfiées.

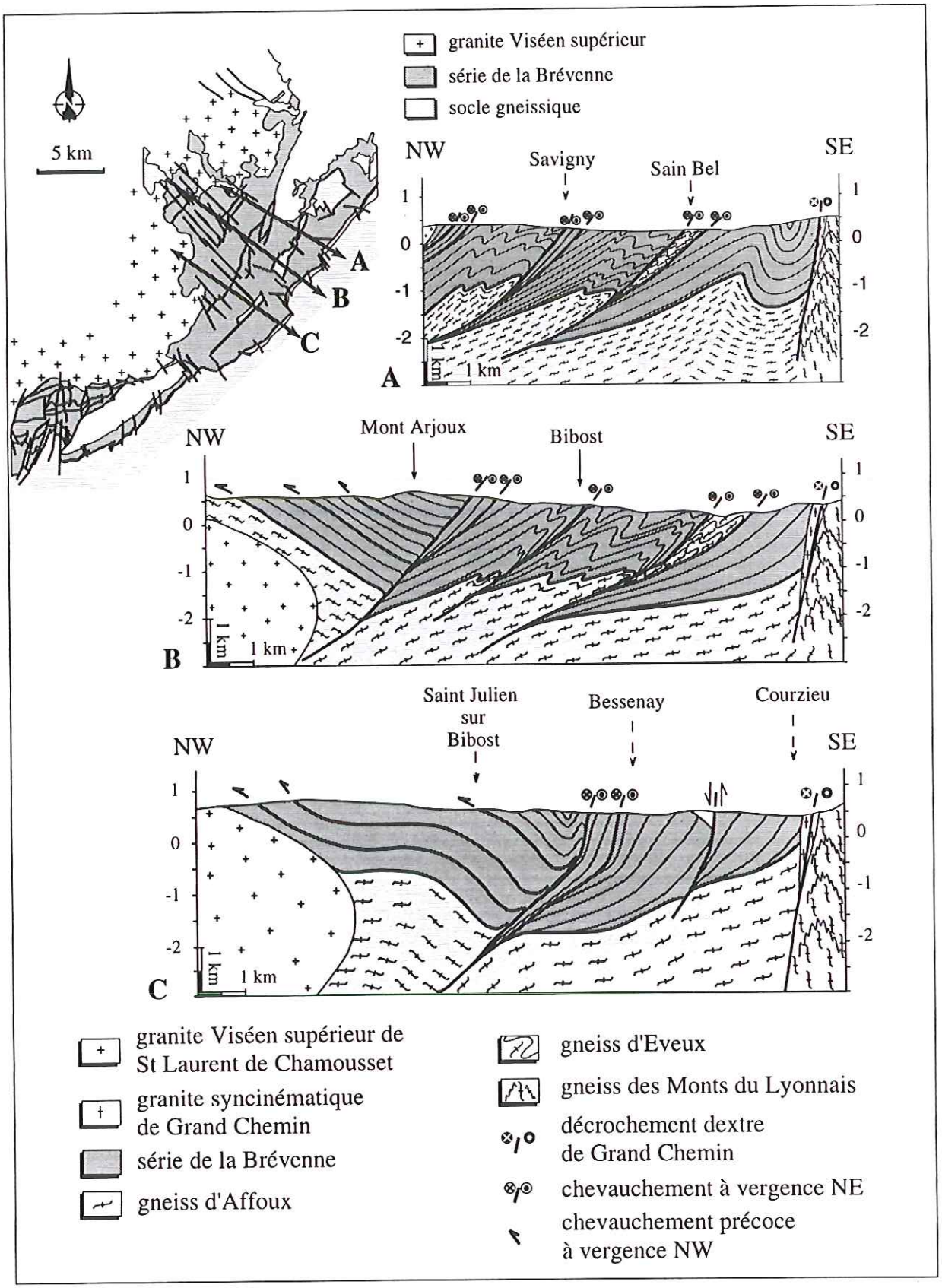


Fig. III.9 - Coupes interprétatives orientées NW-SE, recoupant la série de la Brévenne

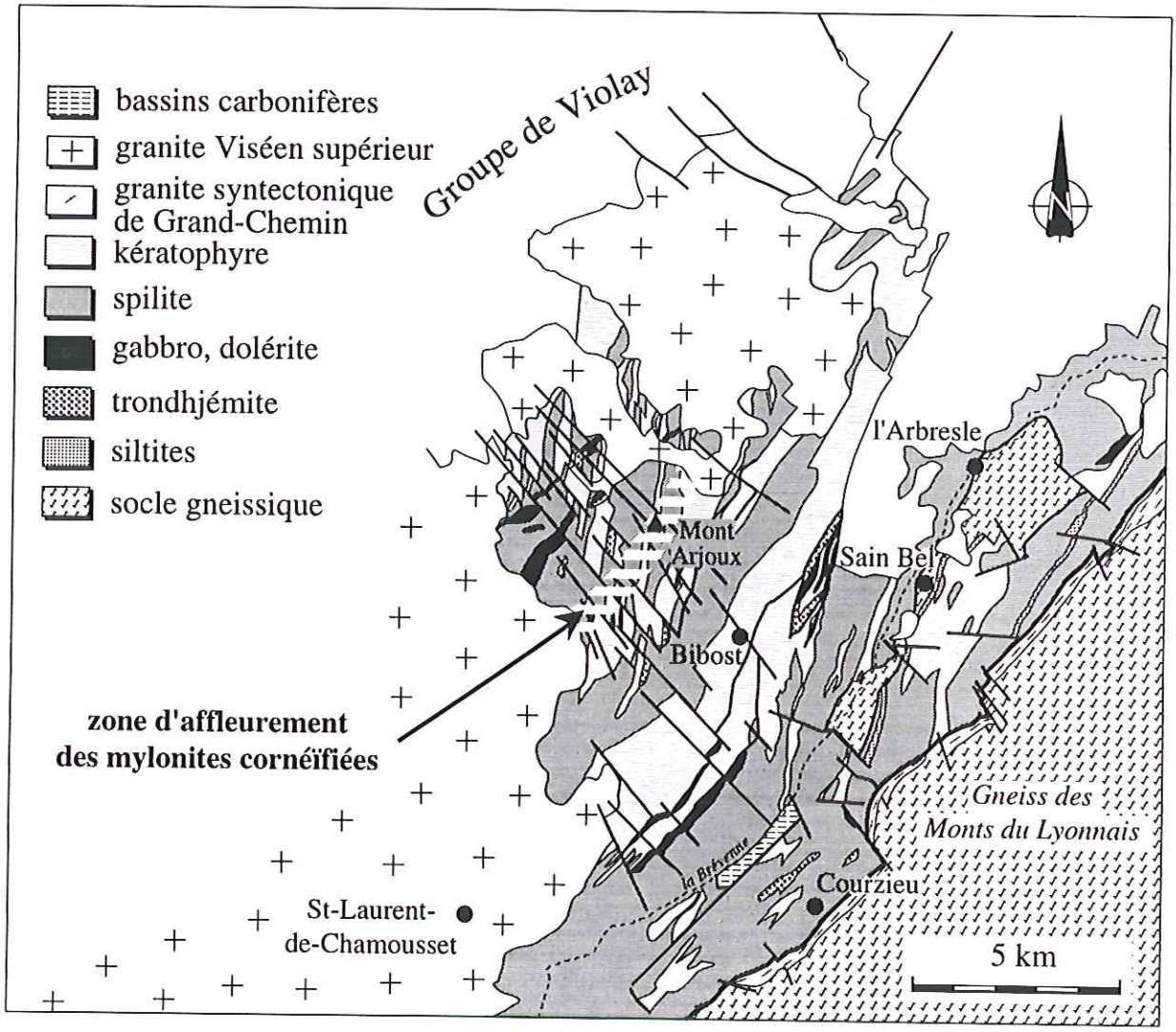
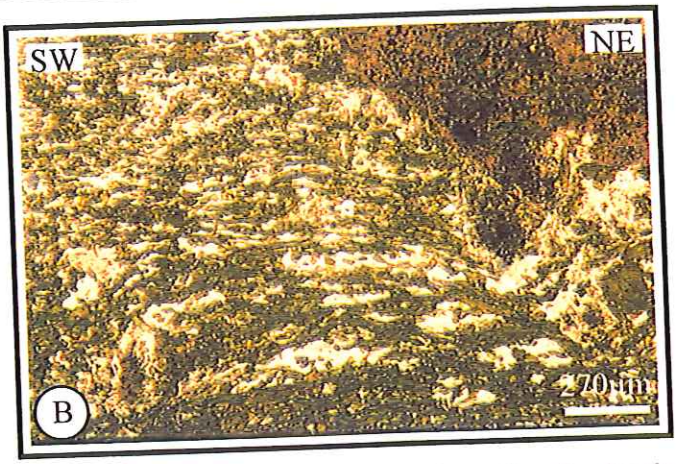
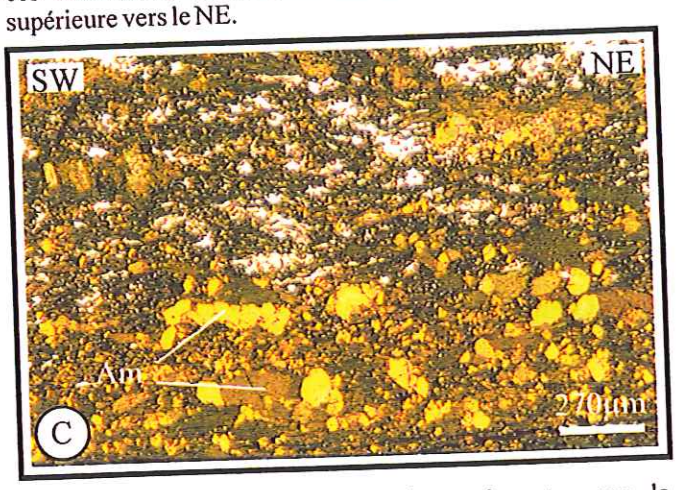


Fig. III.10 - Localisation des mylonites cornéifiées rencontrées à l'ouest de la série de la Brévenne

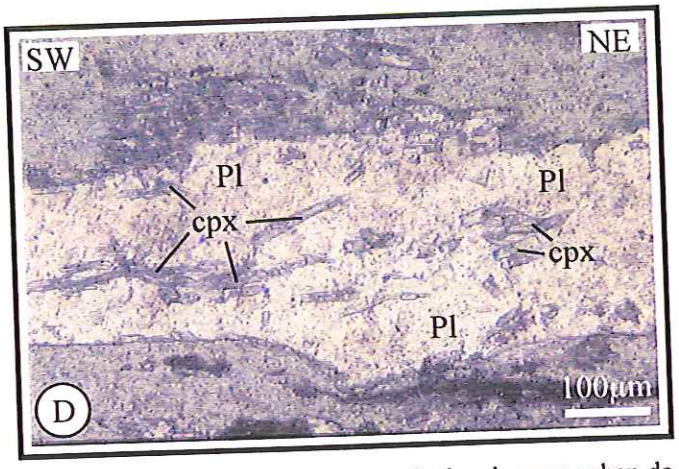
Ombres de pression asymétriques autour d'un phénoclaste de feldspath, très altéré, confirmant le caractère mylonitique de ces cornéennes et indiquant un cisaillement de la partie supérieure vers le NE.



Amphiboles synchrones de la déformation, allongées dans la foliation.



Amphiboles (Am) post-déformation, séquentes sur la foliation.



Clinopyroxènes (cpx) en baguettes, inclus dans un ruban de plagioclase (Pl).

Trainées de clinopyroxènes (cpx) allongées parallèlement à la foliation.

Biotites (bi) et amphiboles (Am) tardives, séquentes sur la foliation.

Fig. III.11 - Aspects microscopiques des mylonites cornéïfiées de la série de la Brévenne.

d'âge Viséen terminal, de St-Laurent-de-Chamousset s'est surimposé aux structures, les effaçant parfois complètement. D'un point du vue minéralogique, ces roches se composent de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de clinopyroxène et de minéraux opaques. Les plagioclases se présentent sous forme de porphyroblastes ou de microlattes résiduelles. On distingue deux générations d'amphibole. La première est synchrone de la déformation et se traduit par la présence de fins cristaux allongés dans la foliation (Fig. III.11.B). La deuxième est représentée par des cristaux de hornblende néoformés, sécants sur la foliation (Fig. III.11.C). Les clinopyroxènes constituent des agrégats de petits cristaux néoformés. On les observe également sous forme de fines baguettes, incluses dans les plagioclases (Fig. III.11.D) ou allongées dans la foliation (Fig. III.11.E). Les biotites sont tardives, elles forment des lamelles blastiques qui recoupent la foliation (Fig. III.11.F). Ces biotites, ainsi que les clinopyroxènes et les amphiboles néoformés traduisent l'effet thermique engendré par la mise en place du granite de St-Laurent-de-Chamousset. Des reliques de texture lavique sont parfois observées. Elles indiquent que ces roches sont d'anciens basaltes, déformés et métamorphisés, puis recuit par un métamorphisme de contact.

B.4. Données complémentaires à l'étude structurale de l'unité du Gouget

B.4.1. Rappel des principales données structurales

Il a été démontré que l'unité du Gouget est affectée par une déformation ductile, peu intense et décroissante vers le haut, mais qui se traduit par une linéation d'étirement orientée NE-SW (Fig. III.12), relativement bien marquée, portée par une foliation sub-horizontale (Fig. III.12 et III.13.A). Les critères cinématiques observés ne permettent pas de déterminer un sens de cisaillement. Néanmoins, cette déformation a été rattachée à la déformation D2 définie dans la série de la Brévenne. Les formations carbonatées de l'unité du Gouget sont en contact avec les gneiss d'Affoux (Fig. III.13.A) qui, dans ce secteur, montrent également une linéation d'étirement orientée NE-SW à N-S sur une foliation horizontale. Des plis décimétriques à plurimétriques d'axe N20 à N50 affectent l'unité du Gouget. Ils peuvent être rattachés au plissement tardif d'axe NE-SW qui reprend la série de la Brévenne et le groupe de Violay.

Nous l'avons vu, les critères de cisaillement observés dans les formations carbonatées et les tufs déformés de l'unité du Gouget ne permettent pas de déterminer la cinématique de cette déformation (Fig. 9). Afin d'apporter plus d'information, une étude de la déformation des carbonates par goniométrie de texture a été réalisée.

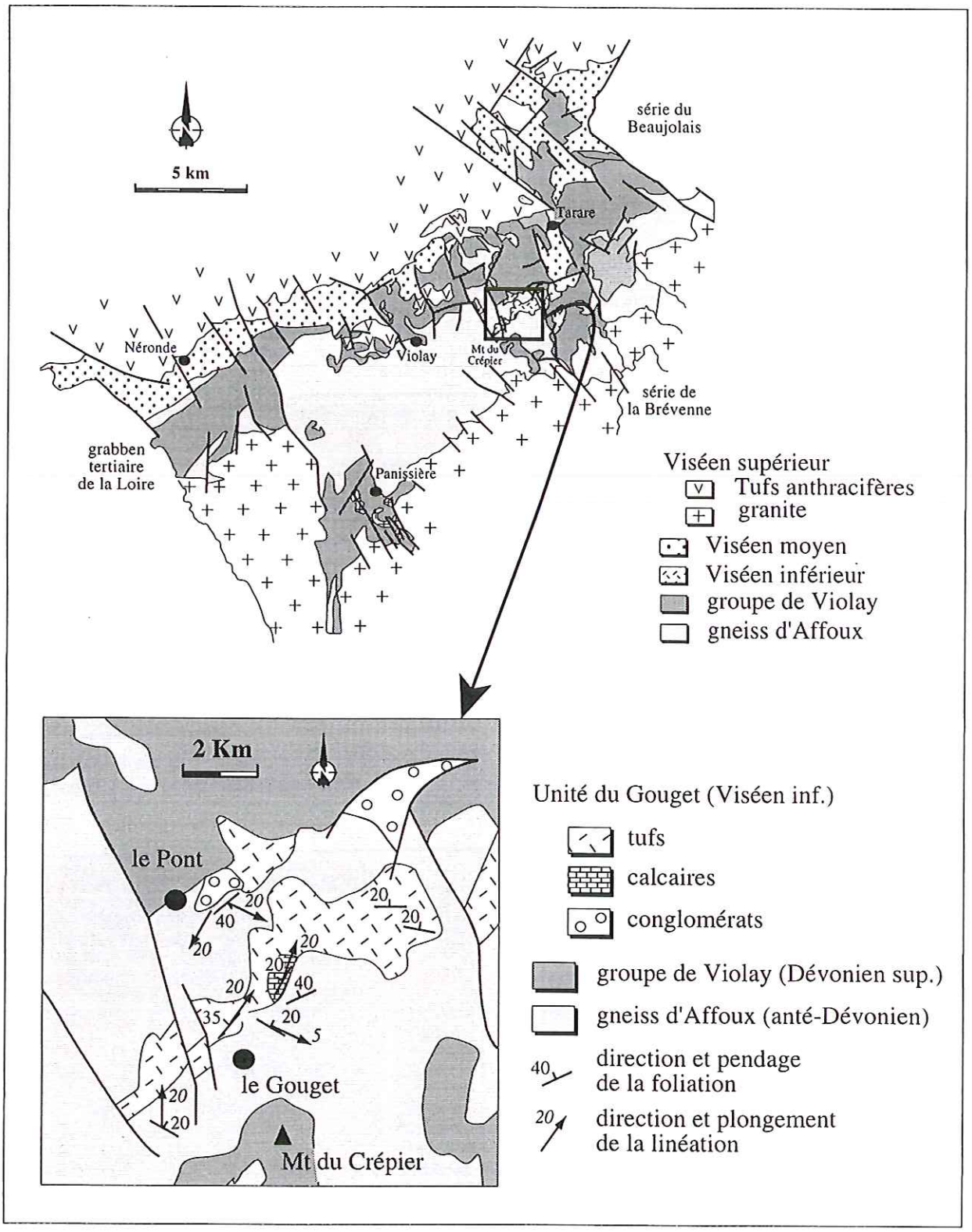
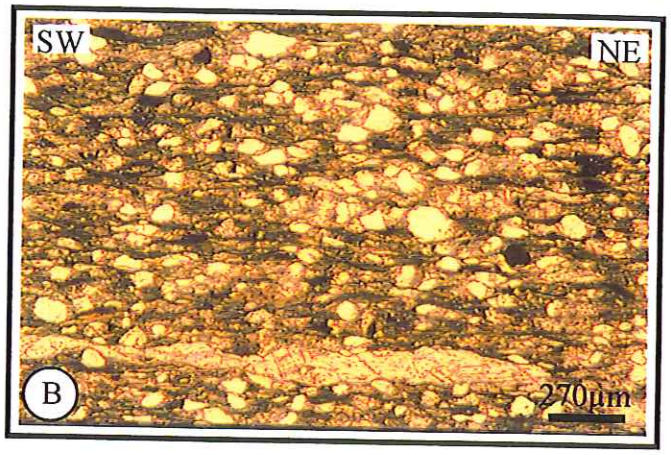


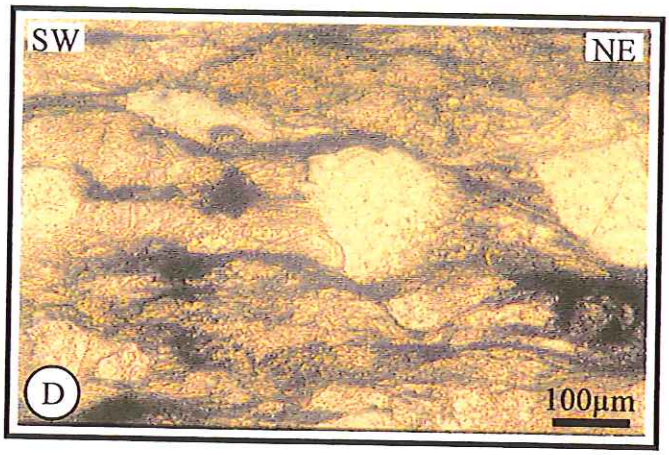
Fig. III.12 - Localisation et carte structurale de l'unité du Gouget

Contact entre les formations carbonatées de l'unité du Gouget et les gneiss d'Affoux. La schistosité dans les calcaires est bien marquée.

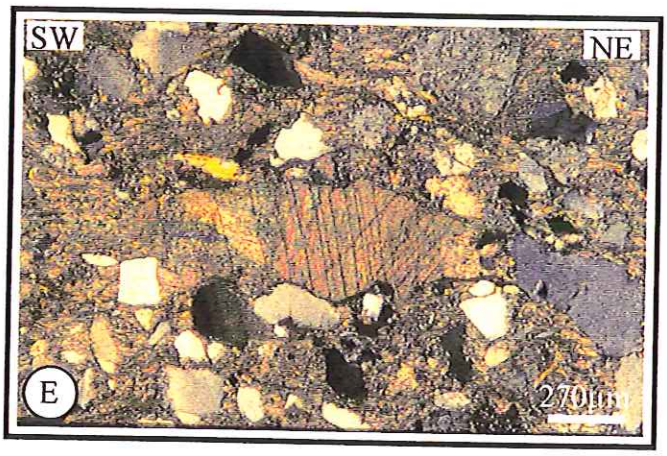


Aspect en lame mince de l'échantillon A27. Il s'agit d'un grès très quartzeux et micacé à ciment carbonaté.

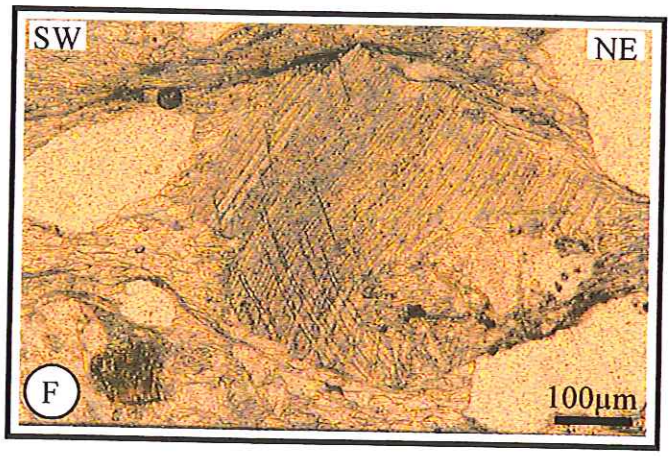
Aspect en lame mince de l'échantillon A28. Il s'agit d'un grès quartzeux et bioclastique à ciment carbonaté. Noter les fragments d'entroques.



Microcristaux de calcite dans des ombres de pression autours des grains de quartz de l'échantillon A27. Ces cristaux sont très allongés.



Jeux de macles épaisses entrecroisées dans des gros cristaux de calcite de l'échantillon A28.



Gros cristal de calcite de l'échantillon A28 montrant un jeu de macles épaisses recoupées par un jeu de macles courbes.

Fig. III.13 - Aspects macroscopiques et microscopiques de la déformation dans les carbonates de l'unité du Gouget

B.4.2. Analyse détaillée de la déformation des carbonates de l'unité du Gouget

Les formations carbonatées de l'unité du Gouget présentent des traces d'une déformation ductile, orientée NE-SW, apparemment coaxiale puisque les queues de recristallisation présentes autours des grains de quartz ne montrent aucune asymétrie (Fig. 9). Nous allons tenter ici d'obtenir plus d'information sur cette déformation, grâce à l'étude détaillée des microstructures de la calcite présentes dans ces roches. Cette analyse a été réalisée, d'une part au microscope optique, d'autre part avec un goniomètre de texture de marque Inel, munis d'un détecteur courbe à localisation spatiale (CPS 120), entièrement piloté par ordinateur.

a) Généralités sur l'utilisation des macles de la calcite comme indicateur du régime de déformation :

Les mécanismes de glissement intracristallin ont été étudiés depuis longtemps grâce à des expériences sur monocristaux de calcite (Turner *et al.*, 1954; Griggs *et al.*, 1960). Elles ont montré que les mécanismes de déformation les plus importants sont le maclage sur plan e (Fig. III.14) et les glissements sur les plans cristallographiques r et f (Fig. III.14). Le maclage sur plan e est le mécanisme de déformation prépondérant dans la calcite, au moins jusqu'au milieu du faciès schiste vert. Sous des conditions de pression et de température plus importantes, les glissements intracristallins sur plans r et f prennent peu à peu le pas sur les macles (Schmid *et al.*, 1987).

Différents types de macles peuvent être facilement distingués en lames minces et en utilisant des critères géométriques simples. Ils ont été décrits par Burkhard (1993), à partir d'échantillons provenant des nappes helvétiques ou des chaînes subalpines françaises et sont utilisés comme indicateurs approximatifs de la température de déformation (Fig. III.15). Le développement de macles épaisses (par épaississement des macles fines) (type II) correspond à une température d'environ 150°C. Le type III, macles courbes et macles maclées, est fréquemment observé dans l'anchizone (200-300°C). Le développement de ce type de macle peut être attribué à l'intervention de mécanisme de déformation intracristalline, autre que le maclage sur plan e, notamment les glissements sur plans r et f, tous deux connus pour être liés à de fortes températures (de Bresser, 1991). Le type IV correspond à des macles recristallisées. Elles sont fréquemment observées à des températures supérieures à 250°C et sont des marqueurs très sensibles des phénomènes de recristallisation dynamique syntectonique (par migration aux joints de grains). La géométrie des macles de la calcite peut être un indicateur du régime de déformation. Les expériences menées par Schmid et al. (1980, 1987) sur des marbres ont montré que dans un contexte de cisaillement simple, la majorité des cristaux de calcite est déformée par un seul jeu de macles. Par contre, en écrasement pur, des macles conjuguées sont fréquemment observées.

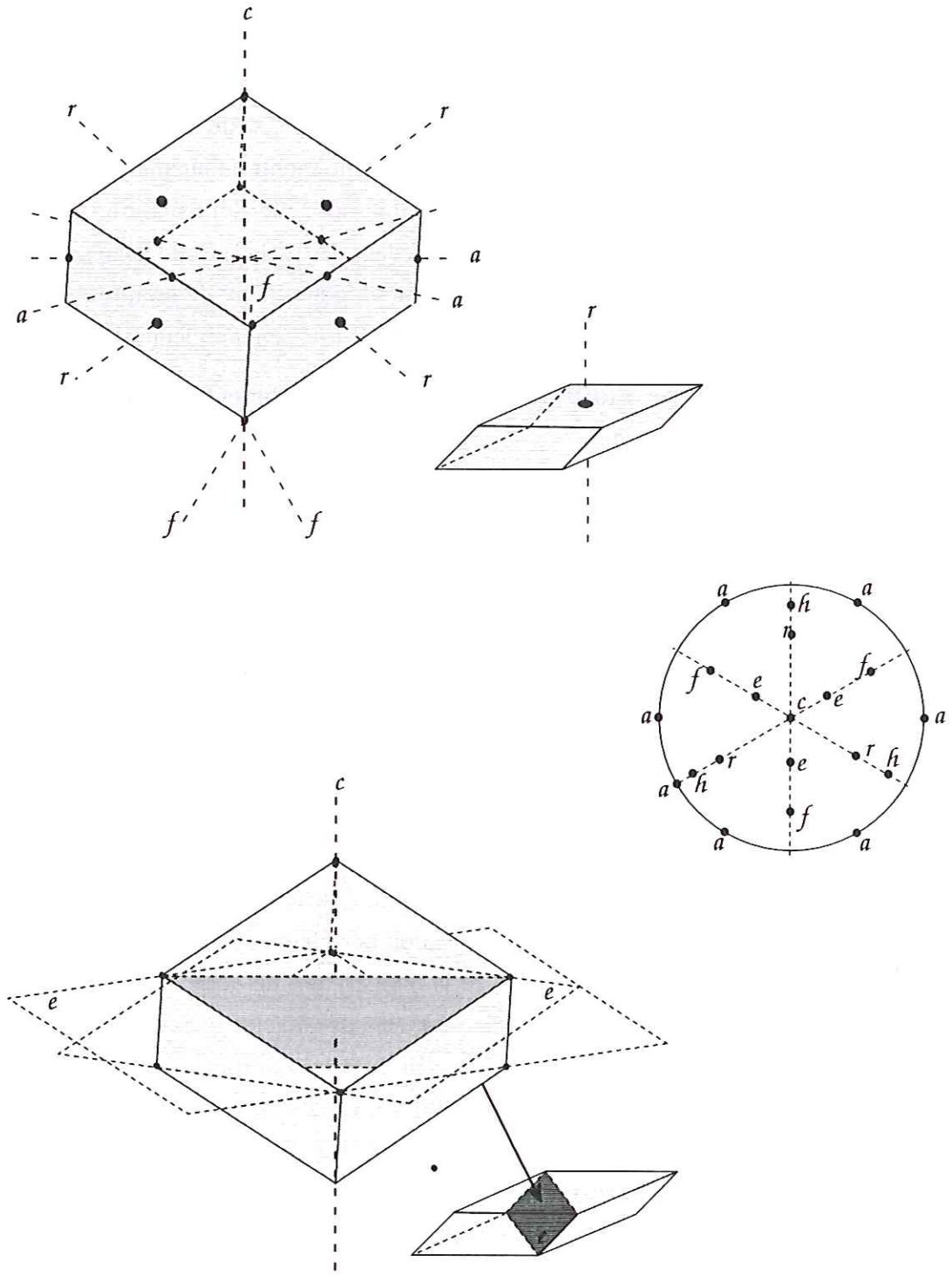


Fig. III.14 - Représentation des axes et des plans cristallographiques de la calcite et leur projection stéréographique

	Type I	Type II	Type III	Type IV
Géométrie des macles en lame mince				
Description	- macles fines - rectilignes - normales - 1, 2 ou 3 réseaux par grain	- macles épaisses (>>1µm) -rectilignes à lenticulaires - normales	- macles épaisses - courbes - présence de macles maclées - grains entièrement maclés - anormales	- macles épaisses - inégales - bordures dentelées - alignement de petits grains - anormales
Interprétation	- faible déformation - couverture peu épaisse - très basse température - post-métamorphique - (tectonique tardive)	- déf. importante - les grains peuvent être entièrement maclés - déformation syn- à post-métamorphique	- forte déformation - déformation intracristalline (glissements r et f) - déformation syn-métamorphique	- forte déformation - recristallisation dynamique (migration de joints) - déformation pré- à syn-métamorphique
Température	**< 200 °C**	**150 - 300 °C**	**> 200 °C**	**> 250 °C**

Fig. III.15 - Classification des macles basée sur leur apparence en lames minces. Quatre différents types de macles sont distingués et interprétés en terme de mécanisme et température de déformation (Burkhard, 1993, traduit de l'anglais).

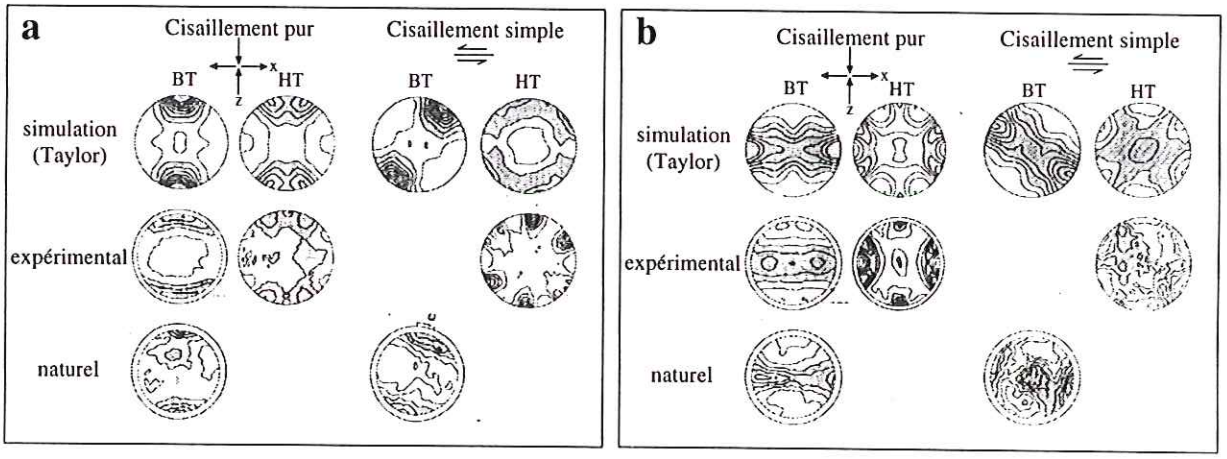


Fig. III.16 - Comparaison des figures d'axes <c> (a) et <a> (b) de la calcite obtenues théoriquement, expérimentalement et naturellement, en cisaillement pur et simple, à basse (200-300°C) et haute température (> 400°C). (Wenk et al., 1987)

b) Caractères généraux des microfabriques de la calcite :

L'écrasement pur et le cisaillement simple produisent différentes variétés de textures (Turner *et al.*, 1954; Griggs *et al.*, 1960; Casey *et al.*, 1978; Wagner *et al.*, 1982; Kern et Wenk, 1983; Wenk *et al.*, 1986; Schmid *et al.*, 1987; Wenk *et al.*, 1987; Rutter *et al.*, 1994), en fonction des conditions de déformation et du type de matériau. La figure III.16 montre les textures d'axes <c> et d'axes <a> obtenues par Wenk et al. (1987) expérimentalement et par simulation numérique, comparées aux textures d'échantillons déformés naturellement, en écrasement pur comme en cisaillement simple et en fonction de la température. La température de transition entre les textures de basse température et de haute température se situe aux alentours de 200-300°C pour des calcaires fins (Wenk *et al.*, 1987) et à environ 600°C pour des marbres grossiers (Schmid *et al.*, 1987). La différence entre les textures obtenues à basse et haute température s'explique par la nature des mécanismes de déformation activés. A basse température, le maclage est le facteur principal de réorientation du réseau pendant la déformation. Dans le cas du cisaillement simple, il provoque une rotation des axes <c> dans un sens opposé au sens de cisaillement observé (Turner *et al.*, 1954; Griggs *et al.*, 1960; Behrmann, 1983; Nicol, 1997) (Fig. III.16.a et III.17.A). L'apparition d'une orientation préférentielle des axes <c> traduit donc l'activation du maclage sur plan e comme système de déformation. A haute température, on passe d'un régime de maclage dominant à un régime de déformation par glissements intracristallins sur les plans r et f (Turner *et al.*, 1954; Griggs *et al.*, 1960; Schmid, 1982; Behrmann, 1983; Wenk *et al.*, 1986; Schmid *et al.*, 1987; Wenk *et al.*, 1987; Rutter *et al.*, 1994) (Fig. III.17 C et D). Les figures de pôles des plans r (axes <r>) et des plans f (axes <f>) présentent alors une orientation préférentielle. Dans le cas d'une activation des glissements sur plans r mais toujours dans un régime de maclage dominant, deux maxima de concentration d'axes <r> peuvent être observés (Fig. III.17 A), l'un proche du plan de foliation, l'autre plus éloigné. Le premier correspond à l'activation de glissements sur plans r synthétiques par rapport au sens général de cisaillement. Le deuxième maximum traduit l'activation de glissements antithétiques. Les axes <a> eux, se disposent sur un grand cercle, dont le pôle coïncide avec le maximum des axes <c> (Fig. III.16 b et III.17 C). Ce grand cercle est assimilable à un plan de cisaillement à l'échelle du grain (Schmid *et al.*, 1981), il traduit la participation (limitée) de glissements intracristallins sur les plans basaux. A température plus élevée (> 400° C dans des calcaires fins et > 700° C dans des calcaires à gros grains), le régime de déformation par glissement intracristallin prend le pas sur le maclage. On obtient alors des figures de pôles montrant pour les plans c et r trois maxima, localisés en bordure de la figure (Fig. III.17.C et D). Le même type de figure de pôles est obtenue pour les plans f, traduisant l'activation des glissements intracristallins sur plans f. A très haute température, le régime de déformation dominant mis en évidence dans des calcaires à grain fin est le glissement aux joints de grains (Schmid *et al.*, 1987) (Fig. III.17 E). Sur les figures de pôles, il se traduit

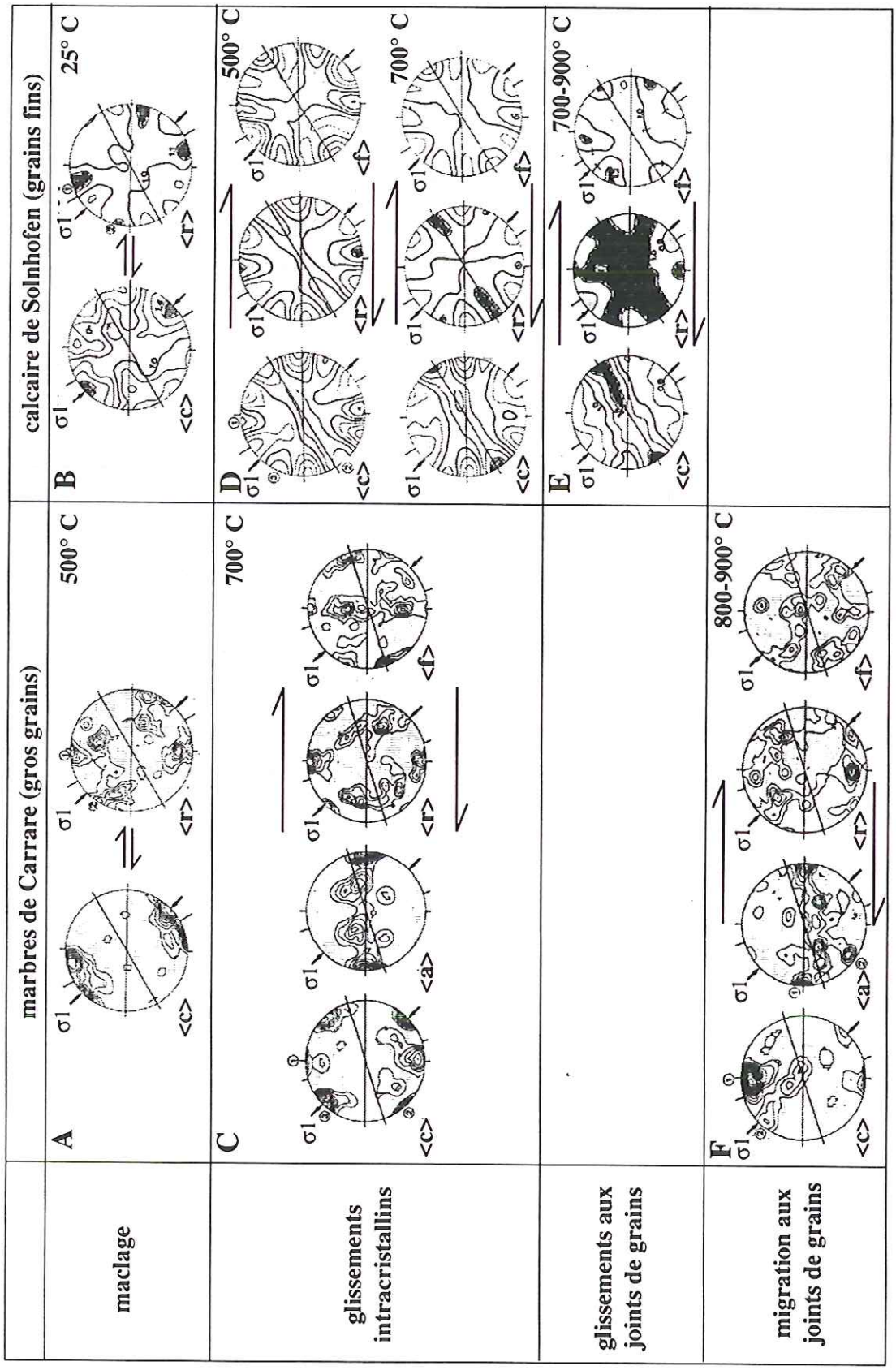


Fig. III.17 - Synthèse des textures obtenues expérimentalement sur la calcite par Schmid et al. (1987), en déformation non-coaxiale dextre, pour des calcaires à gros grains (marbres de Carrare) et des calcaires à grains fins (calcaires de Solnhofen). Trait horizontal : plan de cisaillement; trait incliné : plan de foliation.

essentiellement par une disposition des axes <c> sur un grand cercle, plus ou moins perpendiculaire à la direction de raccourcissement (Fig. III.17 E). Des calcaires à gros grains, déformés à haute température (800° C), présentent par contre un régime de déformation par migration aux joints de grains (Schmid *et al.*, 1987) (Fig. III.17 F). On observe alors sur les figures d'axes <c>, un seul maximum, oblique par rapport au pôle du plan de foliation, dans un sens concordant avec le sens du cisaillement global. Le maximum des axes <c> est alors perpendiculaire au plan de cisaillement (Fig. III.17 F). Ce basculement général des axes <c> traduit l'activation de glissements sur les plans basaux, par mécanisme de migration aux joints de grains. Quatre régimes de déformation peuvent donc être déduits de l'étude des figures de projection des différents axes cristallographiques de la calcite. Si on tient compte de la taille des cristaux, on peut alors estimer la température de déformation.

c) Choix et description des échantillons étudiés

Deux échantillons provenant de ce qui reste de l'ancienne carrière du Gouget ont été analysés. Le premier (A27) est un grès quartzeux et micacé à ciment carbonaté (Fig. III.13.B). La calcite n'y est pas très abondante, néanmoins, l'analyse aux rayons-X en a décelé une quantité suffisante pour permettre l'étude au goniomètre de texture. Le deuxième échantillon (A28) est plus riche en calcite. Il s'agit là encore d'un grès à ciment carbonaté mais la proportion de lithoclastes est moins importante que dans le premier échantillon (Fig. III.13.C). Il contient en outre des fragments bioclastiques, dans lesquels des segments d'encrines sont encore identifiables (Fig. III.13.C). Les sections étudiées, aussi bien au microscope qu'au goniomètre de texture, ont été taillées perpendiculairement à la foliation et parallèlement à la linéation.

d) Étude détaillée au microscope optique des formations carbonatées de l'unité du Gouget

Dans l'échantillon A27, la calcite n'est présente que dans le ciment où elle forme de très fines baguettes de quelques microns, très allongées, visibles surtout dans les ombres de pression autour des grains de quartz (Fig. III.13.D). L'observation en lumière polarisée et analysée, avec utilisation d'une lame onde, montre une bonne orientation préférentielle de réseau.

L'échantillon A28 montre deux formes de calcite. La première consiste en de gros cristaux, de formes et de tailles variables (0.5-1 mm), probablement d'origine bioclastique. Ces cristaux sont déformés, systématiquement maclés et parfois fracturés. Aucune fabrique de forme n'est visible dans ces clastes et aucune orientation préférentielle de réseau n'a été décelée au microscope. Deux types de macles ont pu être observées. Des macles épaisses (5-60μm) affectent tous les cristaux (Fig. III.13.E). La présence de deux jeux de macles se recoupant est

très fréquente. Certains cristaux montrent des macles courbes, recoupant un jeu de macles épaisses et rectilignes (Fig. III.13.F). De rares macles maclées ont été également observées. La deuxième forme de calcite qui constitue le ciment de cette roche se présente sous la forme de cristaux de taille inférieure à 10 µm, présentant souvent un allongement important et disposés plus ou moins parallèlement au plan de foliation ou dans l'allongement des ombres de pression. Le ciment présente donc une fabrique de forme importante, couplée à une légère orientation préférentielle de réseau. Les limites de cristaux sont nettes et rectilignes.

e) Analyse de la calcite des échantillons étudiés par goniométrie de texture

Les figures des axes <c>, <a> et <f>, pour l'échantillon A27, et des axes <c>, pour l'échantillon A28, montrent une légère orientation préférentielle de réseau (Fig. III.18). Pour l'échantillon A28, les textures sont en partie masquées par ce qu'on appelle un "effet de grain", du à la présence des gros cristaux de calcite, qui provoquent un pic de densité au cours du balayage par le faisceau de rayons-X. Les maxima de concentration des axes <c> sont difficiles à circonscrire. Les contours ouverts localisés en périphérie de ces figures correspondent à des artefacts dus à l'intégration partielle, aux fortes déclinaisons, de la raie d'intensité 100 de la calcite (Nicol, 1997). La légère orientation préférentielle obtenue sur les axes <c> traduit néanmoins l'activation du maclage sur plan e. Curieusement, l'activation des macles n'est pas retranscrite sur les figures d'axes <e>. Sur l'échantillon A27, les axes <a> et <f>, montrent également une faible orientation, traduisant l'intervention de glissements intracristallins sur les plans f et sur les plans basaux. Les glissements intracristallins sur les plans r et h semblent, par contre, dans les deux échantillons, ne pas participer au processus de déformation.

f) Interprétations-Conclusion

Les figures de pôles des plans cristallographiques de la calcite obtenues au goniomètre de texture sur des grès à ciment carbonaté de l'unité du Gouget présentent des textures plutôt particulières. Si "l'effet de grain" peut être à l'origine de l'allure atypique des figures de pôles de l'échantillon A28, il n'en va pas de même pour l'échantillon A27, qui ne contient aucun phénocristal de calcite. "L'effet de grain" ne peut donc être tenu pour responsable de l'absence d'orientations préférentielles marquées dans ces figures de pôles.

Pour l'échantillon A28, l'étude détaillée de la calcite au microscope optique a mis en évidence une déformation relativement importante des gros cristaux d'origine bioclastique. Si on se réfère à la classification de Burkhard (1993) (Fig. III.15), on atteint un domaine de déformation syn- à post-métamorphique, dans une gamme de température de 200 à 300° C, puisque des macles courbes et des macles maclées sont observées. Une participation importante du système de maclage sur plans e à la déformation est donc mis en évidence au niveau des gros cristaux de calcite. Les figures de pôles obtenues au goniomètre de texture (Fig. III.18)

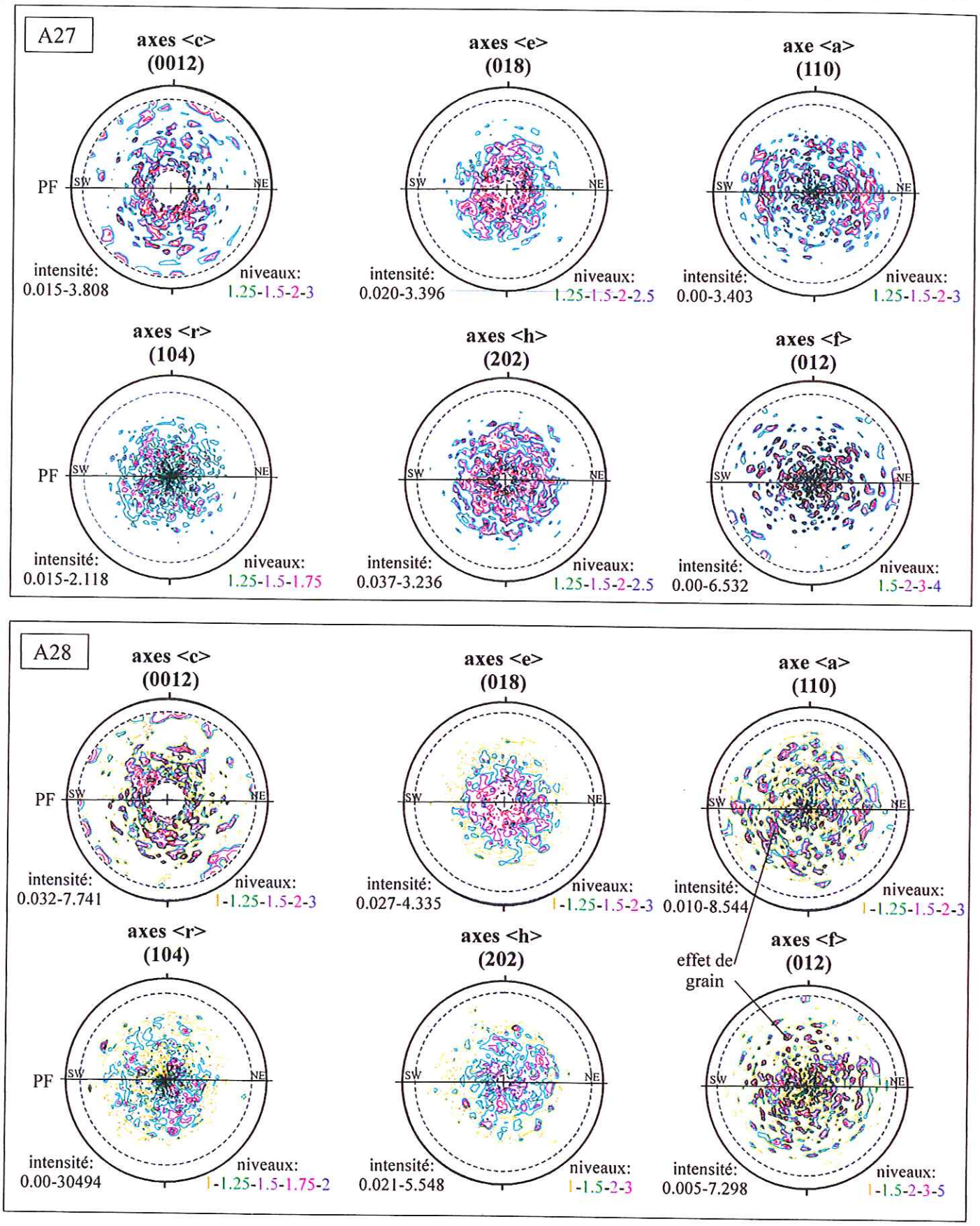


Fig. III.18 - Figures de pôles obtenues, au goniomètre de texture, sur le ciment calcique des formations sédimentaires de l'unité du Gouget. PF : plan de foliation.

présentent un important "effet de grain" due à l'abondance des phénoclastes de calcite, qui rend difficile leur interprétation. On reconnaît néanmoins sur la figure des axes <c> une légère orientation préférentielle, qui traduit des conditions de température relativement faibles et une participation des mécanismes de maclage sur plan e dans les processus de déformation de cette roche. La superposition du maximum de concentration des axes <c> avec le pôle du plan de foliation montre le caractère coaxial de la déformation.

La calcite qui constitue le ciment de l'échantillon A27 ne montre aucune trace de maclage, les grains étant trop petits. Ce ciment présente une forte fabrique de forme, avec des grains allongés dans la foliation et dans les queues de recristallisations. Cette roche étant dépourvue de phénocristaux de calcite, aucun effet de grain n'est a déplorer. On peut donc penser que les figures de pôles obtenues sont représentative des orientations de réseau de la calcite qui constitue le ciment. L'orientation préférentielle observée sur la figure de pôles des plans c prouve la participation des mécanisme de maclage sur plan e, là encore dans des conditions de basse température. Elle confirme également le caractère coaxial du régime de déformation. Les figures obtenues sur les axes <a> et <f> présentent de très légères orientations préférentielles, pouvant correspondre à l'activation des systèmes de glissement sur plans a et f. Cependant, l'activation des plans f ne se produit, en général, qu'à haute température (> 500°) et s'accompagne de l'activation des plans de glissement r, ce qui n'est pas le cas ici.

Il ressort de cette étude que les formations carbonatées de l'unité du Gouget ont subit une déformation coaxiale d'intensité relativement faible, en régime de maclage dominant. Cependant, l'étude des macles des gros cristaux de calcite de l'échantillon A28 laisse supposer l'intervention partielle des glissements intracristallins, notamment sur les plans r et h. L'absence d'une orientation préférentielle des axes <r> et <h> et surtout des axes <e>, alors qu'on est en régime de maclage dominant, n'est pas logique. Il est possible que ces formations carbonatées, riches en minéraux détritiques silicatés, ne soient pas adaptées à ce type d'étude, le pic d'intensité de calcite étant trop faible pour obtenir une réponse suffisante.

Le caractère coaxial de cette déformation, de direction NE-SW, mis en évidence par goniométrie de texture, est confirmé par les observations microscopiques puisque les ombres de pression observées autours des grains de quartz sont symétriques. Ceci n'est pas en accord avec les observations faites dans la série de la Brévenne où une déformation intense, de même direction, présente une cinématique très nette à vergence NE. Les déformations observées dans ces deux séries sont vraisemblablement de même âges puisqu'elles sont postérieures à la déformation D1 et elles n'affectent pas les terrains d'âge Viséen Moyen. Elles correspondent probablement au même épisode tectonique, D2, dont l'intensité semble varier en fonction des secteurs.

B.5. Étude structurale de la série du Beaujolais

B.5.1. Introduction

La série du Beaujolais est affectée par tout un jeu de failles inverses et de failles décrochantes tardives qui rendent l'étude des déformations antérieures plus difficile, notamment dans la partie nord de la série où cette fracturation s'intensifie et où les affleurements sont plus rares. Cette étude porte donc essentiellement sur la partie sud du domaine du Beaujolais. La série du Beaujolais étant le prolongement nord du groupe de Violay et de la série de la Brévenne, elle doit, en toute logique, avoir connu la même évolution tectono-métamorphique que ces deux unités.

B.5.2. La déformation D1

Les grauwackes situés au sud-ouest du Bois-d'Oingt (Fig. III.19) sont affectés par une déformation d'intensité variable, atteignant souvent le stade mylonitique. La foliation, orientée NW-SE, est sub-horizontale (Fig. III.20). Elle porte une linéation d'étirement très bien marquée, orientée environ N120E (Fig. III.20). A l'affleurement comme en lame mince, les plus belles mylonites montrent un rubanement constitué d'une alternance de niveaux riches en feldspath et de niveaux chloriteux (Fig. III.21.A). Ces rubans entourent des phénoclastes de feldspath, parfois asymétriques, qui présentent des ombres de pression composées de feldspath et de chlorite (Fig. III.21.B). Ces critères de cisaillement présentent parfois des sens opposés au sein d'une même lame, la cinématique de l'ensemble est alors difficile à définir. Néanmoins, à l'affleurement, dans des niveaux plus grossiers, on peut voir des clastes de feldspath, centimétriques à pluricentimétriques, asymétriques, qui indiquent un cisaillement de la partie supérieure vers le NW (Fig. III.21C et III.20). Bien que la cinématique de la déformation qui affecte ces grauwackes ne soit pas toujours très claire, il semble que l'on retrouve ici les caractéristiques de la déformation D1, mise en évidence notamment dans le groupe de Violay. Cette déformation, très bien marquée dans ces grauwackes, n'a pas été reconnue dans les autres faciès de la série.

B.5.3. La déformation D2

Au nord-ouest des grauwackes, dans la région de Ternand (Fig. III.19), affleurent des chloritoschistes également très déformés. Ce sont des roches à granulométrie très fine, où la foliation, bien marquée, est soulignée par des plans de séricite qui donnent un aspect satiné à la roche. Une linéation d'étirement, d'orientation plutôt variable mais majoritairement NE-SW, est

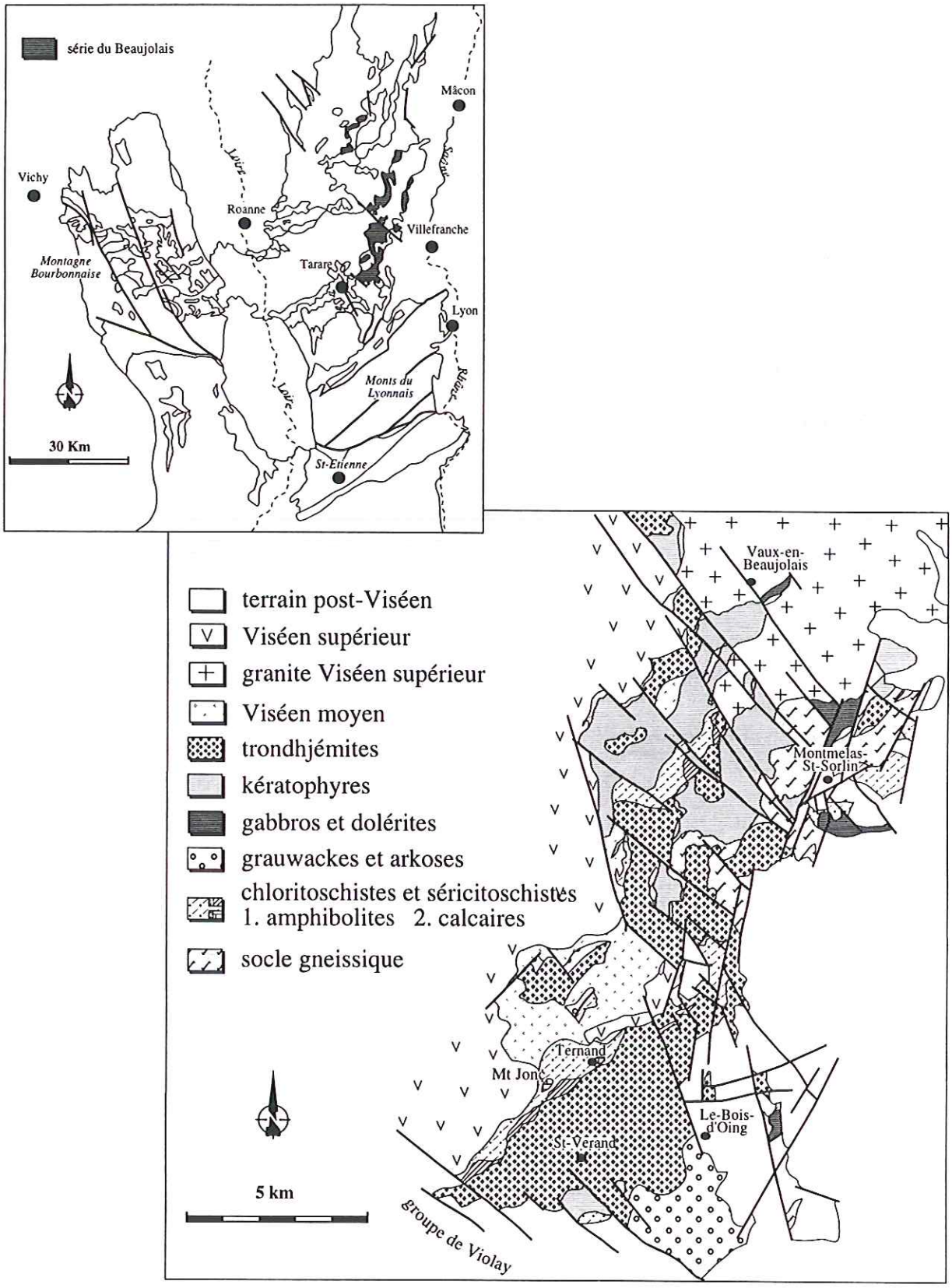


Fig. III.19 - Localisation et carte géologique simplifiée de la série du Beaujolais

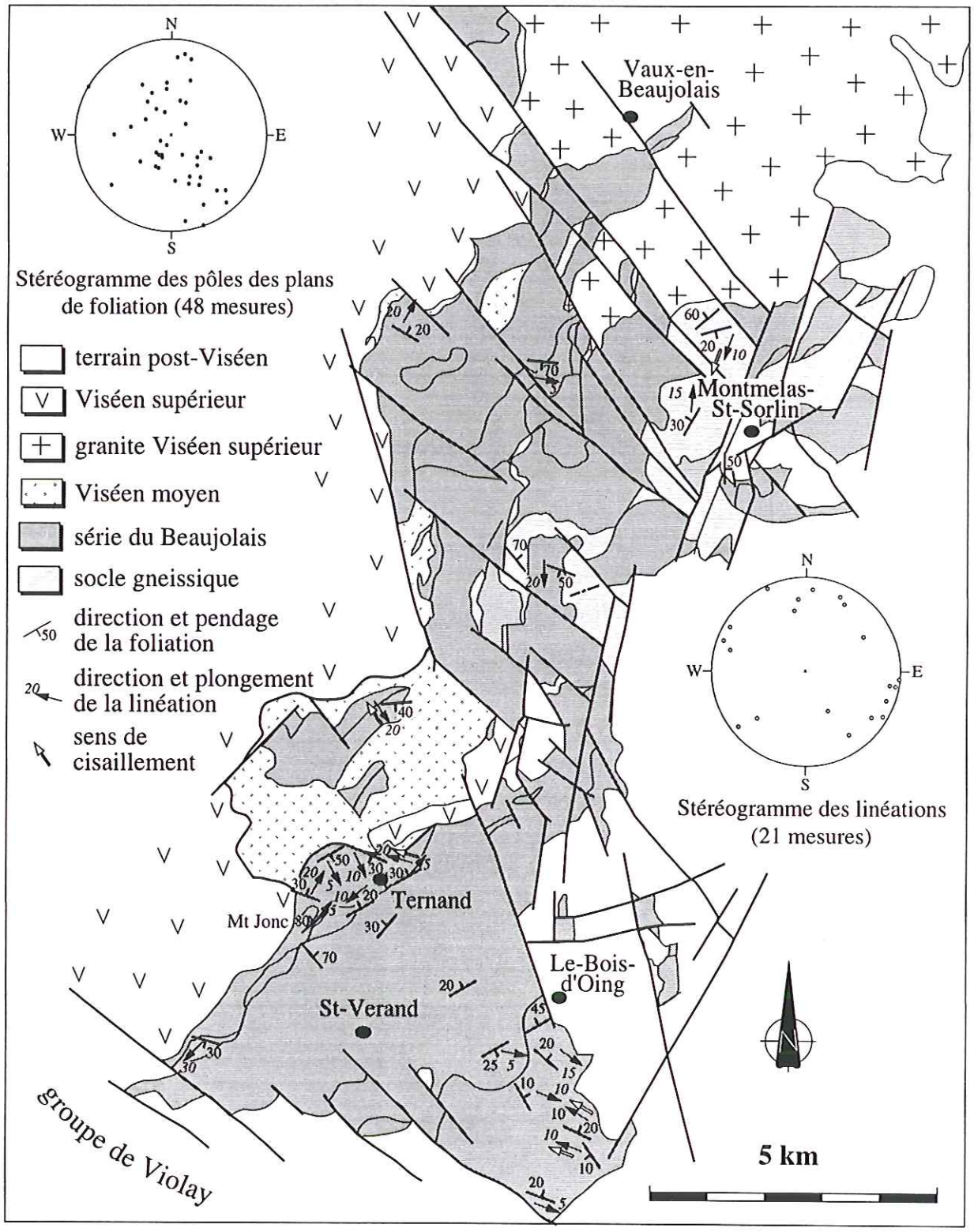
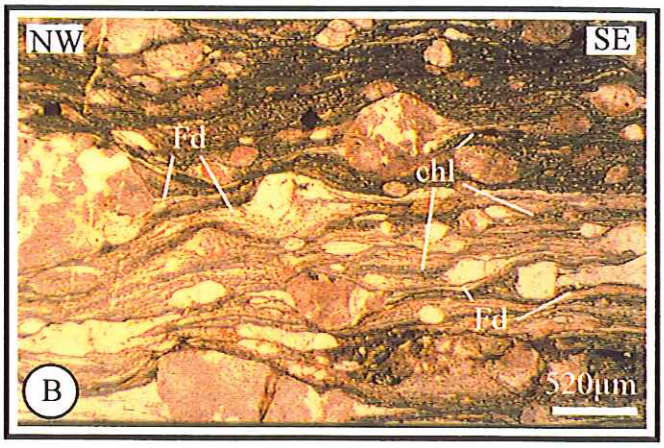
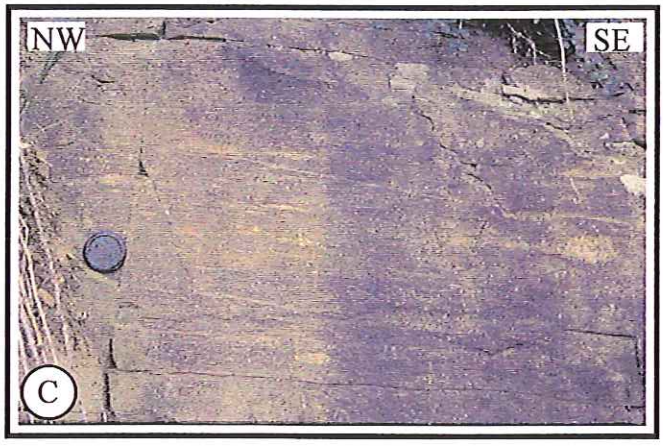


Fig. III.20 - Carte structurale et cinématique de la série du Beaujolais et stéréogrammes des pôles des plans de foliation et des linéations

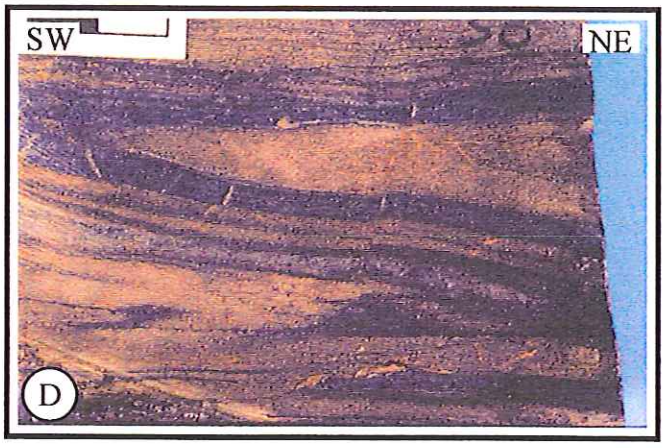
Affleurement de grauwackes du sud de la série du Beaujolais. On devine le rubanement d'origine tectonique.



Grauwackes mylonitiques montrant des ombres de pressions asymétriques composées de feldspath (fd) et de chlorite (chl) autour de phénoclastes de feldspath. La cinématique n'est pas claire.



Affleurement de grauwackes montrant des phénoclastes de feldspath à ombres de pression asymétriques, indiquant un cisaillement à vergence NW.



Micropli isoclinal dans un échantillon de chloritoschiste.

Bandes de cisaillement indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NE, dans les chloritoschistes de Ternand.

Ombres de pression composées de chlorite (chl), autours de grenats (grt), dans les chloritoschistes de Ternand, indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NE.

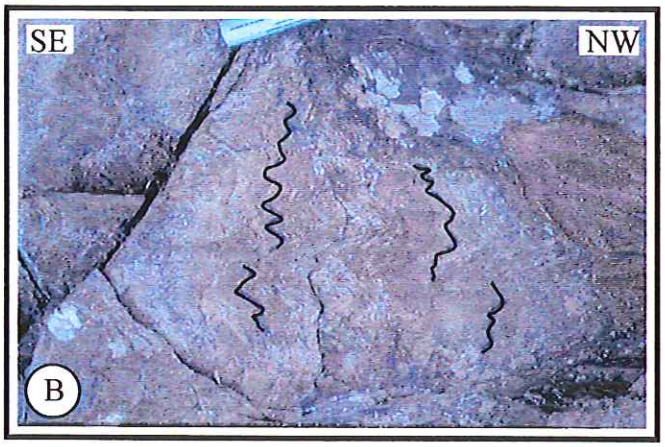
Fig. III.21 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures observées dans la série du Beaujolais

associée à cette foliation (Fig. III.20). On observe également la présence de microplis isoclinaux synfoliaux pluricentimétriques (Fig. III.21.D), d'axe orienté NW-SE qui traduisent bien l'intensité de la déformation. Les critères cinématiques associés à la linéation d'étirement sont peu marqués. Ce sont essentiellement des bandes de cisaillement (Fig. III.21.E), ainsi que quelques grenats à ombres de pression asymétriques composées de chlorites (Fig. III.21.F), qui apparaissent dans certains faciès plus gréseux. L'étude de ces critères de cisaillement n'a pas permis d'établir une cinématique d'ensemble, les sens de cisaillement indiqués étant souvent contradictoires (Fig. III.21.B). Une schistosité de crénulation, orientée N150E affecte localement ces structures (Fig. III.22.A). La linéation alors observée est une linéation de crénulation. L'ensemble est repris par un plissement tardif, d'axe N50E, que l'on observe particulièrement bien à proximité du cimetière du village de Ternand (Fig. III.22.B).

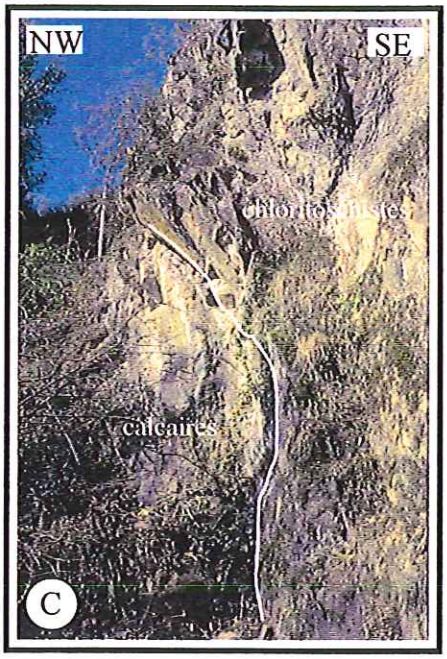
Au sein de ces chloritoschistes affleurent des lentilles de roches carbonatées. La plus importante est située à l'ouest de Ternand, au sommet du Mont Jonc (Fig. III.19). L'affleurement est un ancien front de taille, dans une petite carrière, où moins de deux mètres d'épaisseur de calcaire subsistent. Le contact entre ces calcaires et les chloritoschistes y est clairement visible (Fig. III.22.C). On retrouve le même type de formations dans le village de Ternand, au niveau du chemin de ronde. A cet endroit, les calcaires affleurent sous les chloritoschistes. D'autres lentilles de moindre importance sont également signalées au nord-est et au sud-ouest de l'unité de chloritoschistes de Ternand. Ces calcaires sont déformés. Une foliation, identique à celle qui affecte les chloritoschistes présents à proximité, y est observée. Au Mont Jonc, cette foliation est soulignée par un rubanement fait d'une alternance de lits clairs et de lits sombres. Une linéation d'étirement, orientée N60E, bien visible à Ternand, est associée à la foliation. Elle est identique à celle observée dans les chloritoschistes. En lame mince, ces calcaires présentent une déformation importante, qui se traduit par l'apparition de nombreux réseaux de macles dans les cristaux de calcite (Fig. III.22.D). La présence de ces carbonates dans un environnement d'origine détritique pose le même problème que pour les calcaires de Ferrières-sur-Sichon (§ B.3.5). L'hypothèse de la présence d'**olistolithes** peut donc être envisagée. Cependant, aucun élément supplémentaire pouvant étayer cette hypothèse n'a été observé. La théorie d'une séquence sédimentaire formée de faciès terrigènes (shales, psammites et quartzite) passant localement à des calcaires (Sider, 1985) reste donc valable, la déformation affectant l'ensemble ayant étiré et boudiné les niveaux carbonatés.

Les chloritoschistes de la série du Beaujolais sont affectés par une déformation ductile, de direction NE-SW, reprise par des déformations plus froides, tardives, qui perturbent l'ensemble. Il semble néanmoins que l'on retrouve ici les effets de la déformation D2, bien qu'aucune cinématique ne puisse être établie.

Schistosité de crénulation, dans les chloritoschistes de Ternand.



Plissement tardif d'axe N50 observé dans les chloritoschistes de Ternand.



Contact entre les calcaires du Mt-Jonc et les chloritoschistes.

Aspect microscopique des calcaires déformés de Ternand. Le rubanement d'origine tectonique ainsi que le nombre et le type des macles observées dans les cristaux de calcite donnent un aperçu de l'intensité de la déformation.

Fig. III.22 - Aspects macroscopiques et microscopiques des structures rencontrées dans les chloritoschistes et les calcaires de la série du Beaujolais

B.5.4. Conclusion

Les événements structuraux qui affectent, plus au sud le groupe de Violay et la série de la Brévenne ne semblent pas avoir marqué l'ensemble de la série du Beaujolais avec la même intensité. En effet, seule une petite partie de cette série présente les traces d'une déformation ductile. Les formations volcaniques et hypo-volcaniques ont beaucoup moins bien enregistré ces événements.

La déformation ductile mise en évidence dans les grauwackes de la série du Beaujolais, peut être comparée à celle observée au contact entre le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux, bien que la cinématique ne soit pas toujours clairement exprimée. Cette déformation est attribuée à la phase D1, déjà mise en évidence dans la majorité des formations dévono-dinantiennes de la région de la Loire. La déformation D2, elle, peut être reconnue dans le faciès des chloritoschistes. Ces roches, bien que perturbées par une schistosité de crénulation et des plissements tardifs, laissent apparaître une déformation ductile, de direction NE-SW, mais dont la cinématique n'a pu être établie. Cependant, il faut noter que les microplis isoclinaux observés au sein de ces chloritoschistes ont des axes de même direction que ceux observés dans la série de la Brévenne et attribués à la phase D1 (cf. III.B.1). On peut alors envisager que ces microplis sont des reliques de la première phase de déformation D1.

B.6. Étude géochronologique dans le secteur Violay-Brévenne

Les datations radiométriques concernant les formations du nord-est du Massif Central sont rares et ne concernent que l'âge de la cristallisation des roches (cf. § B.4.1). Quant aux événements structuraux qui ont affecté ces terrains avant le Viséen moyen, ils n'ont, jusqu'à présent, jamais fait l'objet d'études géochronologiques. Afin d'obtenir plus de précision concernant l'âge des différents événements qui jalonnent l'histoire du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais, depuis son ouverture, jusqu'à sa fermeture avant le Viséen moyen, une campagne Géochronologique $^{39}Ar/^{40}Ar$ a été réalisée en collaboration avec H. Maluski du laboratoire de Géochronologie, Géochimie et Pétrologie de l'Université de Montpellier II. Les détails analytiques de la méthode ne seront pas rappelés ici, pour plus de précisions, les lecteurs sont invités à consulter les ouvrages ou publications de Dalrymple et Lamphere (1969), Dalrymple et Lamphere (1971), Monié (1984) et Maluski et al. (1991).

B.6.1. - Échantillonnage

Les échantillons étudiés sont représentatifs des différentes étapes qui ont marqué l'évolution du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais. L'échantillon DA120 est une dolérite non

déformée, provenant d'un petit massif affleurant au sein des gneiss d'Affoux, au nord de Pontcharra-sur-Turdine (Fig. III.23). Cette dolérite étant exempte de déformation, une datation des amphiboles est susceptible d'indiquer l'âge de sa mise en place au sein des gneiss, et ainsi, d'approcher l'âge de l'ouverture du bassin. Les échantillons DA126 et DA20 proviennent tous les deux de la zone mylonitique située au contact entre le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux. DA126 est un échantillon de gneiss, prélevé à Mézoncle, sous la klippe de Montchal (Fig. III.23). C'est un gneiss fin, où la muscovite, en fines lamelles allongées dans la foliation, est abondante. DA20 provient d'un affleurement de méta-tufs situé à la sortie ouest de Tarare (Fig. III.23). Cet échantillon montre de grandes traînées de muscovite, parallèles à la foliation. La muscovite présente dans ces deux échantillons est due au métamorphisme associé à la déformation D1 qui affecte l'ensemble de la région mais qui est particulièrement bien marquée dans ce secteur. Une datation réalisée sur ces muscovites est donc susceptible de nous donner l'âge de la déformation D1. Le dernier échantillon, DB20, provient de la série de la Brévenne. Il s'agit d'un kératophyre, très riche en muscovite, récolté dans la région de Bibost. On est ici au cœur de la série de la Brévenne, dans un secteur supposé éloigné des influences des granites de Grand-Chemin et de St-Laurent-de-Chamousset (Fig. III.23). L'intention est donc d'essayer de dater la déformation D2, bien marquée dans ce secteur.

B.6.2. - Résultats

Les trois spectres d'âges obtenus sur les muscovites des échantillons DA20, DA126 et DB20 présentent tous la même évolution, avec des plateaux relativement bien développés, les deux premiers à 337 ± 4 Ma (Fig. III.24.a et b), le troisième à 342 ± 5 Ma (Fig. III.24.c), avec de faibles indices de perte plus récentes d'argon radiogéniques dont l'âge reste imprécis. L'échantillon DA120 n'a pas donné de spectre interprétable (Fig. III.24.d).

Les âges obtenus ne peuvent en aucun cas refléter l'age réel des événements que nous avons voulu dater. En effet, nous savons que la déformation D1 est antérieure au Viséen inférieur, représenté dans ce secteur par l'unité du Gouget. La déformation D2 affecte ce Viséen inférieur. Par contre, les formations du Viséen moyen, discordantes et transgressives ne présentent aucune trace de déformation. Les âges à 337 Ma, situés entre le Viséen moyen et le Viséen supérieur, ne peuvent donc pas être attribués aux événements tectono-métamorphiques qui affectent le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais avant le Viséen moyen. Les spectres étant normaux, il semble que l'on ait en fait un âge intermédiaire entre l'âge de la fermeture du bassin et l'âge d'un événement suffisamment important pour avoir provoqué une réouverture partielle ou totale des systèmes. Les âges obtenus permettent de penser que la réouverture des systèmes est due à un phénomène thermique provoqué par la mise en place de la série des Tufs Anthracifères, datée du Viséen supérieur. Binon (1989) a montré que les granites du nord de la

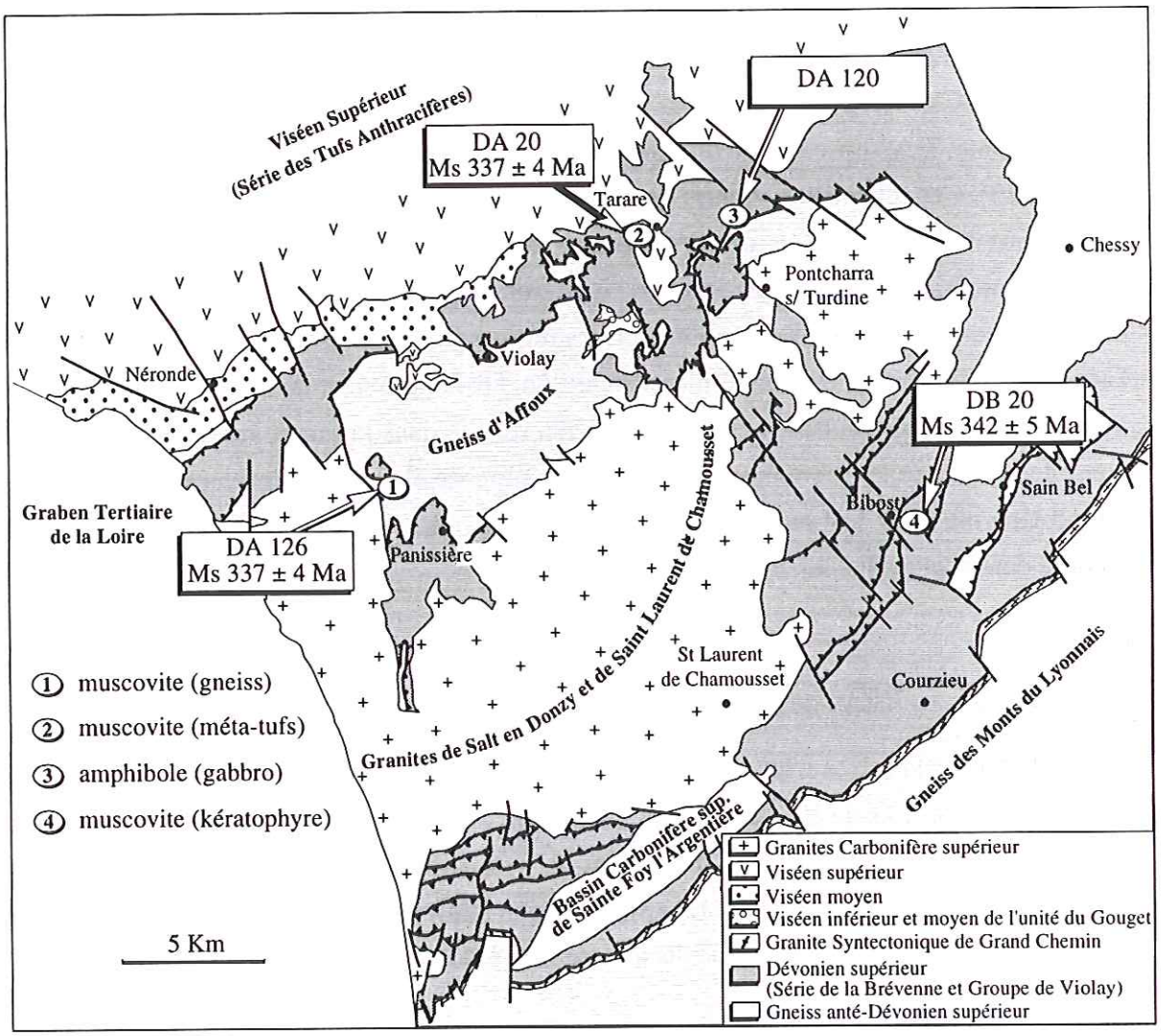


Fig. III.23 - Carte de localisation des échantillons étudiés

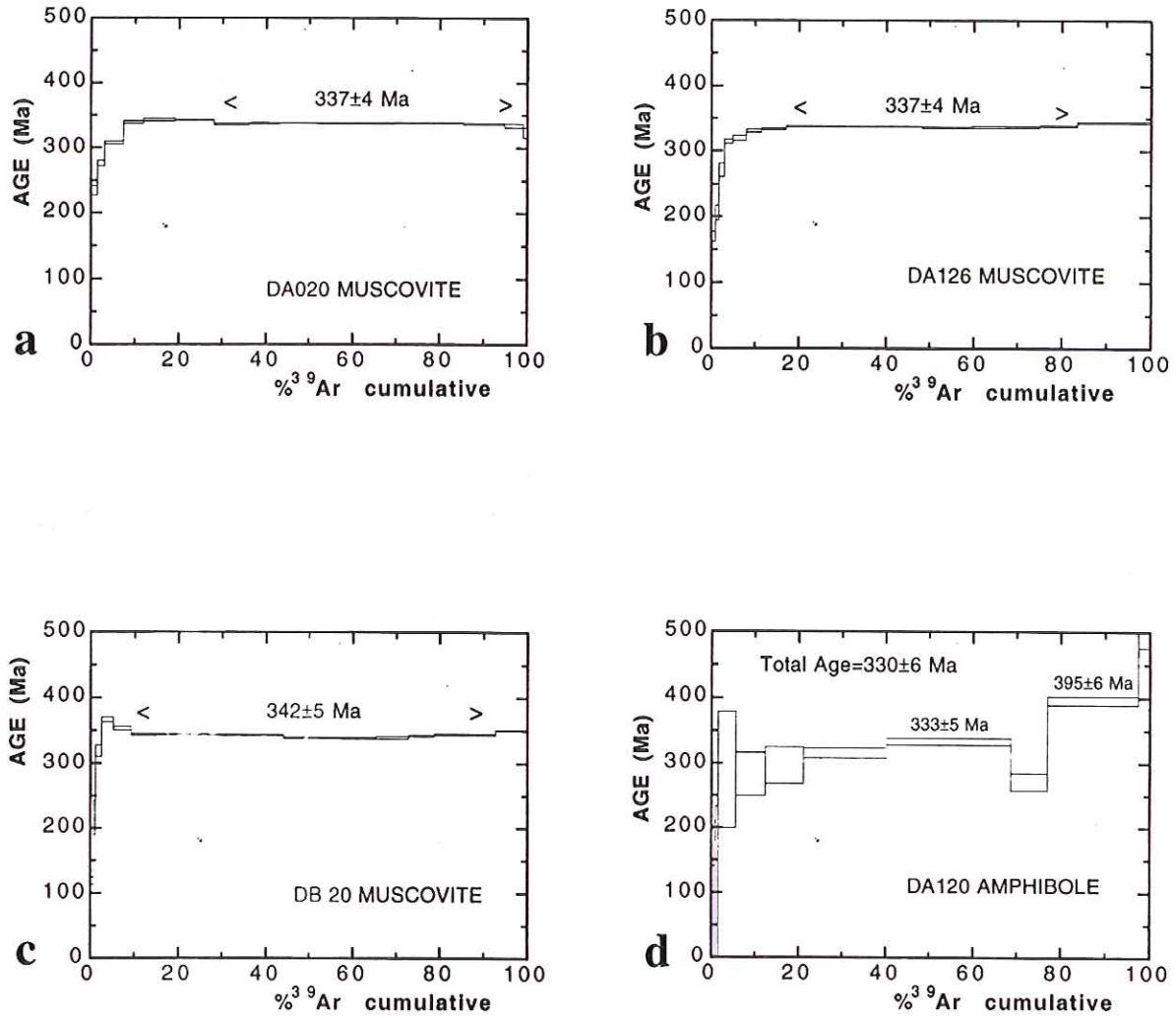


Fig. III.24 - Spectres d'âges obtenus par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar sur des échantillons du Groupe de Violay (a et c), des gneiss d'Affoux (b) et de la série de la Brévenne (d)

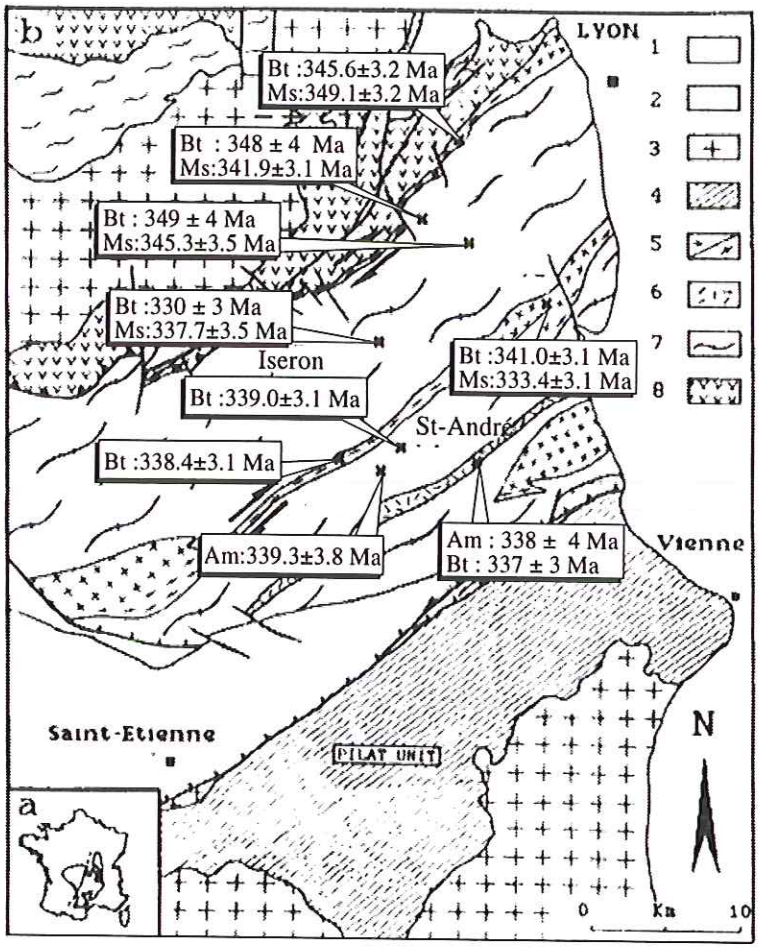
Montagne Bourbonnaise, datés à environ 330 Ma, sont associés au volcanisme tuffacé viséen supérieur. Ces granites appartiennent à la famille des "granites rouges" définie par les anciens auteurs et dont les granites de St-Laurent-de-Chamousset et de Salt-en-Donzy font partie (cf. III.B.1). La présence de ces granites au sein même de l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais laisse peu de doute sur la signification géologique des âges obtenus. L'âge, plus vieux, à 342 Ma, déterminé au niveau de la série de la Brévenne, traduit peut être l'âge de la déformation D2 dans la série de la Brévenne. Néanmoins, l'hypothèse d'un système perturbé ne peut être écartée, au vu des résultats précédents.

B.6.3. Discussion-Conclusion

Ces datations ne nous ont pas permis d'obtenir des informations supplémentaires concernant l'âge de l'ouverture du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais et l'âge des événements tectoniques qui ont conduit à sa fermeture. Par contre, il semble qu'un événement thermique important ait provoqué une réouverture partielle ou totale des systèmes isotopiques. Le magmatisme des "Tufs Anthracifères" du Viséen supérieur apparaît comme l'événement le plus probable.

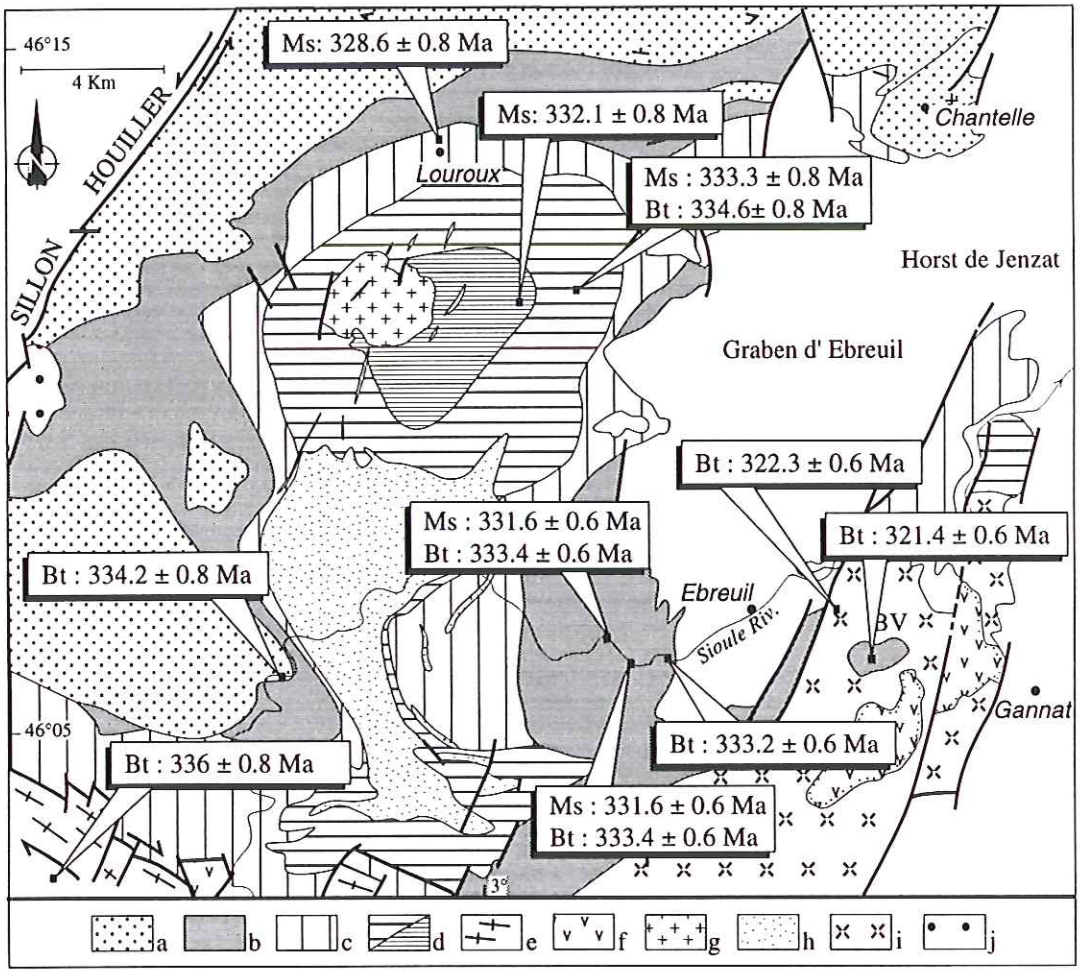
Les âges obtenus ici, dans l'ensemble Brévenne-Violay, sont comparables aux âges ^{39}Ar-^{40}Ar des Monts du Lyonnais (Costa et al., 1993; Fig. III.25). Ces âges, compris entre 330 et 350 Ma ont été obtenus sur les minéraux qui ont cristallisé durant la dernière phase de déformation ayant affecté les gneiss, ainsi que sur les granites syntectoniques associés aux décrochements dextres qui caractérisent cette déformation. Or, si 350 Ma est un âge acceptable, au vu des données de terrain, pour cette phase de déformation, des âges inférieurs à 340 Ma sont, par contre, peu probables. Les âges compris entre 330 et 340 Ma peuvent donc, là encore, être représentatifs d'un événement thermique important ayant entraîné une réouverture partielle ou totale des systèmes.

Des âges de même type ont également été obtenus dans la série de la Sioule. En effet, des datations ^{39}Ar-^{40}Ar sur biotite et muscovite ont été réalisées, là encore en collaboration avec H. Maluski et P. Monié, sur les différents types de gneiss de la région, afin de dater le métamorphisme associé aux deux déformations qui y sont reconnues (Faure *et al.*, 1993). Le granite porphyroïde post-Viséen supérieur de Champs a également été daté. Les résultats obtenus indiquent des âges compris entre 328 et 335 Ma (Fig. III.26). Les observations de terrains montrent clairement que le granite syntectonique de St-Gervais est postérieur aux déformations qui affectent les gneiss. Or, ce granite est recouvert par la série Viséen supérieur des Tufs Anthracifères (Fig. III.26). Les âges obtenus sur les gneiss ne peuvent donc en aucun cas correspondre aux événements tectono-métamorphiques décrits.



1 : couverture post-Paléozoïque ; 2 : dépots permiens ; granites post-tectoniques ;Unité du Mont Pilat (4 : séquence métamorphique BP-HT) ; Complex des monts du Lyonnais (5 : granite syncinématique associé au décrochement dextre ; 6 : complexe leptyno-amphibolique ; 7 : gneiss mésozonaux) ; 8 : Unité de la Brévenne (Costa et al., 1993)

Fig. III.25 - Âges ^{39}Ar-^{40}Ar obtenus sur les gneiss et granites syntectoniques des Monts du Lyonnais par Costa et *al.* (1993)



a : migmatite et orthogneiss de Chantelle ou de Bergerie-Villemonie (BV) ; b : gneiss à biotite-sillimanite ; c : paragneiss à deux micas ; d : micaschistes à deux micas (bandes larges) micaschistes à staurotide (bandes sérrées) ; e : granite mylonitique pré-viséen de St-Gervais ; f : sédiments viséens (Tufs Anthracifères) ; g : leucogranite namuro-wetphalien d'Echassières ; h : microgranite namuro-westphalien de Pouzol-Servant ; i : granite porphyroïde post-Viséen de Champs ; j : sédiments stéphaniens. (Faure et al., 1993)

Fig. III.26 - Données géochronologiques obtenues, par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar, dans la région de la Sioule. (Travaux en cours)

Ainsi, la plupart des données géochronologiques ^{39}Ar-^{40}Ar obtenues dans le quart nord-est du Massif Central, donne un âge intermédiaire entre l'âge réel de la dernière phase tectono-métamorphique connue dans les roches étudiées et l'âge d'un l'événement thermique majeur qui provoque une réouverture partielle ou totale des systèmes. Cet événement ce situe probablement aux alentours de 330 Ma et ne peut correspondre qu'à la mise en place de la série des Tufs Anthracifères au Viséen supérieur.

B.7. Conclusion

L'existence d'une tectonique polyphasée, caractérisée par la superposition de deux déformations ductiles de directions bien distinctes, affectant les séries de la Brévenne et du Beaujolais, le groupe de Violay et l'unité du Gouget est clairement démontrée. La première phase, D1, est une déformation tangentielle de direction NW-SE, avec un déplacement de la partie supérieure vers le NW. Elle est bien représentée dans le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux et affecte uniquement les terrains anté-Viséen inférieur, un âge fini-Dévonien à Tournaisien peut donc lui être attribué. Elle est à l'origine de la foliation sub-horizontale et est associée à un métamorphisme de faciès schiste-vert à amphibolite. La deuxième déformation, D2, est perpendiculaire à la première, avec une direction NE-SW. On l'observe essentiellement au niveau de la série de la Brévenne et de l'unité du Gouget, datée du Viséen inférieur par Julien (1896), dont elle affecte la base. Dans la série de la Brévenne, cette déformation est antérieure à la mise en place du granite syntectonique de Grand-Chemin, daté à 345-350 Ma (Costa *et al.*, 1993). La limite Tournaisien-Viséen inférieur étant à 345 Ma, on est amené à remettre en question certaines données chronologiques. Les datations $^{39}Ar/^{40}Ar$ obtenues sur le granite de Grand-Chemin sont, nous l'avons vu, susceptibles d'être faussées par l'événement thermique Viséen supérieur lié à la mise en place de la série des Tufs Anthracifères. Dans ce cas, seul des phénomènes d'excès d'argon pourraient expliquer ces âges Viséen inférieur. Or, les spectres obtenus ne traduisent pas ce type de phénomène. Si la déformation D2 est antérieure au Viséen inférieur, un âge légèrement plus ancien, Tournaisien supérieur, doit être envisagé pour l'unité du Gouget. La déformation D2 peut alors être datée de la limite entre le Tournaisien et de Viséen inférieur. Une cinématique à vergence NE, est associée à la déformation D2 dans la série de la Brévenne. Par contre, au niveau de l'unité du Gouget, une déformation coaxiale a été mise en évidence.

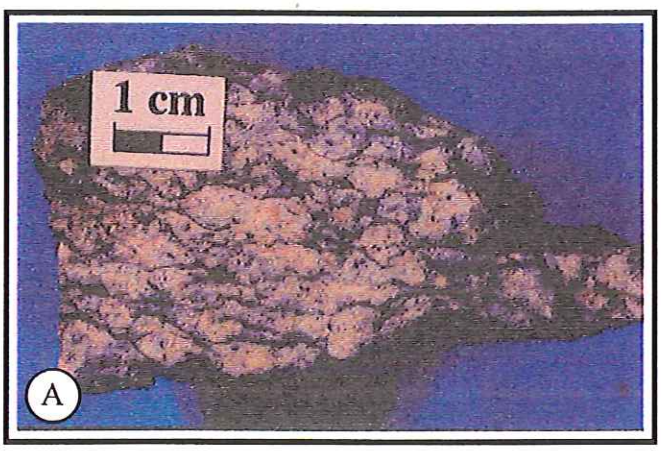
Dans la suite de ce chapitre, nous allons voir que ces deux épisodes structuraux ont marqué la majeure partie des unités d'âge anté-Viséen moyen de la région de la Loire. Seul le Morvan semble avoir été épargné.

C. Les Monts du Lyonnais

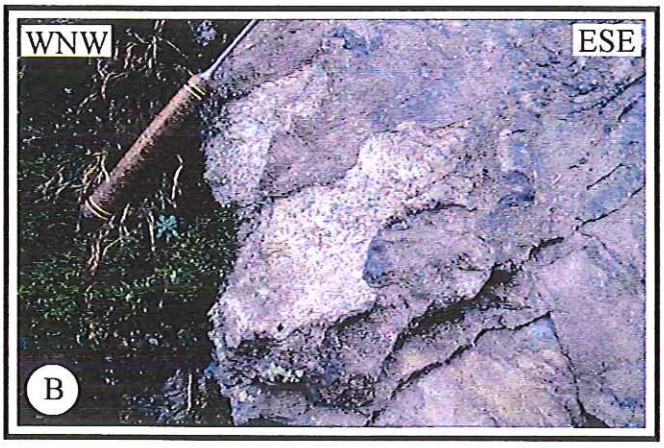
C.1. Le décrochement de Grand Chemin

Le contact existant entre l'unité épizonale à mésozonale de la Brévenne et l'ensemble des gneiss, plus ou moins migmatitiques, des Monts du Lyonnais est attribué à un décrochevauchement dextre (Feybesse *et al.*, 1988), jalonné par le granite syntectonique de Grand-Chemin, daté à 345 Ma. Les observations réalisées sur le terrain et en lames minces montrent qu'à la différence de la série de la Brévenne et des gneiss des Monts du Lyonnais, le granite de Grand-Chemin présente une déformation hétérogène atteignant rarement le stade mylonitique (Fig. III.27.A). Sur certains affleurements, ce granite, intrusif dans les volcanites de la série de la Brévenne, est exempt de toute déformation (Fig. III.27.B). Il existe donc un contraste important entre le granite de Grand-Chemin, dans l'ensemble relativement peu déformé, et les formations de la Brévenne et des Monts du Lyonnais qui elles sont, généralement, affectées par une déformation ductile très intense. Le décrochement de Grand-Chemin, contemporain du granite, peut donc difficilement être à l'origine de la mylonitisation qui affecte les formations de la série de la Brévenne et les gneiss des Monts du Lyonnais. L'existence d'une déformation ductile antérieure au décrochement doit être alors envisagée. Ceci est confirmé par la présence, localement, au contact entre les deux unités, de mylonites de volcanites de la Brévenne ou de gneiss présentant une foliation sub-horizontale. Ces affleurements représentent les vestiges d'une déformation antérieure, initialement plate, qui, par la suite, a été redressée par la faille de Grand-Chemin (Fig. III.27.C et D). Ceci s'observe particulièrement bien dans la série de la Brévenne, puisque lorsqu'on s'éloigne du contact décrochant, le pendage de la foliation régionale diminue pour devenir sub-horizontale dans la zone de transition avec le groupe de Violay (Fig. 6). Localement, cette foliation est redressée par les plis d'axe N50E qui affectent l'ensemble de la série. L'hypothèse d'une mise en contact de la série de la Brévenne avec les gneiss des Monts du Lyonnais, antérieure au décrochement est confirmée, également, par l'observation, sur le terrain, de contact intrusif du granite de Grand-Chemin, à la fois dans les roches de la Brévenne mais également dans les gneiss. Par conséquent, les deux unités étaient déjà en contact lorsque le granite de Grand-Chemin s'est mis en place.

Le décrochement dextre de Grand-Chemin apparaît donc comme un événement de faible intensité, postérieur à la tectonique polyphasée qui affecte l'ensemble des terrains anté-Viséen moyen de la région de la Loire. L'âge de cet événement décrochant est donné par celui du granite syntectonique de Grand-Chemin, à environ 345 Ma. Cet âge Viséen inférieur est confirmé par l'existence d'une phase de plissement d'axe NE-SW, associée au décrochement , et qui affecte l'ensemble des terrain anté-Viséen moyen de la région.

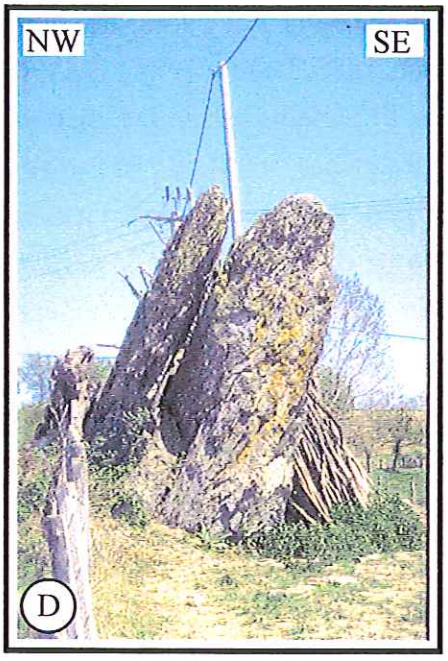


Le granite syntectonique de Grand-Chemin. Echantillon d'un faciès déformé.



Intrusion de granite de Grand-Chemin (ici non-déformé) dans des amphibolites (mylonitiques) de la série de la Brévenne.

Foliation sub-verticale de la série de la Brévenne au contact des gneiss des Monts du Lyonnais.



Dalles d'amphibolite de la série de la Brévenne (en place) illustrant le fort pendage de la foliation à proximité du contact avec les gneiss des Monts du Lyonnais.

Fig. III.27 - Aperçu des structures associées au décrochement de Grand-Chemin

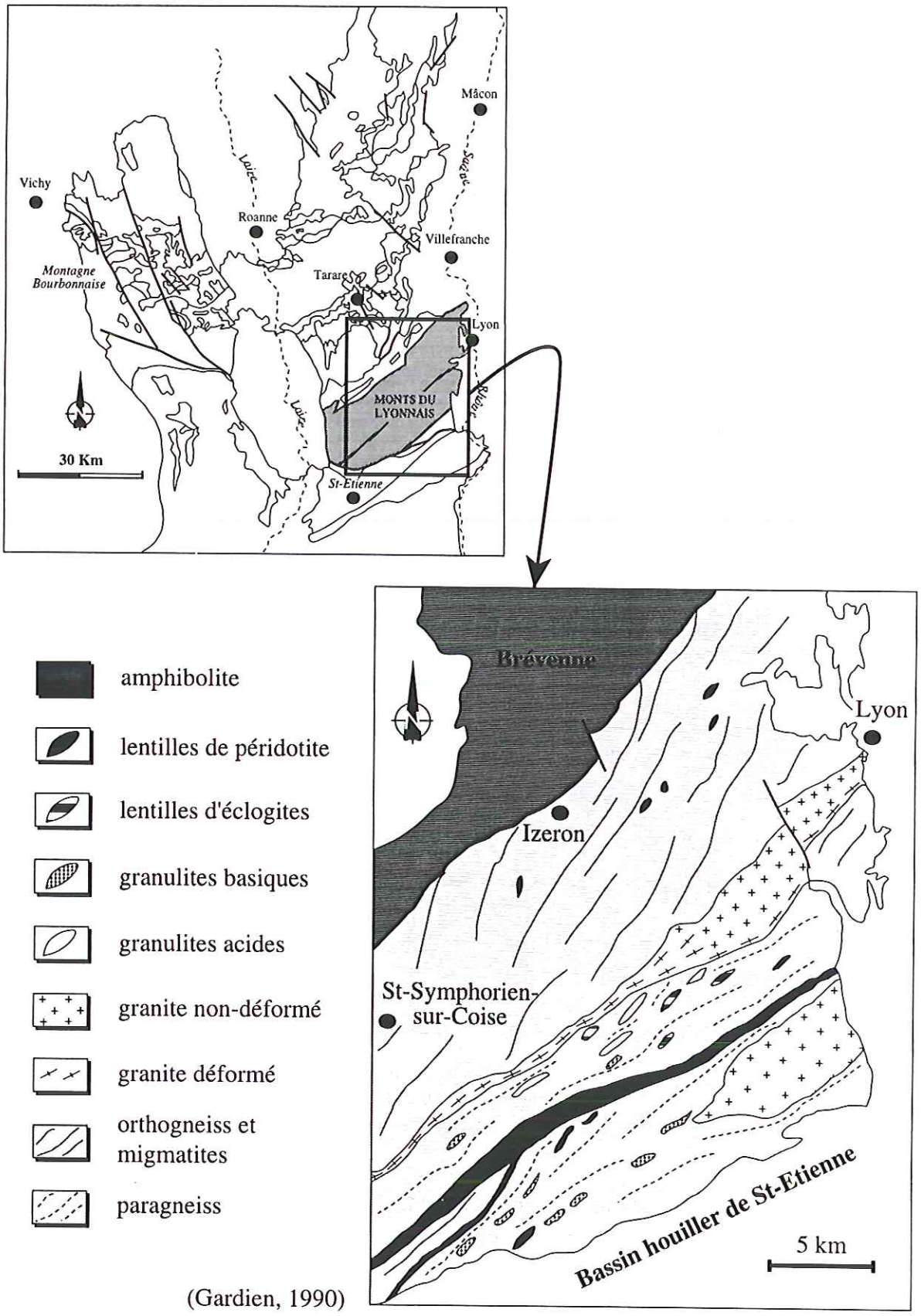
C.2. Étude structurale des gneiss des Monts du Lyonnais dans la zone de contact avec la série de la Brévenne

C.2.1. Introduction

L'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais limite au sud-est la série de la Brévenne (Fig. III.28). Le contact actuel entre ces deux unités se fait par l'intermédiaire d'un décrochement dextre, souligné localement par le granite syntectonique de Grand-Chemin (Fig. III.29). Comme nous l'avons vu précédemment, l'intensité de la déformation, de part et d'autre du contact, montre que le décrochement seul ne peut être à l'origine de la mise en contact de ces deux unités. Compte tenu des observations structurales effectuées dans le secteur Brévenne-Violay-Beaujolais, ce sont probablement les événements tectoniques antérieurs qui ont amené en contact la série de la Brévenne et les gneiss des Monts du Lyonnais. Il semble alors logique qu'à l'image de la série de la Brévenne, les gneiss des Monts du Lyonnais aient enregistré les effets de la tectonique polyphasée qui affecte le NE du Massif Central à la fin du Dévonien. Ces gneiss ont déjà fait l'objet de nombreuses études (Peterlongo, 1960; Dufour *et al.*, 1983; Dufour, 1985; Dufour *et al.*, 1985; Lardeaux et Dufour, 1987; Feybesse *et al.*, 1988; Gardien, 1990). Si la déformation D2, bien exprimée dans la série de la Brévenne, a déjà été reconnue dans les gneiss des Monts du Lyonnais (Feybesse *et al.*, 1988), il n'en va pas de même pour la déformation D1, dont aucune trace n'a jamais été signalée. Une étude détaillée des gneiss, à proximité du contact avec la série de la Brévenne, a donc été réalisée car cette zone nous a semblé la plus susceptible d'avoir enregistré les effets de la déformation D1.

C.2.2. La déformation D1

Dans la zone proche du contact avec la série de la Brévenne, la foliation régionale des gneiss des Monts du Lyonnais est redressée par le décrochement dextre de Grand-Chemin (Fig. III.29). Une "strie chaude", marquée par des alignements de muscovite, est visible sur de nombreux affleurements et notamment sur la D489, au niveaux du village d'Izeron (Fig. III.29 et 30.A). Portée le plus souvent par une foliation verticale, elle est orientée parallèlement à la ligne de plus grande pente, avec un pitch de 50 à 80° vers le NE (Fig. III.29). Cette strie sub-verticale ne peut en aucune façon être attribuée au décrochement. Il nous a donc semblé intéressant de retrouver son orientation initiale, avant le redressement de la foliation. Pour cela, une rotation autour d'un axe correspondant à la direction de la foliation a été réalisée sur chacune des mesures de stries effectuées sur le terrain (Fig. III.31). En ramenant la foliation à l'horizontale, on obtient une orientation NW-SE à N-S pour ces stries (Fig. III.31). Les sections coupées parallèlement à cette direction et perpendiculairement à la foliation montrent



(Gardien, 1990)

Fig. III.28 - Rappel sur la localisation et la lithologie de l'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais

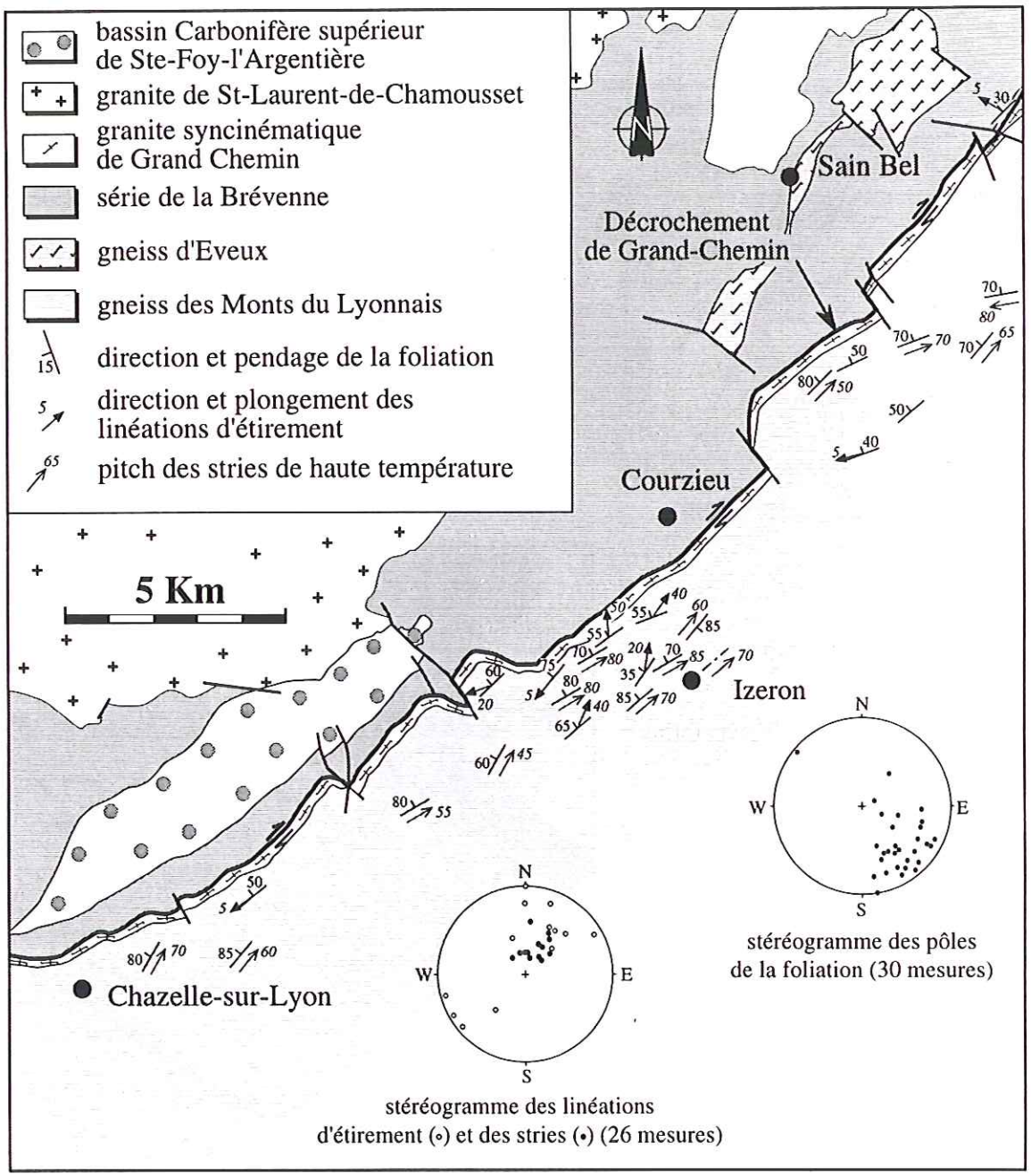
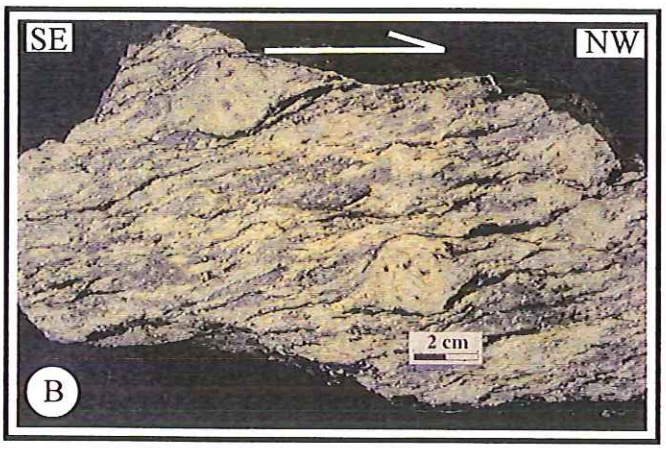


Fig. III. 29 - Carte structurale des gneiss des Monts du Lyonnais dans la zone proche du contact avec la série de la Brévenne et stéréogrammes des pôles de la foliation et des linéations

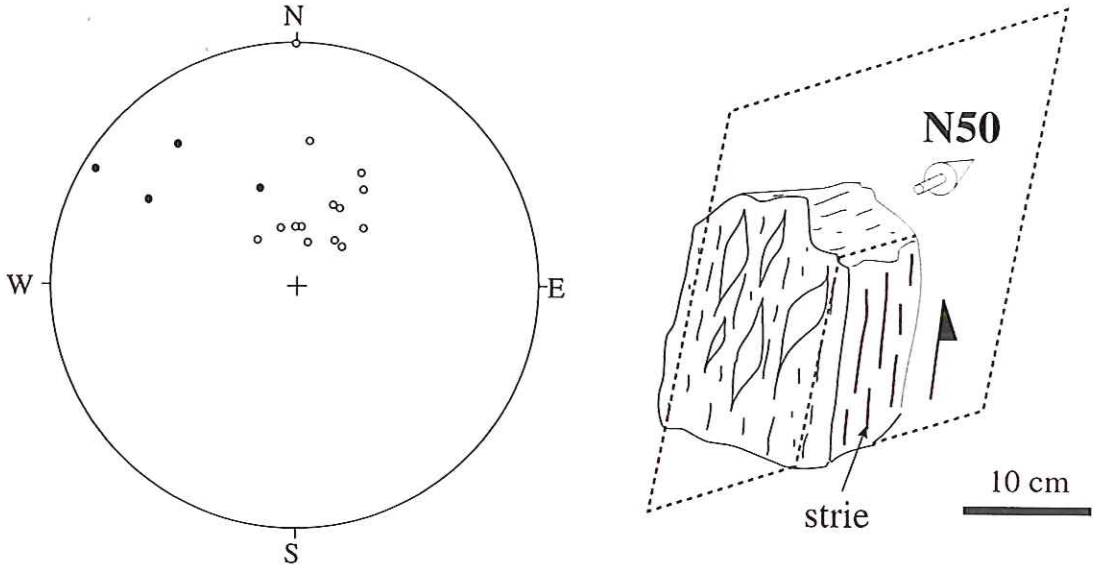
Affleurement de gneiss montrant la strie chaude, sub-parallèle à la ligne de plus grande pente de la foliation.



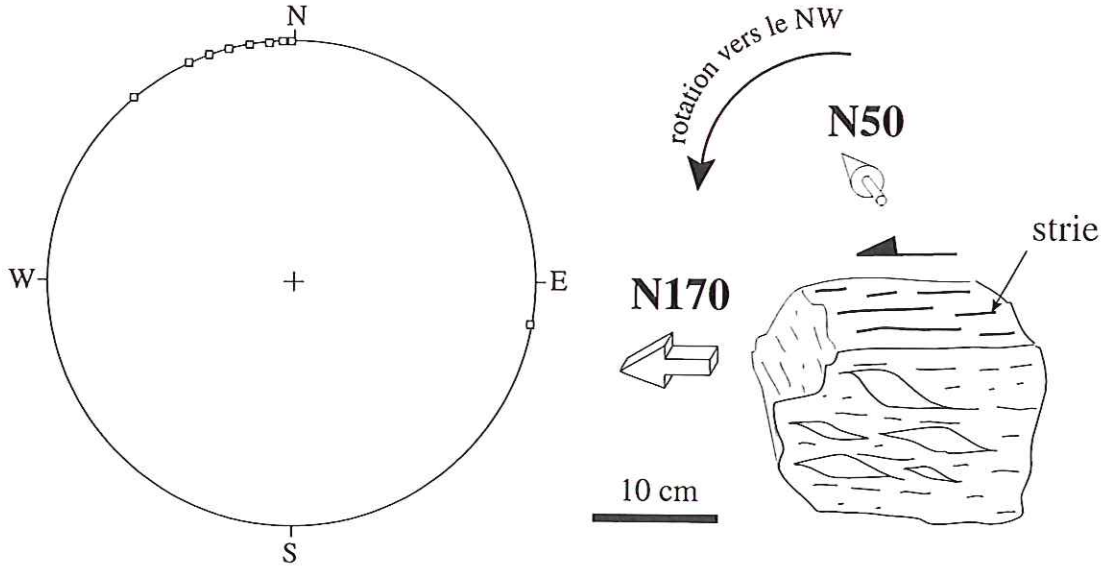
Section NW-SE dans un échantillon de gneiss provenant d'Izeron. Des "yeux" quartzo-feldspathiques à queues asymétriques, composées de quartz, de feldspath et de biotite indiquent, quand la foliation est ramenée à l'horizontale, un déplacement de la partie supérieure vers le NW.

Aspect microscopique des gneiss fins riches en biotite, porteurs d'une linéation d'étirement orientée NW-SE. Les bandes de cisaillements indiquent un déplacement de la partie supérieure vers le NW.

Fig. III.30 - Aspects macroscopiques et microscopique des structures associées à la déformation D1 dans les gneiss des Monts du Lyonnais



stéréogramme des stries (∘) et linéations d'étirement (•) attribuées
à la phase de déformation D1 (18 mesures)



Stéréogramme montrant l'orientation des stries après rotation
autour d' un axe correspondant à la direction de la foliation.
La foliation a été ramenée à l'horizontale

Fig. III.31 - Stéréogrammes et schémas d'échantillons montrant l'orientation des stries et linéations attribuées à la déformation D1, dans la zone de contact avec la série de la Brévenne

l'existence de critères cinématiques visibles le plus souvent à l'échelle de l'échantillon. Il s'agit d'agrégats quartzo-feldspathiques, entourés d'ombres de pression composées de quartz, de feldspath et de biotite (Fig. III.30.B). Ils forment des structures asymétriques traduisant, avec la foliation ramenée à l'horizontale, un déplacement de la partie supérieure vers le N-NW (Fig. III.32).

Sur quelques rares affleurements, une linéation orientée NW-SE, portée par des plans de foliation à faible pendage a pu être observée (Fig. III.29). C'est une linéation d'étirement, qui affecte des gneiss para-dérivés riches en biotite (Fig. III.30.C). Elle est associée à des critères cinématiques, de type bande de cisaillement, indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW (Fig. III.30.C et 32).

Il semble donc qu'un événement tectonique, antérieur au décrochement de Grand-Chemin, puisse être mis en évidence dans ce secteur. Il correspond à une déformation intense, orientée NW-SE à N-S, responsable de la formation d'une strie chaude, plus moins pénétrative, dans les faciès de gneiss oeillés, riches en quartz et en feldspath, et d'une linéation d'étirement dans les faciès fins, riches en micas. Ces deux structures linéaires sont associées à une cinématique à vergence NW et à une foliation probablement faiblement pentée à l'origine. On a ici les traces d'une déformation ductile présentant les mêmes caractéristiques géométriques et cinématiques que la déformation D1 définie dans la région de la Loire.

C.2.3. La déformation D2

Une linéation d'étirement, orientée environ N50E et à plongement sub-horizontal peut également être observée dans la zone de contact avec les gneiss des Monts du Lyonnais. L'étude des critères de cisaillement, réalisée sur des sections parallèles à cette linéation et perpendiculaires à la foliation, sur le terrain comme en lame mince, indique clairement que l'on a un sens dextre de cisaillement (Fig. III.33). Dans les faciès riches en micas (biotite, muscovite), les critères cinématiques observés sont principalement des bandes de cisaillement. Dans les niveaux plus quartzeux, ce sont des recristallisations quartzo-feldspathiques asymétriques, autour de phénocristaux de quartz et de feldspath. On observe également une linéation d'étirement, d'orientation identique, sur quelques affleurements où la foliation présente un faible pendage (Fig. III.29). La cinématique associée à cette linéation indique alors un déplacement de la partie supérieure vers le NE (Fig. III.33).

Le redressement de la foliation est du au décrochement, lequel, nous l'avons déjà vu, ne peut être responsable de la formation de cette linéation, qui traduit donc l'existence d'une déformation antérieure au décrochement. Il semble alors que l'on ait, dans ce secteur, les traces d'une déformation ductile, responsable de la formation d'une linéation d'étirement orientée NE-

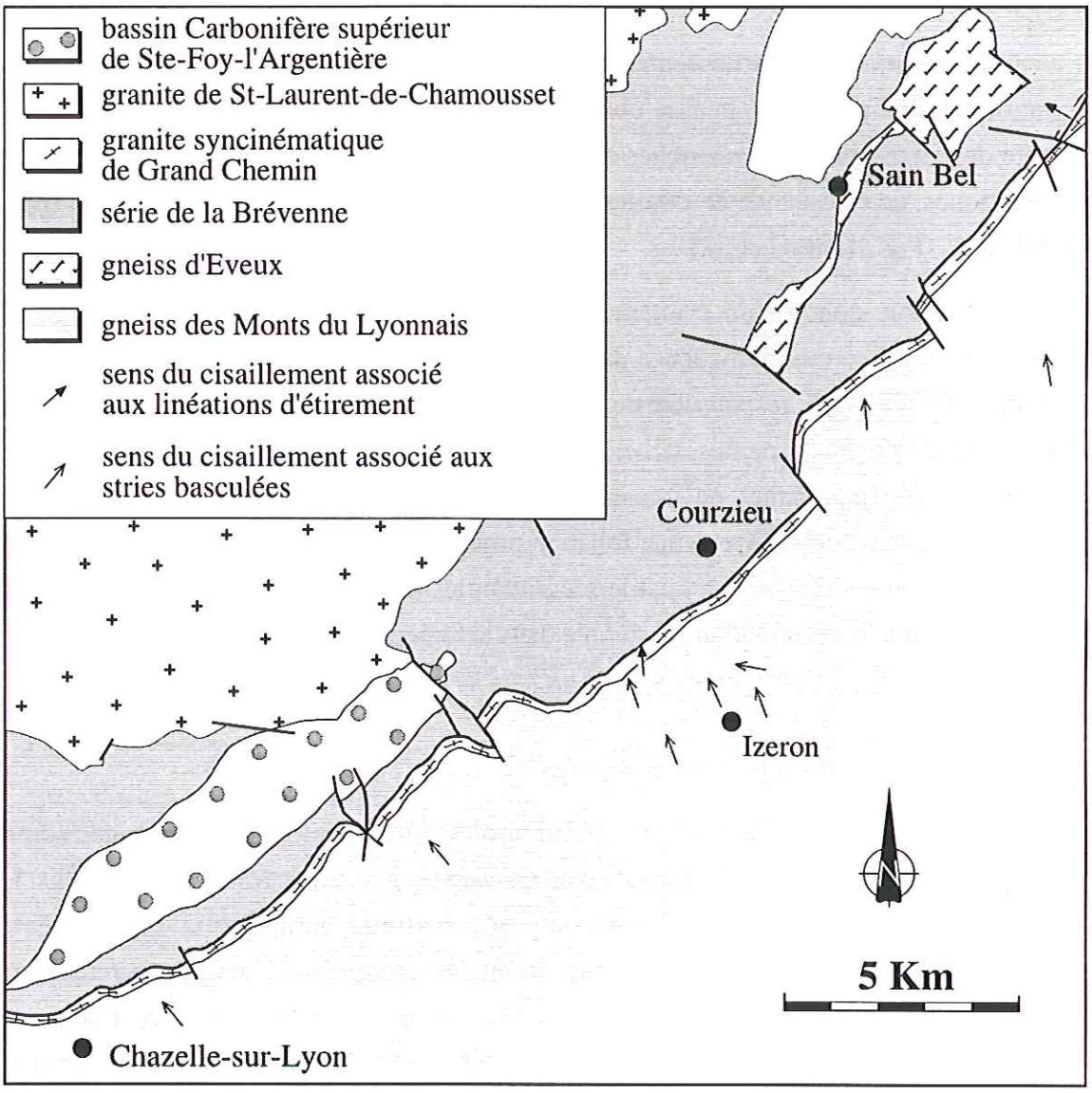


Fig. III. 32 - Carte des données cinématiques associées aux stries sub-verticales qui deviennent orientées NW-SE à N-S quand la foliation est basculée à l'horizontale et aux linéations d'étirement orientées NW-SE

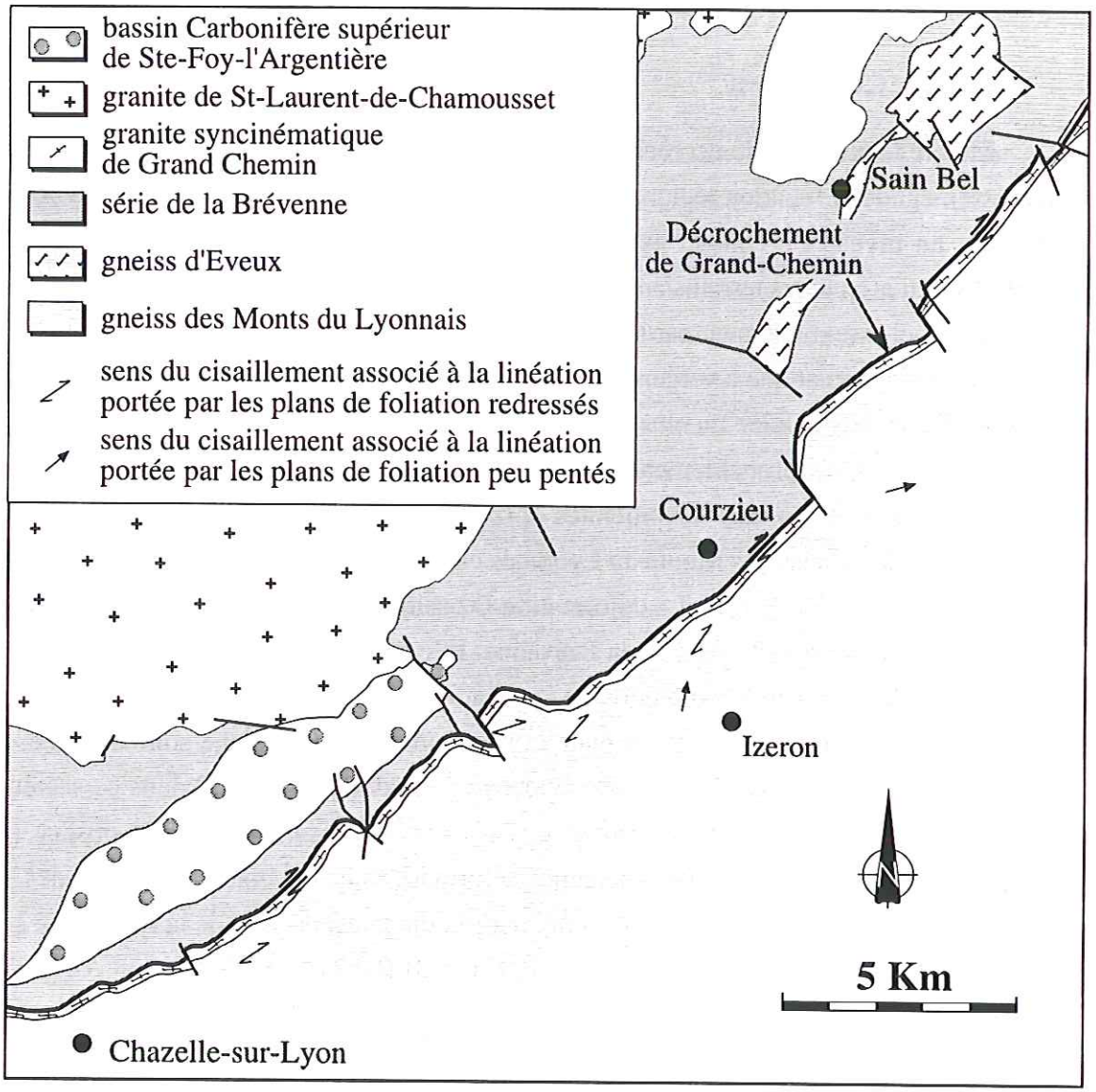


Fig. III. 33 - Carte des données cinématiques associées à la linéation d'étirement orientée NE-SW

SW, portée par une foliation de pendage initial faible. L'ensemble ayant été ensuite redressé par le jeu décrochant de la faille de Grand-Chemin. On met donc ici en évidence l'existence d'une déformation ductile, qui présente les mêmes caractéristiques géométriques et cinématiques que la déformation D2 définie dans la région de la Loire.

C.2.4. Conclusion

Malgré la présence du décrochement de Grand-Chemin, dont l'effet le plus marquant est le redressement de la foliation régionale, on retrouve dans les gneiss des Monts du Lyonnais, en particulier au niveau du contact avec la série de la Brévenne, des traces de la tectonique polyphasée qui affecte les terrains anté-Viséen moyen de la région de la Loire. La déformation D1 se traduit ici essentiellement par la présence de stries chaudes, d'orientation initiale NW-SE, associées à une cinématique à vergence N-NW. Quelques linéations d'étirement sont également observées. Cette déformation, la plus ancienne connue dans les terrains dévono-dinantiens de la région de la Loire, est probablement à l'origine du contact entre ces gneiss de haut degré de métamorphisme et les unités dévoniennes épizonales. Les données cinématiques montrent clairement que les gneiss des Monts du Lyonnais chevauchent la série de la Brévenne, avec un sens de transport vers le N-NW. La déformation D2 semble également avoir affecté la zone du contact entre les gneiss et la série de la Brévenne. Elle se traduit par une linéation d'étirement orientée NE-SW, parallèle à la direction de la foliation, généralement verticale dans ce secteur. Les rares linéations observées sur un plan de foliation à faible pendage sont associées à une cinématique à vergence NE. La mise en évidence de la déformation D2 dans ce secteur doit néanmoins être considérée avec prudence. En effet, la linéation NE-SW observée peut également correspondre à l'une des anciennes déformations qu'ont connu les gneiss des Monts du Lyonnais, la phase P1, synchrone de la migmatisation et responsable de la foliation régionale (Lardeaux et Dufour, 1987; Feybesse *et al.*, 1995) (cf II.B.5.1).

D. Le Roannais et la Montagne Bourbonnaise

D.1. Déformation Ductile dans la série de la Chaveronderie

D.1.1. Introduction

La série de la Chaveronderie a été distinguée de la série de la Gresle, au sein de laquelle elle affleure (Fig. III.34), par son degré de déformation (Bertaux et Rubiello, 1981). Les

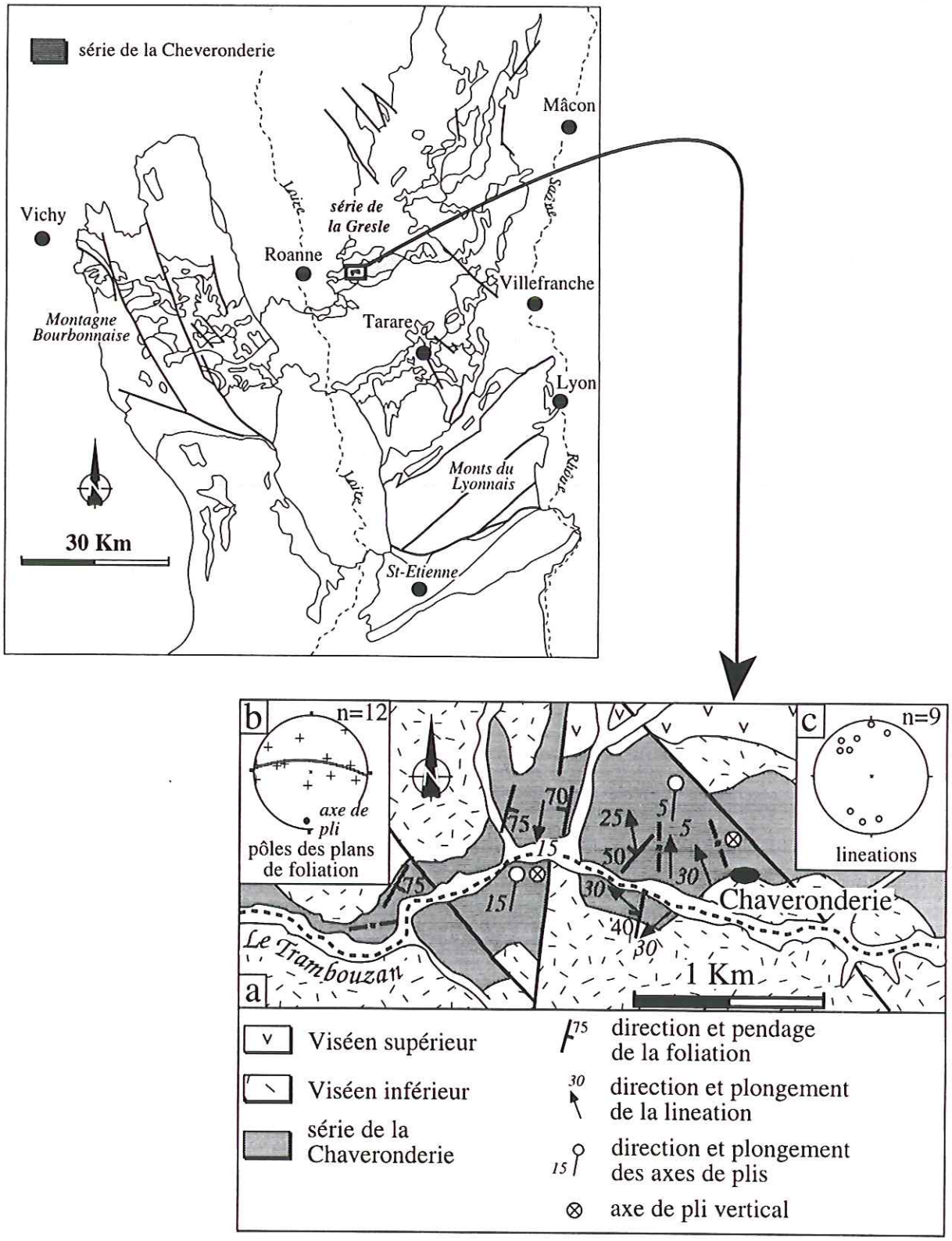


Fig. II.34 - Carte structurale et cinématique de la série de la Chaveronderie (a) et stéréogrammes des pôles des plans de foliation (b) et des linéations (c)

métabasites de cette série ont été comparées, d'un point de vue pétrologique et géochimique, à celles de la série de la Brévenne (Sider *et al.*, 1986) (cf. II.B.4.3). En toute logique, la série de la Chaveronderie, supposée d'âge Dévonien, doit présenter les mêmes caractéristiques structurales et métamorphiques que les autres séries dévoniennes de la région de la Loire.

D.1.2. Analyse structurale

La série de la Chaveronderie montre une déformation intense, caractérisée par des structures planaires et linéaires (Fig. III.34). La foliation est affectée par des plis centimétriques à plurimétriques, d'axe N-S (Fig. III.34 a et b). En certains endroits, des plis centimétriques à axes verticaux sont observés (Fig. III.34 a et 35.A). La foliation porte une linéation d'étirement, orientée N130E à N170E (Fig. III.34 a et c). Des sections taillées parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la foliation montrent des structures mylonitiques et des critères cinématiques, tels que des bandes de cisaillement (Fig. III.35.B), des phénocristaux de feldspath et de muscovite sigmoïdes et des recristallisations de quartz et de chlorite dans des ombres de pression asymétriques autours de phénoclastes de quartz et de feldspath (Fig. III.35.C). La foliation étant intensément replissée et la zone d'affleurement relativement restreinte, le sens de cisaillement initial reste difficile à établir.

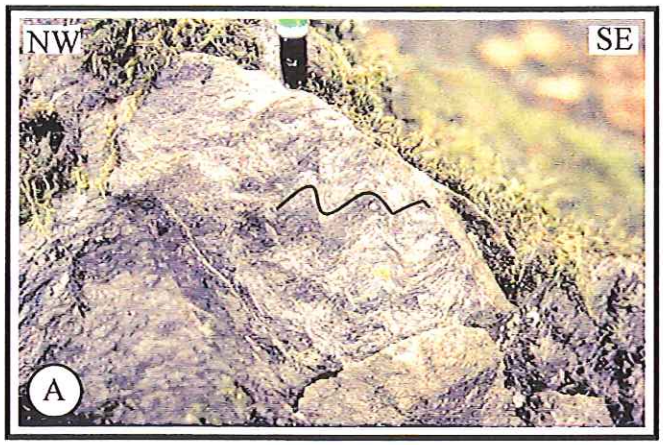
D.1.3. Conclusion

Une déformation ductile intense, de direction NW-SE à N-S, affecte la série de la Chaveronderie. La présence d'un plissement intense, postérieur, rend impossible la détermination d'un sens de cisaillement. Cependant, un rapprochement peut être fait avec la déformation D1, connue plus au sud, au niveau du groupe de Violay, dont la direction est également NW-SE. La série de la Chaveronderie représente donc un témoin de l'épisode tectono-métamorphique D1 qui a affecté la région de la Loire, avant le Viséen inférieur.

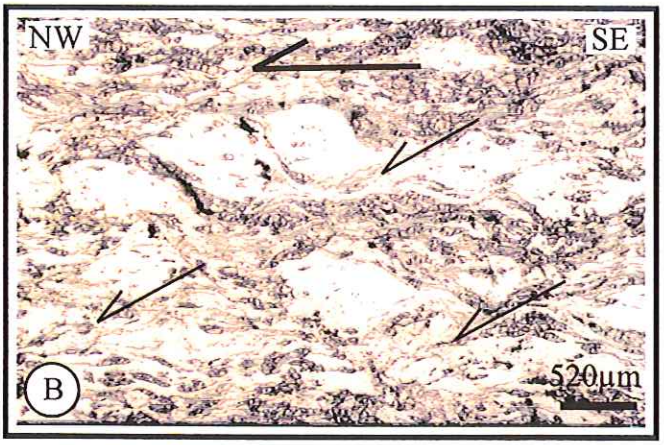
D.2. Déformation polyphasée dans la série du Moulin du Gué

D.2.1. Introduction

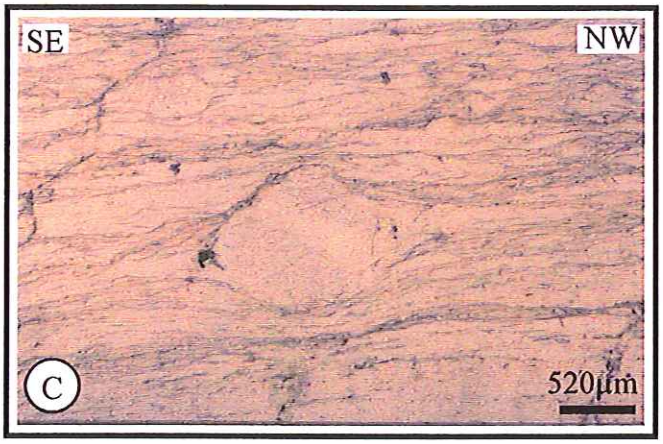
Localisée dans le sud de la Montagne Bourbonnaise (Fig. III.36), la série du Moulin du Gué présente des faciès si déformés qu'ils ont conduit Leistel (1984) à la séparer de la série de l'Aix, sus-jacente et supposée viséen inférieur. Cette déformation intense, affectant des terrains antérieurs au Viséen inférieur, peut tout à fait entrer dans le cadre des événements structuraux



Affleurement de micaschistes quartzeux montrant des microplis à axes verticaux.



Bandes de cisaillement et ombres de pression asymétriques autour de phénoclastes de quartz indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW, observées dans les micaschistes quartzeux.



Ombres de pression asymétriques composées de quartz et de chlorite, autour d'un phénoclaste de feldspath indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW.

Fig. III.35 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures observées dans la série de la Chaveronderie

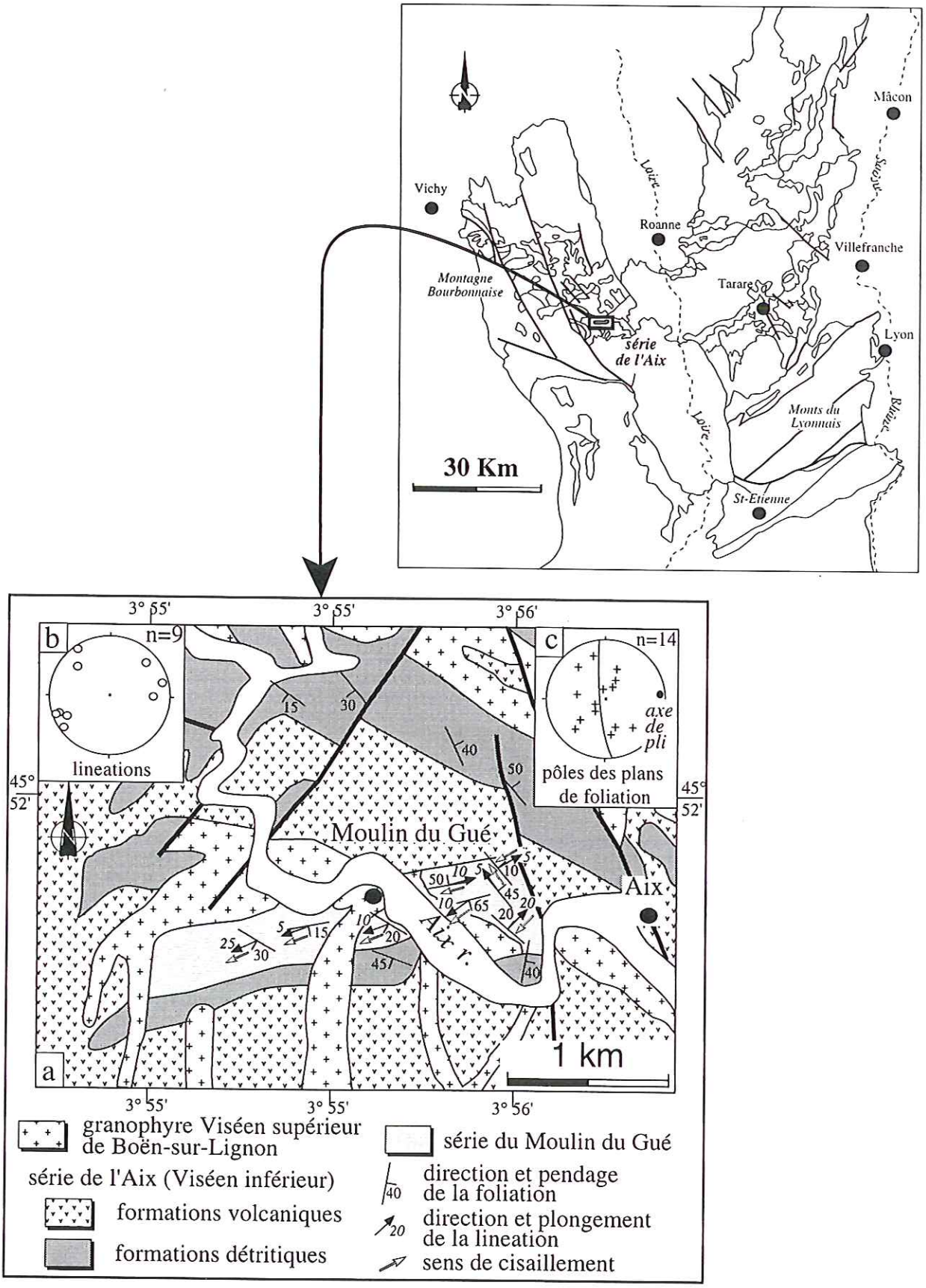


Fig. III.36 - Carte structurale et cinématique de la série du Moulin du Gué (a) et stéréogrammes des linéations (b) et des pôles des plans de foliation (c)

connus plus à l'ouest dans le secteur de la série de la Brévenne et du groupe de Violay. Nous allons voir qu'une tectonique polyphasée peut également être mise en évidence dans cette partie du nord-est du Massif Central.

D.2.2. La déformation D2

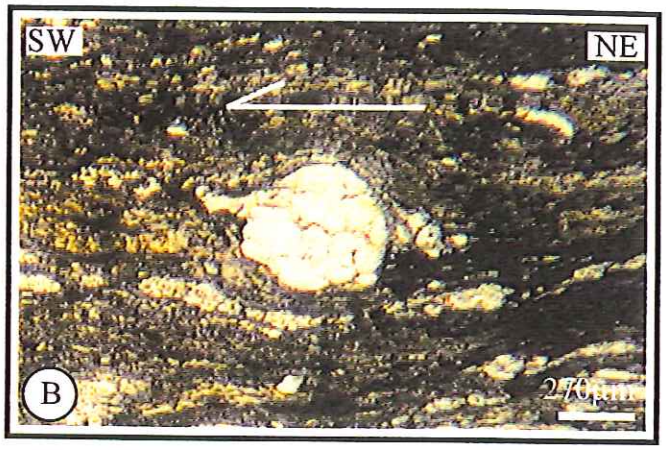
La série du Moulin du Gué est affectée par une déformation intense, qui se traduit par une anisotropie planaire et linéaire, bien développée (Fig. III.36). La foliation, sub-horizontale, porte une linéation d'étirement orientée NE-SW (Fig. III.36 a et b). Un pli d'axe N85E affecte l'ensemble de la série (Fig.III.36 c). Sur des sections taillées parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la foliation on observe des bandes de cisaillement (Fig. III.37.A) et des ombres de pression asymétriques, composées de quartz et de séricite, autour de phénoclastes de quartz (Fig. III.37.B). Ces critères cinématiques indiquent un déplacement de la partie supérieure vers le SW (Fig. III.36 a). Dans les micaschistes à grenats, ces minéraux présentent, suivant la direction NE-SW, des ombres de pression à chlorite (Fig. III.37.C), indiquant également un déplacement de la partie supérieure vers le SW. Ces grenats, antérieurs ou synchrones de cette déformation, ne peuvent donc être attribués au métamorphisme de contact statique, lié à la mise en place de granites au Carbonifère supérieur, comme le suggère Leistel (1984).

La série du Moulin du Gué est donc affectée par une déformation ductile, de direction NE-SW. Cette déformation peut être comparée à la déformation D2 mise en évidence dans le secteur du groupe de Violay et de la série de la Brévenne. Seule la cinématique associée à cette déformation n'est pas en accord. En effet, dans la série de la Brévenne, la déformation D2 est caractérisée par un sens de cisaillement à vergence NE. Cependant, au niveau de l'unité du Gouget, où la déformation D2 a également été reconnue, aucun sens de cisaillement n'a pu être établi, le régime de déformation étant apparemment coaxial. Il semble donc que la cinématique associée à la phase de déformation D2 ne soit pas constante à l'échelle régionale. La déformation à vergence SW observée dans la série du Moulin du Gué peut parfaitement correspondre à la phase D2.

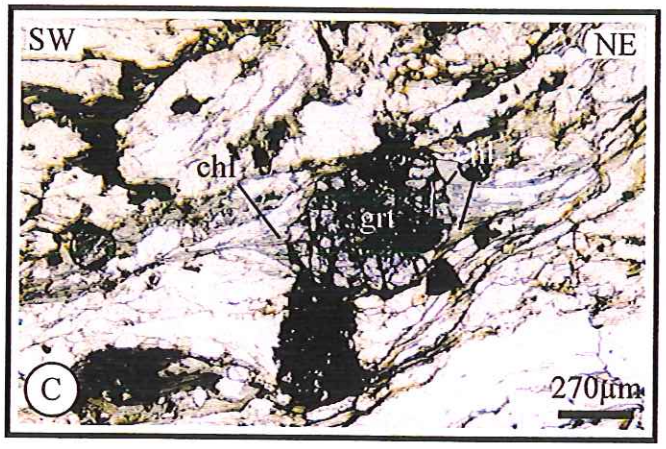
D.2.3. La déformation D1

Les bandes de cisaillement observées dans la direction NE-SW recoupent des microplis centimétriques intrafoliaux, d'axe NW-SE (Fig. III.37.D). Ceci suggère l'existence d'une déformation antérieure, à l'origine de la formation des microplis. Des sections taillées suivant la direction NW-SE montrent également une déformation intense. Des critères de cisaillement sont

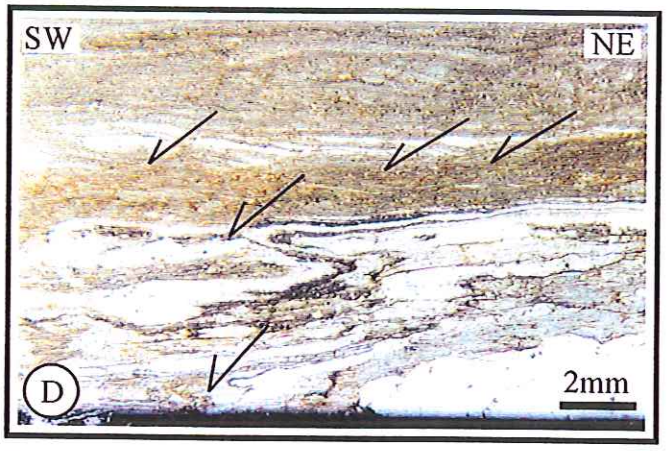
Bandes de cisaillement indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le SW, dans les séricitoschistes tachetés.



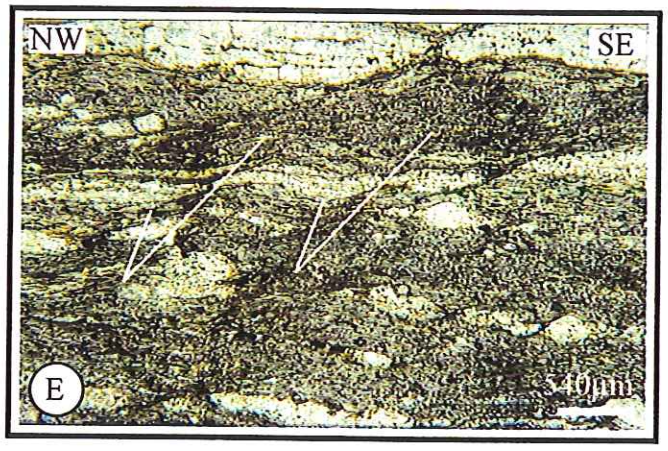
Recristallisations de quartz et de séricite dans des ombres de pression asymétriques autours d'un phénoclaste de quartz, indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le SW.



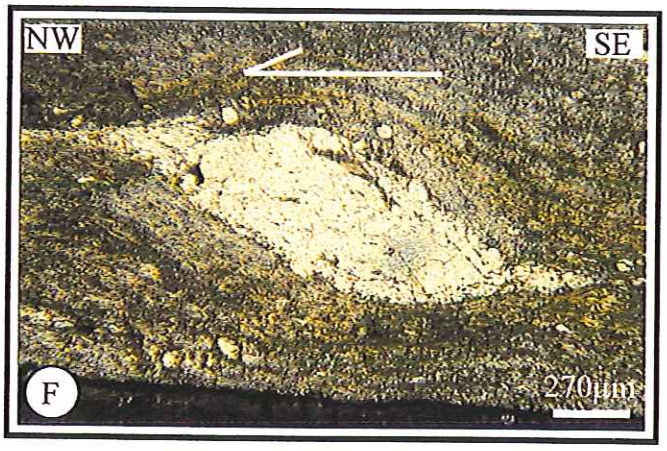
Ombres de pression asymétriques composées de chlorite (chl) autours de grenats (grt), dans les micaschistes à grenats.



Bandes de cisaillement recoupant des microplis isoclinaux d'axe NW-SE, dans les séricitoschistes tachetés.



Bandes de cisaillement indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW, dans les séricitoschistes tachetés.



Phénoclaste de quartz sigmoïde indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW.

Fig. III.37 - Exemples microscopiques des structures observées dans la série du Moulin du Gué

observés. Ce sont des bandes de cisaillement (Fig. III.37.E), des cristaux de muscovite et de quartz sigmoïdes (Fig. III.37.F) et des recristallisations de quartz dans des ombres de pression asymétriques autours de phénoclastes de feldspath. Ces critères indiquent tous un déplacement de la partie supérieure vers le NW. Dans les micaschistes à grenats, aucune ombre de pression asymétrique n'entoure les grenats suivant la direction NW-SE. Dans ces sections, les grenats post-datent clairement la foliation.

Une déformation ductile, antérieure à la phase D2, est mise en évidence dans la série du Moulin du Gué. Cette déformation, probablement à l'origine de la foliation, se traduit, sur le terrain, par de rares linéations orientées NW-SE et surtout par la présence de microplis intrafoliaux d'axe de même direction. La cinématique à vergence NW associée à cette déformation l'apparente à la phase de déformation D1, définie dans le groupe de Violay.

D.2.4. Conclusion

Comme la série de la Brévenne, la série du Moulin du Gué présente une évolution tectonique polyphasée, avec une déformation précoce, à vergence NW, responsable de la foliation et attribuée à la phase tectonique D1 définie dans l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais, d'âge Dévonien supérieur. Elle est reprise par une deuxième déformation, de direction NE-SW, qui, malgré une cinématique à vergence SW, est attribuée à la phase D2, reconnue dans la série de la Brévenne mais également dans l'unité du Gouget. L'évolution tectonique polyphasée, anté-Viséen moyen, mise en évidence dans le secteur de la Brévenne semble donc avoir affecté des terrains pétrographiquement très différents des formations volcaniques et volcano-sédimentaires du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais. La reconnaissance de ces déformations dans le sud de la Montagne Bourbonnaise montre leur importance à l'échelle régionale.

D.3. Étude structurale des Bassins de Ferrières-sur-Sichon et de l'Ardoisière

D.3.1. Introduction

Situés dans le nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Fig. III.38), les bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon constituent un compartiment, séparé par la tectonique tardive et l'érosion des autres formations dévono-dinantiennes de la région de la Loire. Constitués de terrains d'âge Dévonien à Viséen supérieur (Fig. III.38), ils ont déjà fait l'objet d'études pétrographiques et structurales dont la plus récente et la plus complète a été menée par Binon, en 1988. En accord avec l'essentiel des observations qu'il a pu faire, nous nous

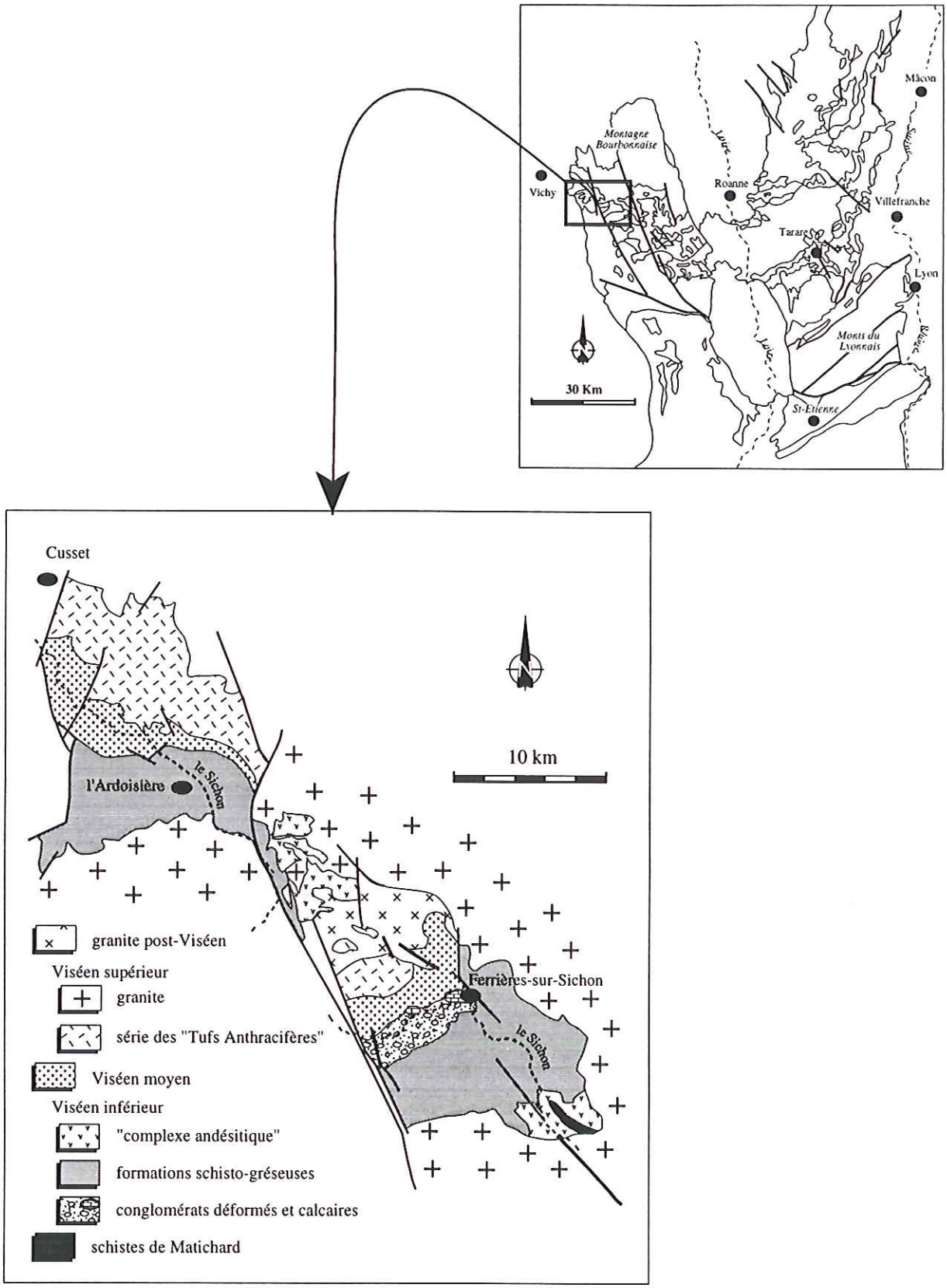


Fig. III.38 - Localisation et carte géologique simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon

contenterons ici de rappeler les données structurales importantes et d'établir les relations avec les événements tectoniques qui ont marqué la région de la Loire au Dévono-Dinantien.

D.3.2. La déformation D1

Dans le hameau de Matichard (Fig. III.39), au niveau d'une ancienne petite carrière, on peut voir, à l'affleurement, des schistes présentant un degré de déformation important, qui les distingue des autres formations schisteuses des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon. La foliation est très bien marquée, soulignée par de la séricite qui donne un aspect satiné à la roche. Elle est orientée N110E et pend de 60° vers le NE (Fig. III.39). Cette foliation est porteuse d'une linéation d'étirement orientée N120E (Fig. III.39 et 40.A), soulignée, entre autre, par des amas allongés, composés de micas, minéraux opaques et quartz, correspondant à des fantômes d'andalousite entièrement rétromorphosée (Binon, 1988). En sections parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation, ces amas montrent des ombres de pression asymétriques indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le nord-ouest (Fig. III.40.B). Dans ces schistes, des rubans de quartz mettent en évidence la présence de microplis isoclinaux synfoliaux (Fig. III.40.C et D). On retrouve ici les traces d'un événement tectonique important, présentant les mêmes caractéristiques géométriques et cinématiques que la déformation D1, qui a affecté l'ensemble des terrains anté-Viséen moyen de la région de la Loire. Il semble que seul ces schistes soient affectés par cet événement. Cet affleurement d'extension très limitée et, à l'heure actuelle, en très mauvais état, apparaît donc comme le seul témoin, dans le nord de la Montagne Bourbonnaise, de la phase D1. L'hypothèse d'un âge anté-Viséen, pour ces schistes (Binon, 1988), est donc renforcée par l'analyse structurale.

D.3.3. La déformation D2

Les terrains d'âge Viséen inférieur des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon présentent une déformation d'intensité très variable en fonction des faciès affectés. La série silto-gréseuse du bassin de l'Ardoisière est dans l'ensemble faiblement déformée. Une schistosité bien marquée est visible dans les niveaux silteux. Par contre, les bancs gréseux ont nettement moins bien enregistré la déformation, la schistosité y est souvent fruste (Fig. III.41.A). On observe encore très facilement la stratification S_0 et les figures sédimentaires. Dans le bassin de Ferrières-sur-Sichon, les siltites montrent une déformation plus intense avec une schistosité pénétrative très bien marquée, soulignée par des lits de micas blancs (Fig. III.41.B).

L'étude des relations existant entre la stratigraphie, les figures de sédimentation indiquant la polarité de la série (figures de base de banc (Fig. III.41.C et D), lamines de courant, figures de charge) et la schistosité, observées dans la série silto-gréseuse (Fig.

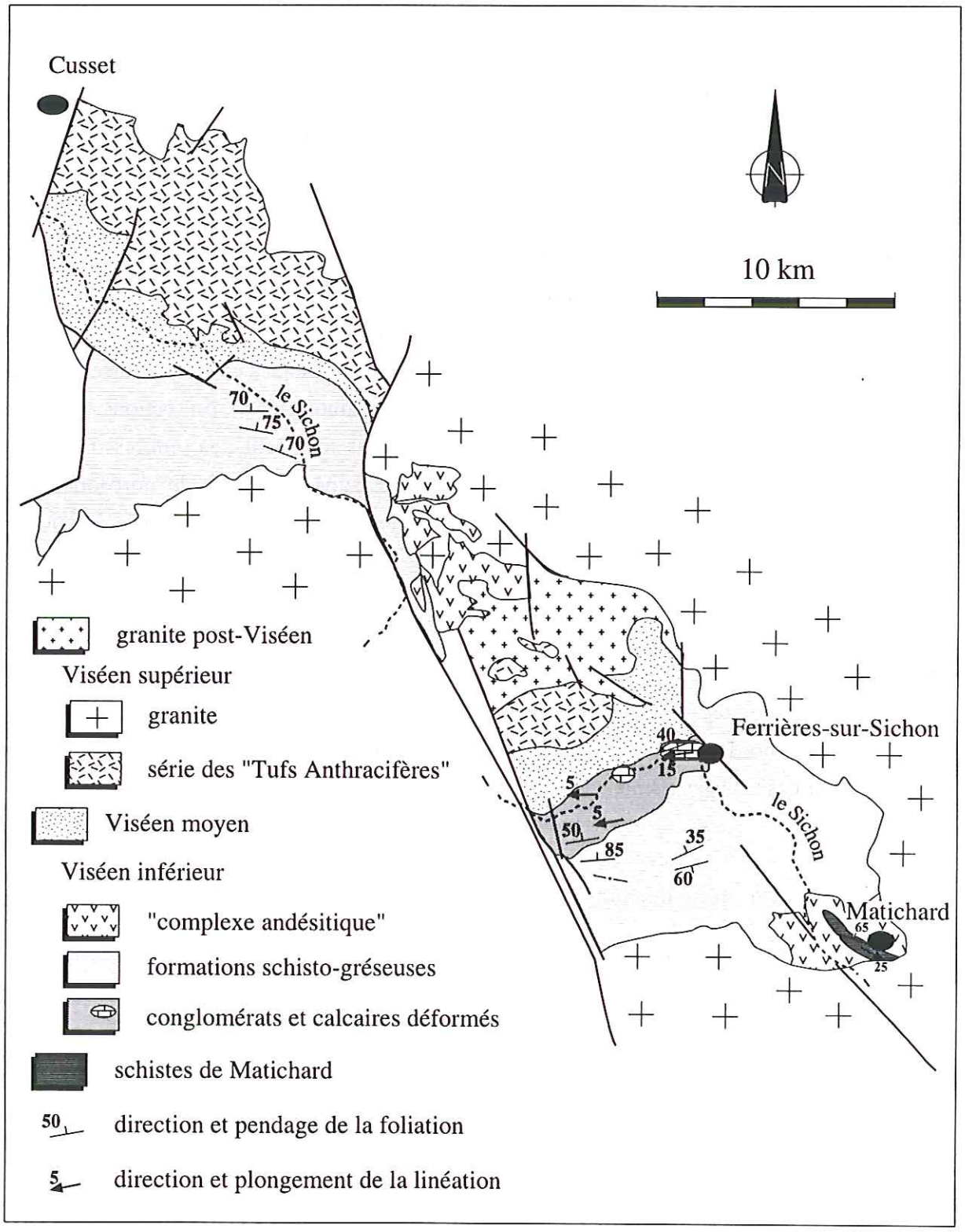
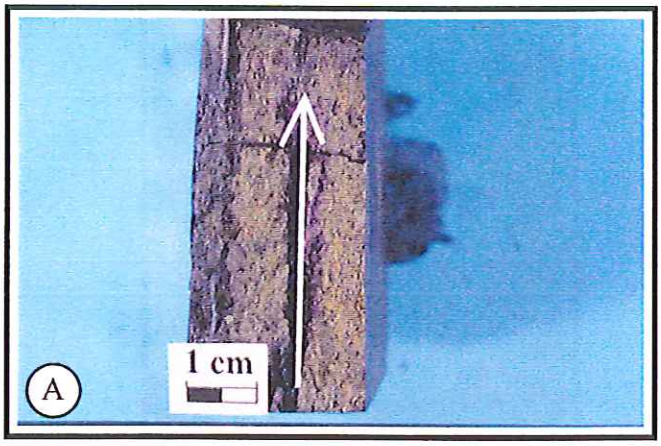


Fig. III.39 - Carte structurale simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon

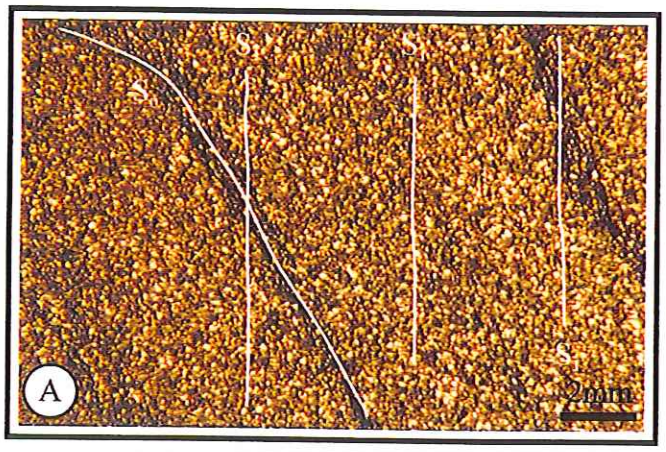


Linéation observée sur les plans de foliation des schistes de Matichard.

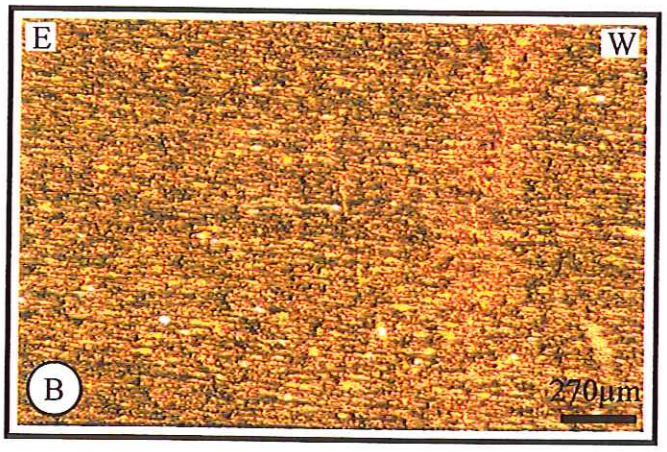
Aspect microscopique des schistes, montrant la foliation soulignée par la séricite et des ombres de pression asymétriques autour des fantômes de cordiérite, indiquant un déplacement de la partie supérieure vers le NW.

Aperçu microscopique du plissement isoclinal qui affecte les schistes.

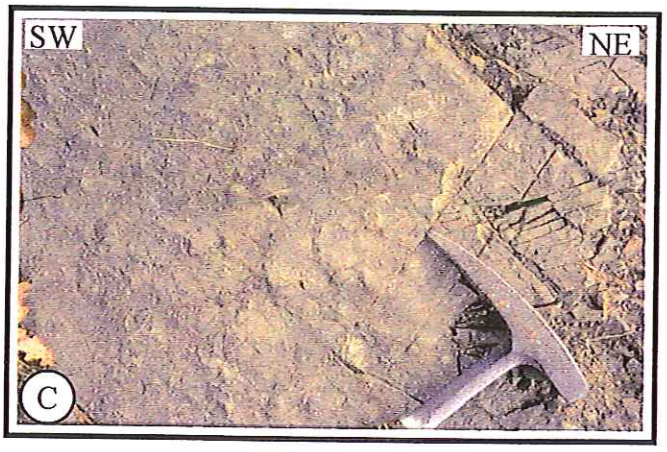
Fig. III.40 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures rencontrées dans les schistes de Matichard



Schistosité frustre observée dans les niveaux grèseux de la série silto-gréseuse du bassin de l'Ardoisière.

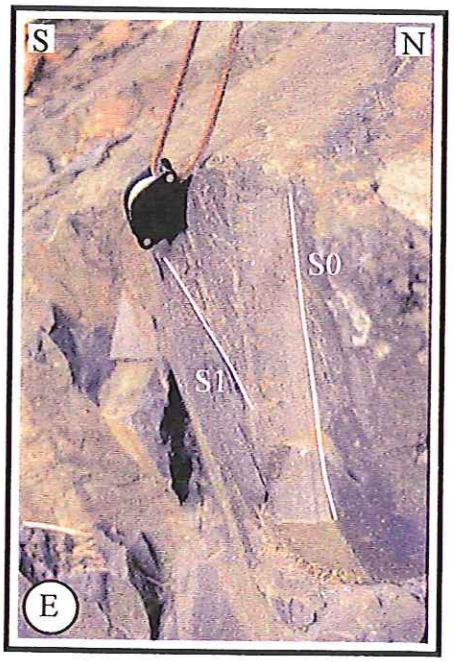


Aspect de la déformation dans les siltites du bassin de Ferrières-sur-Sichon. De la muscovite (musc) souligne la foliation.



Figures de base de banc, indiquant une polarité inverse de la série.

Surface de banc, redressée à la verticale et montrant des ripple marks.



Relation entre la stratification et la schistosité dans la série silto-gréseuse du bassin de l'Ardoisière.

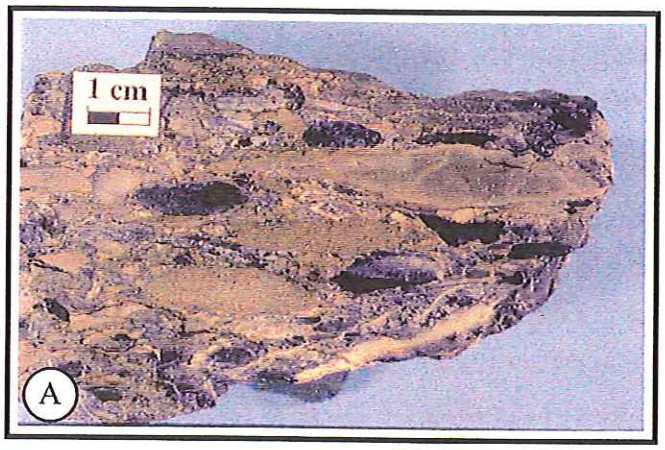
Fig. III.41 - Déformation et figures sédimentaires observées dans la série silto-grèseuse des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon

III.41.E), a montré qu'un plissement affecte l'ensemble de ces formations (Binon et Pin, 1989). Ces plis, dont les charnières ne sont que très rarement observables, sont d'ordre décimétrique à plurimétrique et affectent les terrains jusqu'au sommet du Viséen moyen.

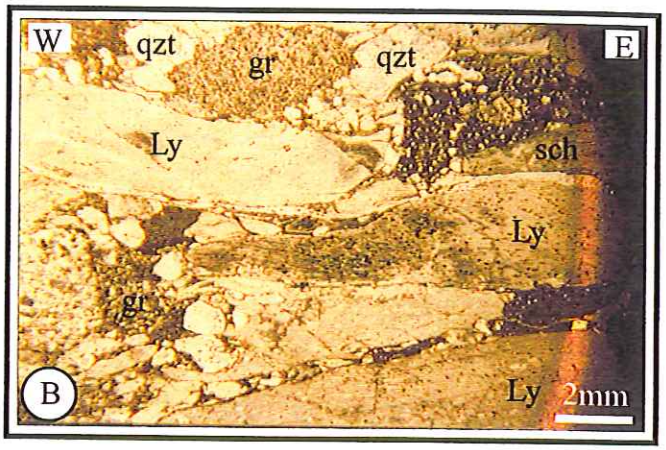
Dans les niveaux conglomératiques et gréseux localisés dans la vallée du Sichon, au sud-ouest de Ferrières (Fig. III.38), la déformation est, là encore, très hétérogène. En effet, à des niveaux de conglomérats ou de grès très déformés peuvent succéder des bancs de grès peu ou pas déformés. La stratification S_0 reste visible et elle est sub-parallèle à la schistosité. Une linéation d'étirement est observée en certains endroits, elle est orientée N60E à N80E (Fig. III.39). Dans les conglomérats, cette linéation est soulignée par des galets fortement étirés (Fig. III.42.A) (X/Z = 0.3). Observés au microscope optique, ces conglomérats s'avèrent composés de galets de nature très variée. On trouve des galets de schistes quartzo-micacés, affectés par un léger plissement (Fig. III.42.B). D'autres galets sont composés uniquement de cristaux de quartz, déformés, à extinction ondulante et où s'individualisent des sous-joints, évoluants vers des sous grains. Ces cristaux de quartz présentent une nette orientation préférentielle de forme. On trouve également des galets de lydienne, dans lesquels ont peut observer des fantômes de radiolaires aplatis (X/Z=0.3) (Fig. III.42.C). On a donc des galets de quartz, de lydienne et de matériel pélitique fortement déformés, pris dans une matrice gréseuse qui elle l'est beaucoup moins (Fig. III.42.D). Des galets de grès sont également remaniés dans ces conglomérats. Ils sont, dans l'ensemble, relativement peu déformés. Il semble donc que la déformation des galets ne soit pas due uniquement à la phase tectonique qui affecte l'ensemble du conglomérat. Ces conglomérats, attribués au Viséen inférieur, remanient des terrains déjà déformés par une phase tectonique antérieure.

La position stratigraphique de ces conglomérats est difficile à établir. Les contacts conglomérat/série silto-gréseuse observés, ainsi que l'étude de la nature des éléments remaniés, ne permettent pas de déterminer si les conglomérats constituent le niveau de base de la série Viséen inférieur ou s'ils représentent la partie supérieure de la série. Pour ces raisons, deux interprétations structurales pour le bassin de Ferrières-sur-Sichon on été proposées par Binon (1988; Fig.III.43). Néanmoins, si l'on retient l'hypothèse que les conglomérats remanient, entre autre, des terrains fortement déformés, d'âge probable anté-Viséen inférieur, on peut supposer que ce faciès conglomératique se situe à la base de la série silto-gréseuse. Un modèle plaçant les conglomérats à la base de la série Viséen inférieur est donc proposé (Fig. III.44).

Les formations calcaires affleurant à Ferrières-sur-Sichon et au lieu-dit "la Grotte aux Fées" (Fig. III.38) sont affectées par une déformation relativement importante qui se traduit par une foliation faiblement pentée, porteuse d'une linéation d'étirement orientée N80E (Fig. III.39). A l'échelle de l'affleurement comme en lame mince, on observe les traces d'un litage, probablement d'origine tectonique et sédimentaire, qui souligne l'existence de microplis



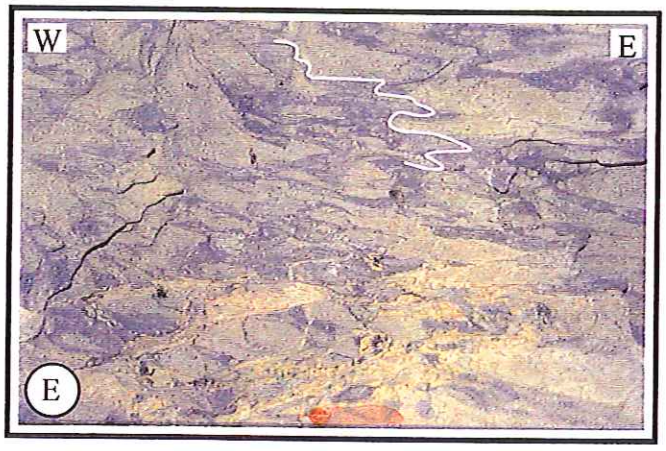
Echantillon de conglomérat déformé du bassin de Ferrières-sur-Sichon.



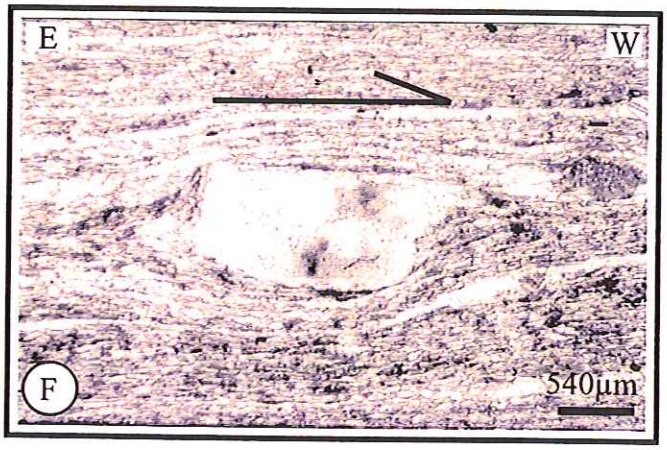
Aspect microscopique des conglomérats déformés. qzt : quartzite ; sch : schiste ; Ly : lydienne ; gr : grès.

Radiolaires applatis dans un galet de lydienne.

Matrice grèseuse des conglomérats déformés.



Microplis isoclinaux sur un affleurement de calcaire au lieu-dit de la Grotte des Fées.



Recristallisations de calcite dans des ombres de pression asymétriques autours d'un phénoclaste de calcite, indiquant un déplacement de la partie supérieure vers l'ouest.

Fig. III.42 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures observées dans les formations du Viséen inférieur du bassin de Ferrières-sur-Sichon

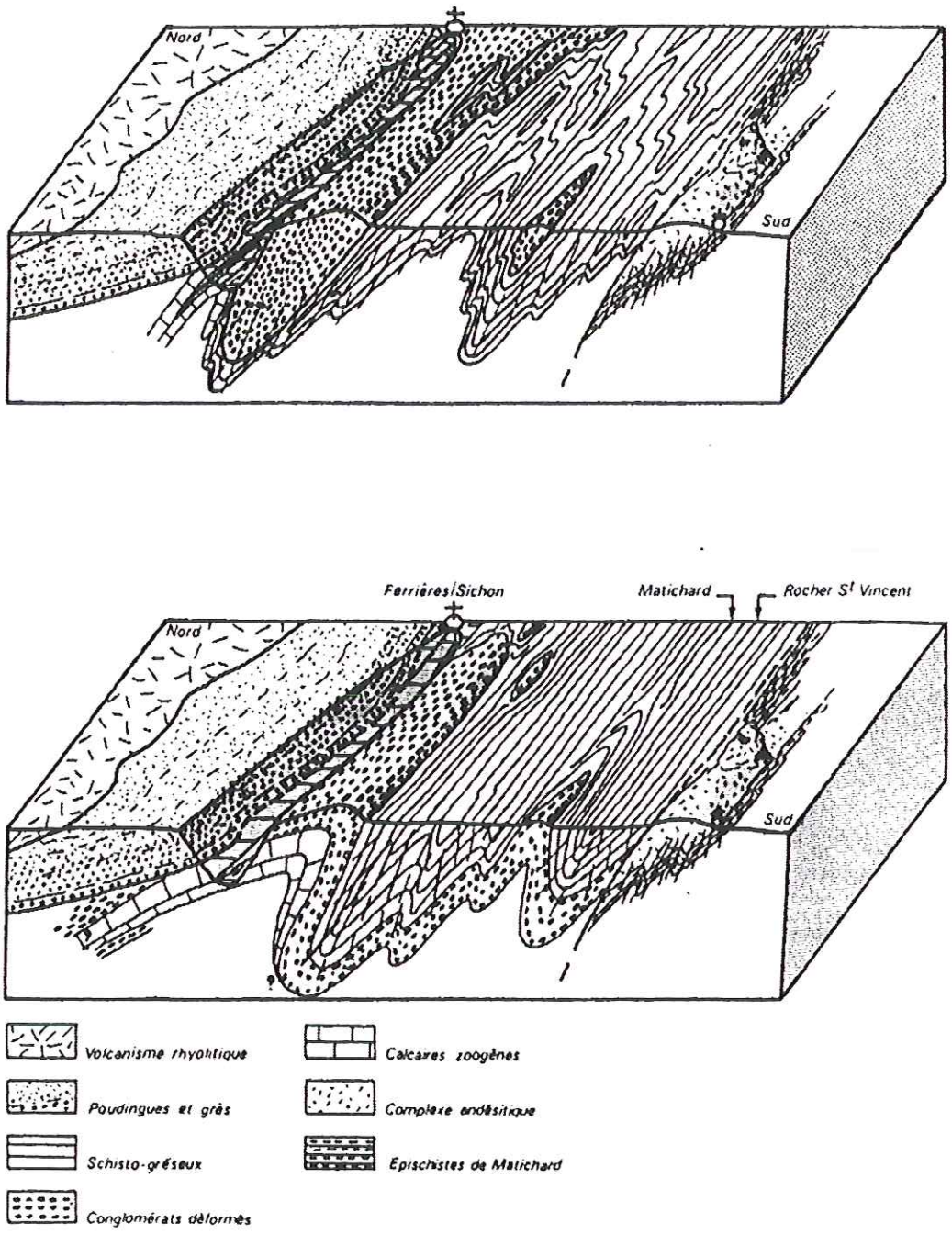


Fig. III.43 - Blocs diagrammes représentant les schémas structuraux proposés par Binon (1988) pour le bassin de Ferrières-sur-Sichon. Les calcaires et les conglomérats sont placés respectivement au sommet et à la base de la série silto-gréseuse

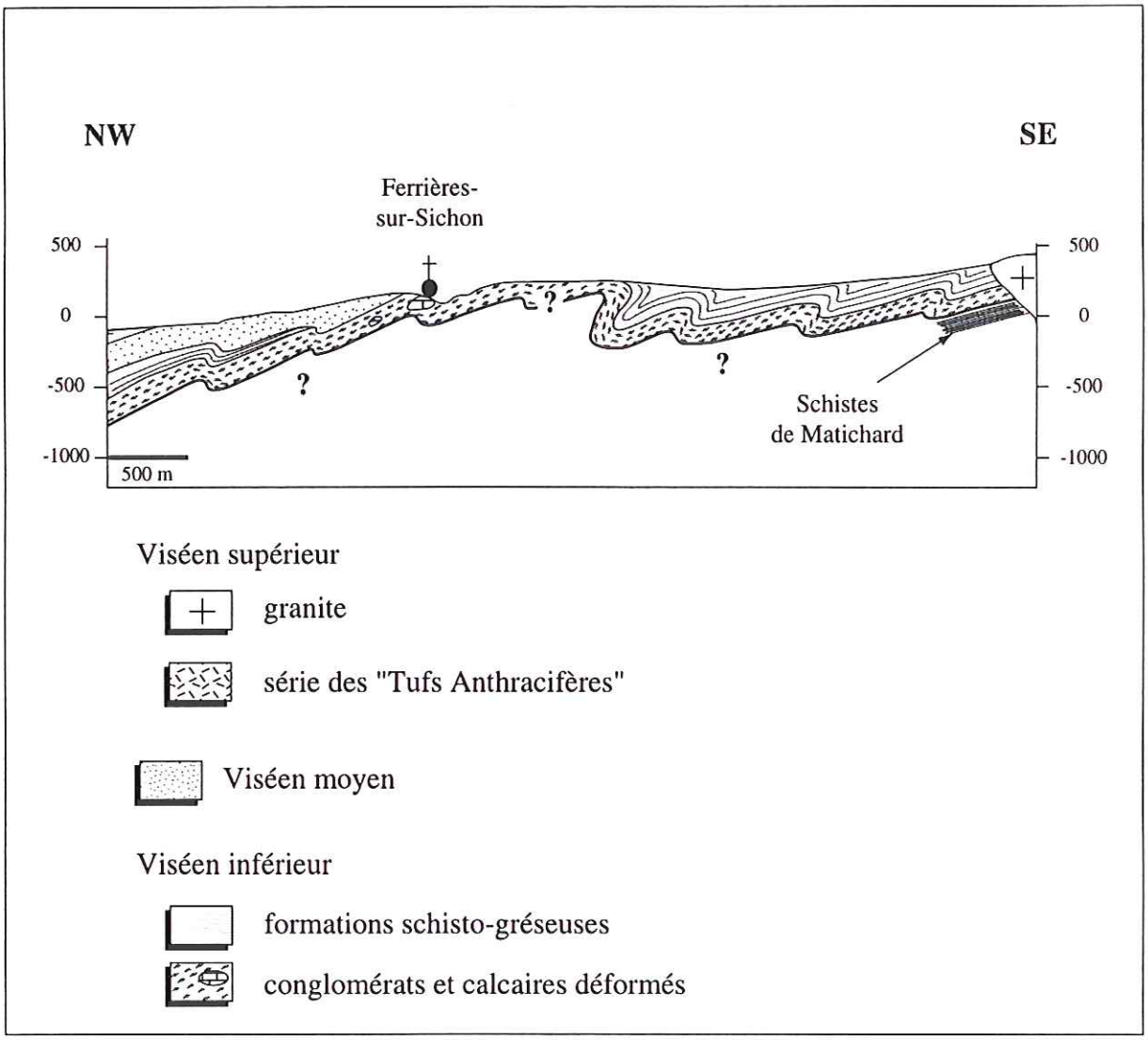


Fig. III.44 - Coupe interprétative des formations dévono-dinantiennes du bassin de Ferrières-sur-Sichon

isoclinaux d'échelle centimétrique à pluricentimétrique (Fig. III.42.E). Dans les niveaux riches en entroques et en nodules argileux, des critères de cisaillement peuvent être observés (Fig. III.42.F). Ce sont des recristallisations de calcite autour de fragments d'entroques recristallisés ou autour de nodules argileux . Ces critères, observés dans des sections parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation, indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers l'ouest (Fig. III.42.F). Localement, ce calcaire est recristallisé en cipolin à gros cristaux de calcite. Ce phénomène a été attribué par Binon (1988) au métamorphisme de contact liée à la mise en place du granite du Mayet-de-Montagne. Afin d'obtenir plus d'informations concernant la déformation de ces calcaires, une étude par goniométrie de texture a été réalisée sur des échantillons provenant d'une ancienne carrière de Ferrières-sur-Sichon.

D.3.4. Analyse détaillée de la déformation des calcaires de Ferrières-sur-Sichon

Il s'agit de réaliser, comme il l'a été fait pour les formations carbonatées de l'unité du Gouget (cf. § III.B.4.2.), une analyse détaillée, au microscopique optique, de la calcite composant ces calcaires et une analyse de leur texture par goniométrie de texture.

a) Choix et description des échantillons étudiés

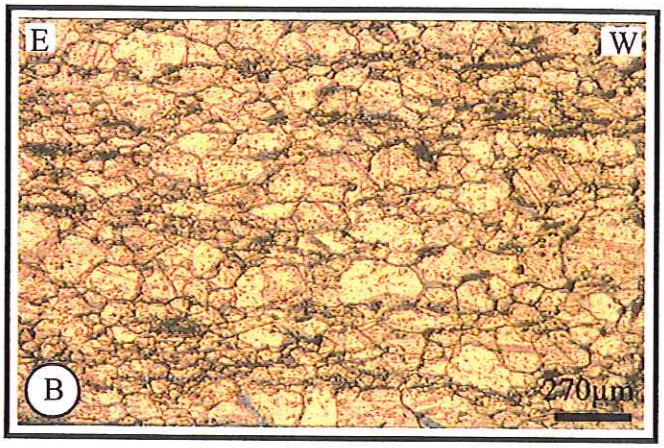
Les échantillons proviennent de l'une des anciennes carrières situées à l'entrée du village de Ferrières-sur-Sichon. Ce sont des calcaires gris, montrant à l'affleurement un litage d'origine tectonique et/ou sédimentaire. Les sections étudiées proviennent de deux échantillons MB11 et MB12, choisis pour la taille relativement homogène des cristaux de calcite qui les composent. Elles ont été taillées parallèlement à la linéation et perpendiculairement à foliation.

Quatre sections ont été analysées au goniomètre de texture. Deux d'entre elles proviennent de l'échantillon MB11 (MB11 et MB11C), les deux autres proviennent de l'échantillon MB12 (MB12A et MB12C). Les sections MB11, MB12A et MB12C présentent une texture rubanée. Pour chacune de ces sections, deux rubans de granulométrie relativement fine et homogène ont été analysés. La section MB11C n'est pas rubanée et elle présente une granulométrie hétérogène. Le niveau analysé a été choisi au hasard.

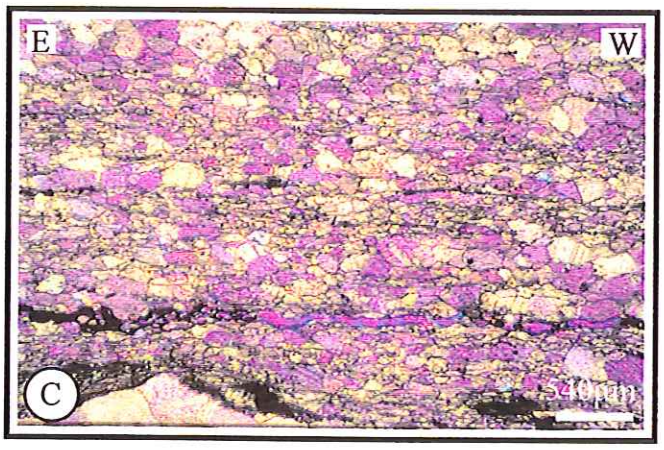
b) Étude au microscope optique des macles de la calcite

En lame mince, ces calcaires présentent une texture rubanée, formée d'une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux composés d'assez gros cristaux de calcite (600µm-1mm) et de niveaux à cristaux plus petits (50-300µm) (Fig. III.45.A). Les cristaux les plus petits présentent une légère fabrique de forme. Ils sont plus ou moins allongés, parallèlement au rubanement (Fig. III.45.B). Par contre, l'observation en lumière polarisée avec utilisation d'une

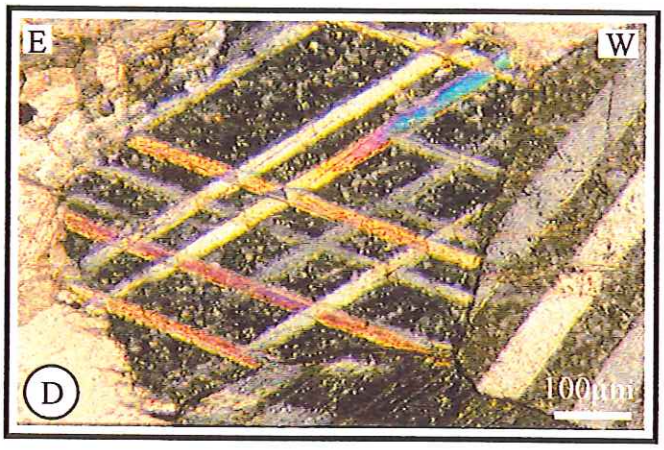
Rubannement d'origine tectonique et/ou stratigraphique dans les calcaires. Alternance de rubans à gros grains et de rubans à grains fins.



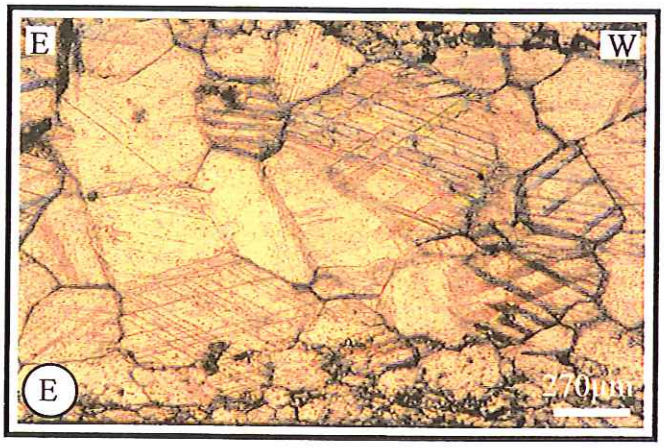
Fabrique de forme dans les rubans à petits cristaux.



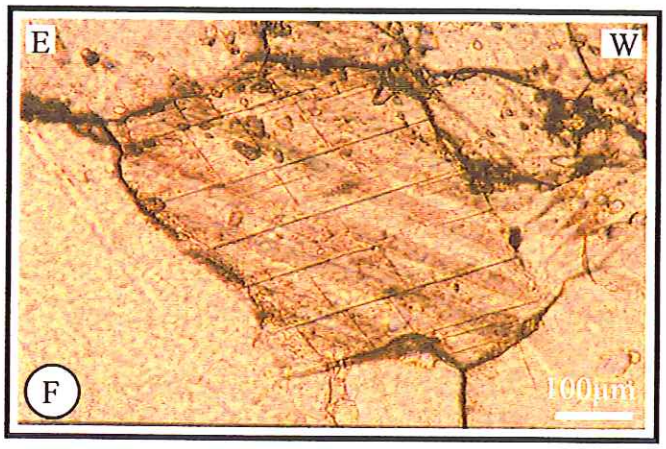
Orientation préférencielle de réseau vu au microscope optique avec adjonction d'une lame onde.



Jeux de macles épaisses conjuguées, co-génétiques. Lumière polarisée.



Les différents types de macles (fines, épaisses) rencontrées dans les cristaux de calcite.



Amorce d'un troisième jeu de macles.

Fig. III.45 - Les calcaires de Ferrières-sur-Sichon : aspect microscopique et détail des macles

lame onde, de ces calcaires, ne montre qu'une légère orientation préférentielle de réseau (Fig. III.45.C). Les limites de grains sont nettes et rectilignes. Dans toutes les lames minces étudiées, les cristaux de taille supérieure à 100 µm apparaissent maclés. La plupart sont affectés par deux jeux de macles, généralement cogénétiques (Fig. III.45.D). Ce sont des associations macles fines (<1 µm)-macles fines, macles fines-macles épaisses (2-40 µm) et macles épaisses-macles épaisses (Fig. III.45.E). Les macles épaisses sont les plus abondantes. Sur quelques grains, on peut observer l'amorce d'un troisième jeu de macles (Fig. III.45.F).

c) Résultats de l'analyse par goniométrie de texture

Les figures de pôles des plans cristallographiques de la calcite, obtenues au goniomètre de texture sont présentées sur la figure III.46. Pour les sections sur lesquelles deux zones ont été analysées, seule une série de figures de pôles est présentée, l'autre série montrant des figures similaires. Il apparaît clairement sur la figure III.46 que les textures obtenues sur les quatre sections sont relativement comparables. Sur chaque figures d'axes <c> on observe une forte orientation préférentielle, avec un maximum de densité proche du pôle du plan de foliation (PF). Ce maximum, assez bien marqué pour les échantillons MB11 et MB12C, est moins net pour les autres échantillons, car masqué par les effets de grain. Cette orientation préférentielle bien marquée traduit, nous l'avons vu, un régime de déformation par maclage sur les plans e (cf. III.B.4.2). Les contours ouverts localisés en périphérie de ces figures correspondent à des artefacts dus à l'intégration partielle, aux fortes déclinaisons, de la raie d'intensité 100 de la calcite (Nicol, 1997). L'activation des glissements sur les plans e est confirmée par l'aspect des figures d'axes <e>, qui montrent une orientation préférentielle avec un large maximum, centré sur le maximum des axes <c>. Une orientation préférentielle de réseau est également observée sur les figures d'axes <a>. Ces axes se répartissent sur un grand cercle, de direction parallèle au plan de foliation. Cela traduit, nous l'avons vu précédemment, l'activation des plans de glissement basaux. Les figures d'axes <r> montrent assez bien deux maxima, disposés symétriquement par rapport au pôle du plan de foliation. On a là une preuve de l'activation des plans de glissement r. Les glissements sur plans h semblent également jouer un rôle dans la déformation puisque les figures d'axes <h> montrent aussi une orientation très nette. Par contre, aucune orientation préférentielle ne peut être déduite des figures d'axes <f> et ce pour les quatre sections étudiées. Le rôle de ces systèmes de glissements intracristallins reste néanmoins minoritaire puisque les orientations préférentielles obtenues sur les axes <c> et <e> montrent clairement que l'on est dans un régime de maclage dominant, sous des conditions de basse température.

d) Interprétations-Conclusion

L'abondance de macles épaisses (type II) dans les cristaux de calcite des calcaires de Ferrières-sur-Sichon indique, si on se réfère à la classification de Burkhard (1993), que l'on a

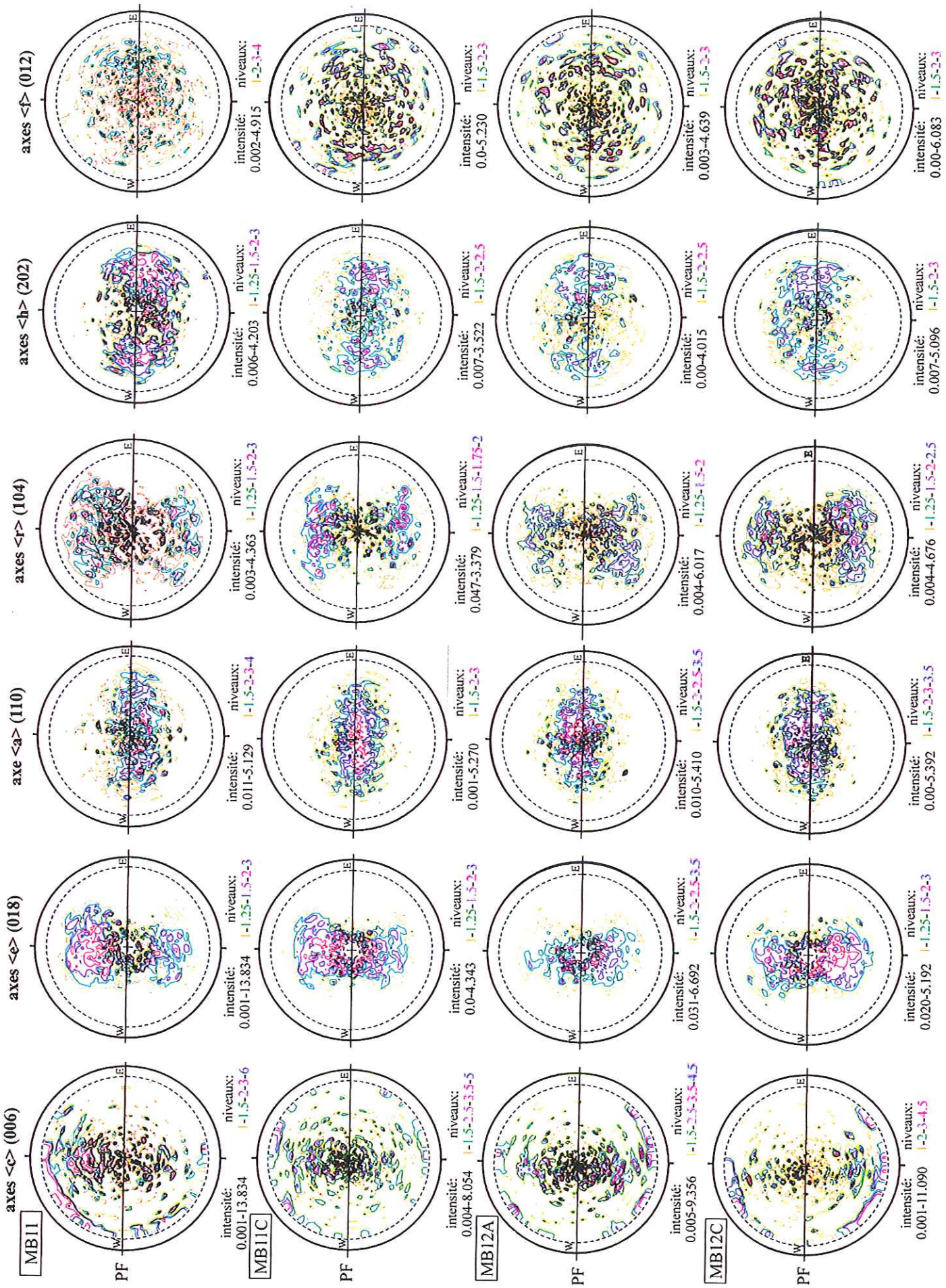


Fig. III.46 - Figures de pôles obtenues par goniométrie de texture sur les calcaires de Ferrières-sur-Sichon

au moins les traces d'une déformation importante, syn- à post-métamorphique, avec des conditions de températures comprises entre 150 et 300° C (fig.III.14). Ces macles sont le plus souvent conjuguées, une déformation en régime coaxial peut donc être envisagée (Schmid *et al.*, 1987).

Le caractère coaxial du régime de déformation est confirmé par l'analyse au goniomètre de texture. En effet, pour les quatre sections étudiées, les maximum de concentration des axes <c> et <e> ne montrent aucun décalage par rapport au pôle du plan de foliation. Ceci est confirmé sur les figures des axes <a> et <h>, dont les maxima ne sont pas décalés par rapport au plan de foliation. Les figures des axes <a>, <r> et <h> montrent clairement l'intervention de ces systèmes de glissement intracristallin dans le processus de déformation de ces calcaires. Seuls les plans de glissement f semblent ne pas être activés puisqu'il n'apparaît aucune orientation préférentielle sur les figures d'axes <f>. Cette participation des systèmes de glissements intracristallins reste néanmoins peu importante puisque les figures des axes <c> et <e> restent caractéristiques d'un régime de déformation par maclage (fig. III.46). Par ailleurs, aucune texture de haute température, telles qu'elles ont pu être décrites (e.g. Schmid *et al.*, 1987; Wenk *et al.*, 1987) (Fig.III.16), ne peut être mise en évidence ici.

Une déformation d'assez faible intensité affecte donc les calcaires de Ferrières-sur-Sichon. L'analyse au goniomètre de texture de la calcite indique un régime de déformation coaxial, en contradiction cependant avec la présence des critères à vergence W, observés dans certains échantillons (Fig.III.42.F). La température de déformation est basse, inférieure à 200°C. Ces résultats sont en accord avec ce que l'on peut observer au niveau des grès et conglomérats déformés du bassin de Ferrières-sur-Sichon, affectés par une déformation d'intensité variable, pour laquelle aucun sens de cisaillement n'a pu être établi. Cette déformation traduit l'existence d'un épisode tectonique de direction E-W à NE-SW, comparable à la phase D2, mise en évidence dans le secteur Brévenne-Violay-Beaujolais. Comme pour les calcaires de l'unité du Gouget, l'analyse au goniomètre de texture a conclu à un régime de déformation en écrasement pur. Néanmoins, les quelques critères cinématiques qui on pu être observés dans ces calcaires indiquent un cisaillement à vergence W. Cette déformation de direction E-W, à vergence W est comparable à la déformation D2, observée plus au sud, dans la série du Moulin du Gué.

D.3.5. Conclusion

L'étude structurale des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon montre que deux événements tectoniques ont structuré les terrains anté Viséen moyen (Fig. III.47). Les schistes de Matichards présentent les mêmes caractères structuraux que le groupe de Violay, à

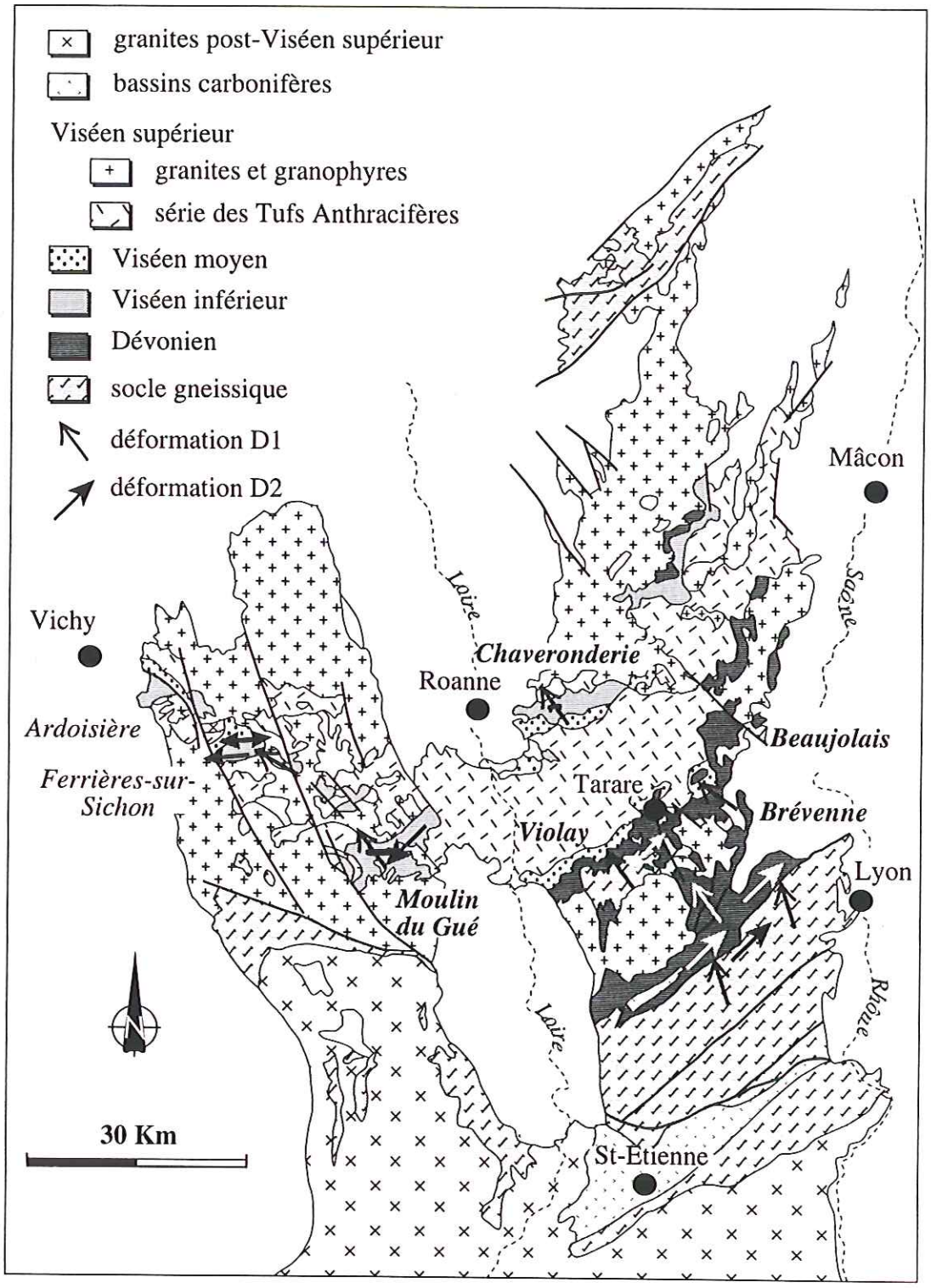


Fig. III.47 - Carte cinématique synthétique sur l'ensemble des formations dévono-dinantiennes de la région de la Loire

savoir une déformation très intense, associée à une linéation d'étirement orientée NW-SE et un sens de cisaillement à vergence NW (Fig. III.47). Pétrographiquement, ces schistes ressemblent à ceux de la série anté-Viséen inférieur du Moulin du Gué, où l'on a également observé les traces d'une déformation ductile à vergence NW (Fig. III.47). Les schistes de Matichard semblent donc être affectés par la déformation D1 définie dans le secteur Brévenne-Violay-Beaujolais et que l'on retrouve apparemment dans l'ensemble des terrains anté-Viséen inférieur de la région de la Loire. La déformation qui affecte les terrains Viséen inférieurs peut être corrélée avec la déformation, D2 définie au niveau de la série de la Brévenne (Fig. III.47). En effet, la direction de la linéation observée dans les calcaires et les conglomérats correspond à celle qui caractérise la phase D2 dans tous les terrains étudiés. De plus, l'étude détaillées des calcaires de Ferrières-sur-Sichon a donnée des résultats comparables à celle menée sur les carbonates de l'unité du Gouget. Enfin, les critères de cisaillements observés dans ces calcaires traduisent un transport vers l'ouest, ce qui rapproche cette déformation de la phase D2 observée dans le sud de la Montagne Bourbonnaise, au niveau de la série du Moulin du Gué. L'hypothèse d'une tectonique polyphasée affectant l'ensemble des terrains anté-Viséen moyen de la Région de la Loire se trouve donc confirmée dans le nord de la Montagne Bourbonnaise.

E. Les terrains d'âge Dévono-Dinantien du Morvan

E.1. Introduction

Situé à l'extrémité nord du Massif Central, le Morvan occupe une situation privilégiée par rapport au reste de la chaîne varisque d'Europe. En effet, bien que situé dans la partie interne de l'orogène (Fig. II.1), les terrains du Dévonien et du Carbonifères inférieur sont extrêmement peu déformés. Ils affleurent dans la partie sud du faisceau du Morvan (Fig. III.48), séparés de ceux de la région de la Loire par un fossé d'effondrement et des granites Carbonifère supérieur. Aucune continuité n'est donc possible entre les formations dévono-dinantiennes du Morvan et celles de la région de la Loire. La région du Morvan a déjà fait l'objet d'une étude cartographique et structurale détaillée (Delfour, 1989). Nos observations personnelles en différents points s'accordent avec les conclusions des auteurs antérieurs. Nous nous contenterons donc ici d'en rappeler les principaux points.

E.2. données structurales bibliographiques

Les terrains dévono-dinantiens du Morvan sont affectés par une déformation de très faible intensité. Elle se traduit par un léger plissement (Fig. III.49) à l'origine notamment de la

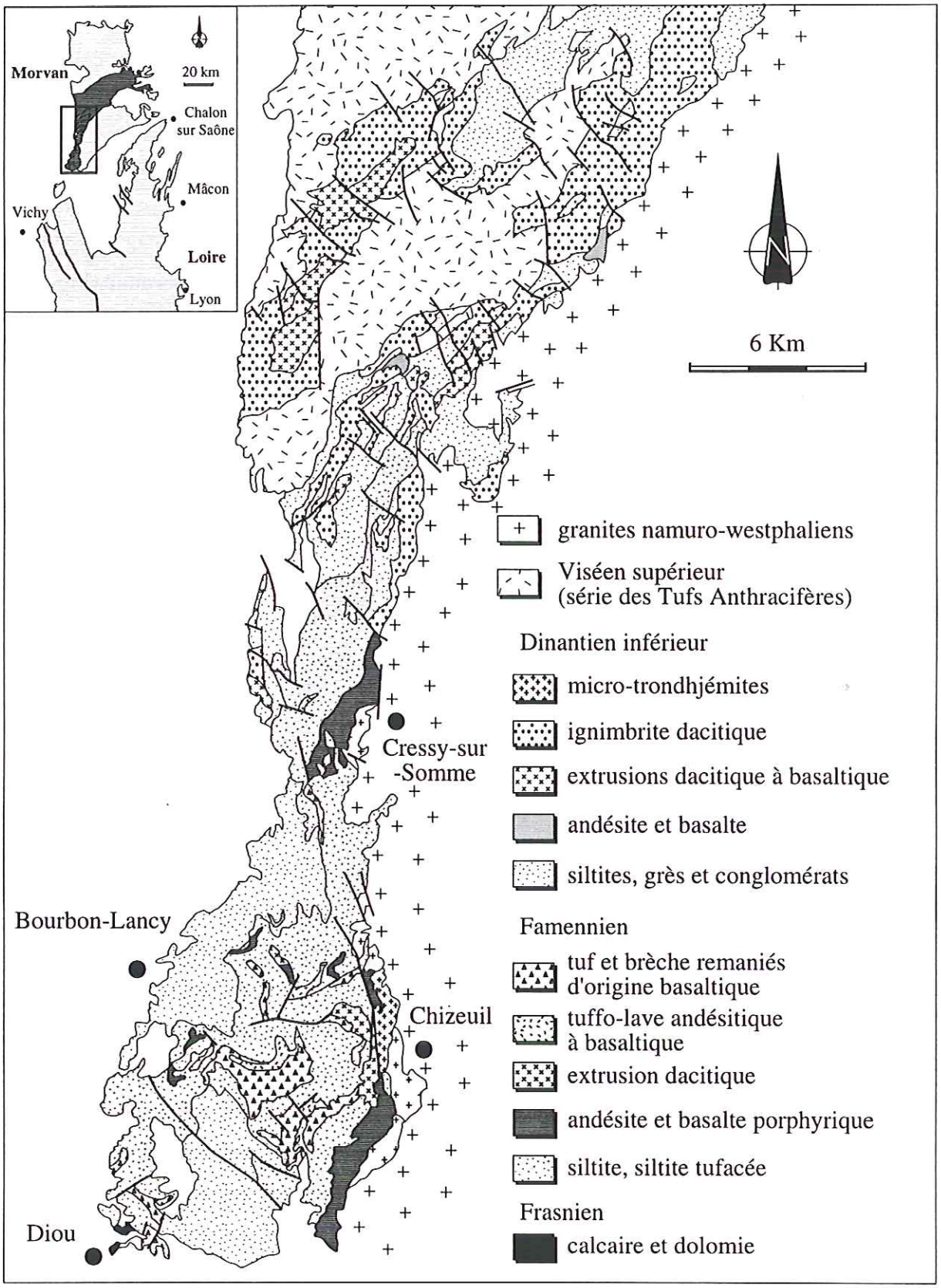


Fig. III.48 - Rappel de la localisation et carte géologique simplifiée des terrains paléozoïques du Morvan (d'après Delfour, 1989)

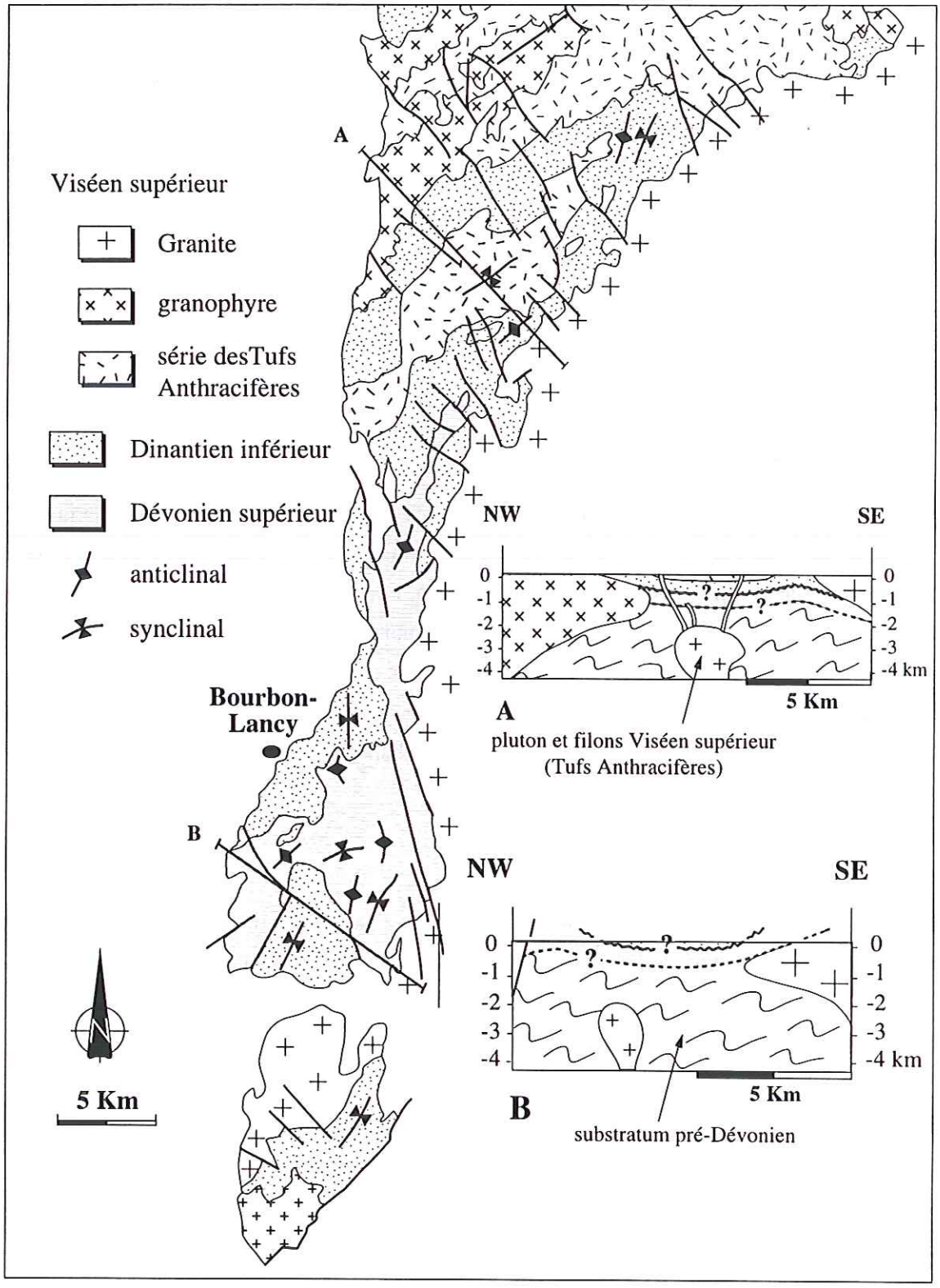


Fig. III.49 - Schéma structural des terrains dévono-dinantiens du Morvan (d'après Delfour, 1989) et coupes interprétatives

structure anticlinale qui caractérise le faisceau du Morvan (Michel-Levy, 1908). Les plis sont d'ordre kilométrique à métrique, à axe orienté N-S à NE-SW et plongeant de 0 à 30° vers le nord (Delfour, 1989) (Fig. III.49). Ce sont des plis droits dont les flancs ont un pendage très faible voire sub-horizontal. Dans les niveaux silteux, une schistosité peu pénétrative, plus ou moins parallèle à la stratification, est observée.

Aucune discordance n'est décrite dans la séquence sédimentaire qui s'étend du Dévonien au Viséen inférieur. Seuls les quelques niveaux conglomératiques marquant, d'après Delfour (1989), le début du Tournaisien, peuvent témoigner de l'existence des événements tectoniques qui agitent la région de la Loire entre le Dévonien et le Viséen inférieur.

E.3. Conclusion

Il existe donc un contraste important entre les terrains dévono-dinantiens de la région de la Loire qui, comme nous l'avons vu précédemment, ont connu une évolution tectono-métamorphique complexe, et le secteur du Morvan. Les terrains du Morvan ne sont affectés par aucune déformation ductile, seul un léger plissement perturbe la succession stratigraphique (Fig. III.49). Un tel contraste structural entre ces deux régions relativement proches pose bien entendu des problèmes pour l'élaboration d'un schéma géodynamique d'ensemble. Cette question sera abordée plus en détail dans le dernier chapitre de ce mémoire.

F. DISCUSSION-CONCLUSION

Cette étude structurale a mis en évidence l'existence d'une tectonique polyphasée affectant les terrains anté-Viséen Moyen du nord-est du Massif Central et en particulier ceux de la région de la Loire (Fig. III. 50). Deux déformations sont donc reconnues à l'échelle régionale.

La déformation D1 est très bien définie. Elle correspond à une phase à foliation plate et à linéation de direction NW-SE à N-S, à vergence N-NW (Fig. III.51). L'âge de cette déformation est anté-Viséen inférieur puisqu'elle n'affecte aucune des séries datées du Viséen inférieur de la région de la Loire. La mise en place des kératophyres et trondhjémites du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais étant datée à 360-365 Ma, un âge fini-Dévonien à Tournaisien est proposé pour la phase D1. Le métamorphisme prograde associé à cette déformation est de faciès schiste-vert à amphibolite (Fig. III.50). L'augmentation de pression et de température observée dans la série de la Brévenne, à l'approche du contact avec les gneiss des Monts du Lyonnais (Fig. III.50) résulte probablement de la superposition de l'unité de gneiss migmatitiques sur

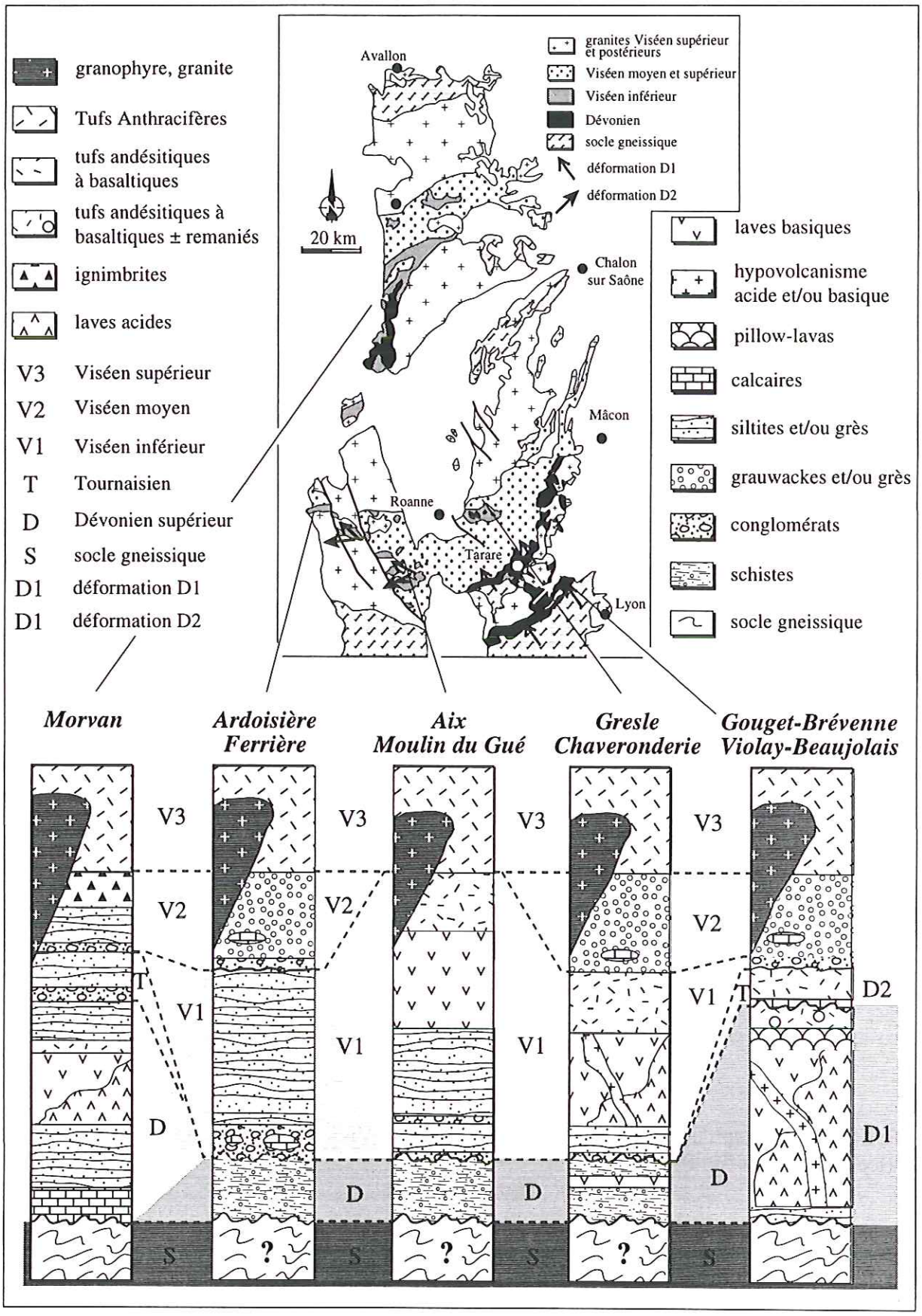


Fig. III.50 - Synthèse des données pétrographiques et structurales sur le nord-est du Massif Central

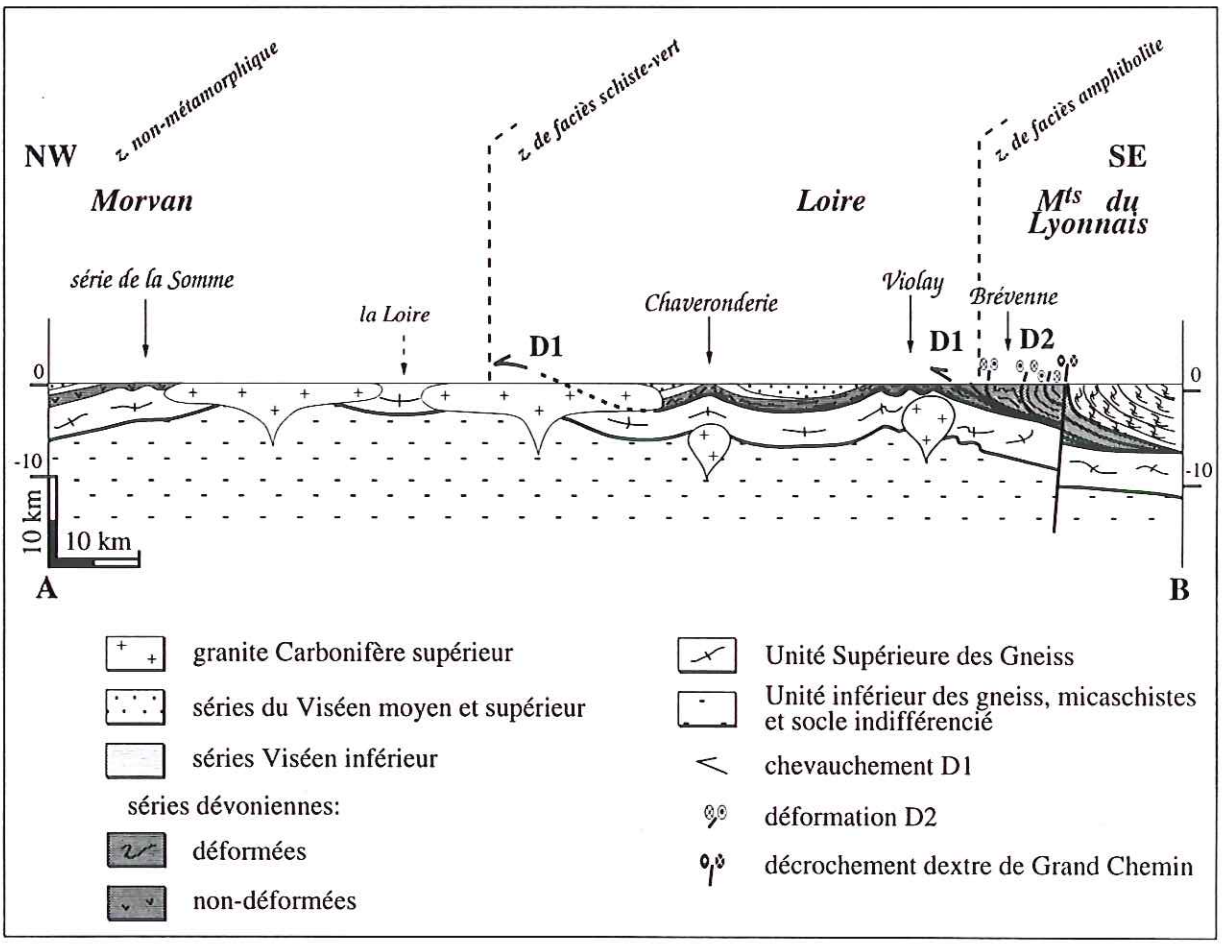


Fig. III.51 - Coupe interprétative des formations anté-Viséen moyen du NE du Massif Central (localisée sur la fig. III.50)

l'unité volcanique. Les assemblages métamorphiques ne permettent pas de déterminer avec précision les conditions P-T de la déformation D1. Le caractère prograde du métamorphisme synchrone de la déformation D1 indique qu'il se produit alors que l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais est enfouie. Cette déduction permet d'éliminer l'interprétation de D1 en termes d'exhumation et de tectonique extensive.

La déformation D2 est moins bien cernée. De direction NE-SW à E-W, elle reprend la foliation S1. On l'observe dans la plupart des unités d'âge Dévonien supérieur de la région de la Loire (Fig. III.50), mais également dans l'unité du Gouget et dans les formations d'âge Viséen inférieur du bassin de Ferrières-sur-Sichon. Dans la série de la Brévenne, D2 est antérieure à la mise en place du granite syntectonique de Grand-Chemin, daté à 345-350 Ma (Tournaisien). La limite Tournaisien-Viséen inférieur étant à 345 Ma, on est amené à remettre en question certaines données chronologiques. Si la déformation D2 est antérieure au décrochement de Grand-Chemin, donc au Viséen inférieur, un âge légèrement plus ancien, Tournaisien supérieur, doit être envisagé pour l'unité du Gouget ainsi que pour les formations détritiques et carbonatées du bassin de Ferrières-sur-Sichon. La déformation D2 peut alors être datée de la limite entre le Tournaisien et de Viséen inférieur. Les analyses détaillées faites sur les calcaires de Ferrières-sur-Sichon et du Gouget, notamment en goniométrie de texture, montrent qu'il s'agit d'une déformation relativement faible, qui s'est produite en régime coaxial. Cependant, ces résultats sont en contradiction avec la présence de critères cinématiques à vergence W dans ces mêmes calcaires et à vergence SW dans la série du Moulin du Gué et surtout, avec la cinématique à vergence NE, très bien marquée dans la série de la Brévenne (Fig. III.51). Il semble donc que la phase D2 se traduise par une déformation hétérogène à l'échelle régionale.

Ces deux déformations sont suivies par le décrochement de Grand-Chemin (Fig. III.51), qui intervient probablement dans le prolongement de la phase D2.

Les terrains dévono-dinantiens du Morvan ne présentent aucune trace de déformation. Il est cependant peu probable qu'ils n'aient pas du tout enregistré les événements tournaisiens à viséen inférieur, pourtant importants, qui se sont déroulés, plus au sud, dans la région de la Loire. Bien qu'aucune discordance n'ait été observée dans les faciès de transition entre le Dévonien supérieur et le Tournaisien et entre le Tournaisien et le Viséen inférieur, on peut supposer qu'elle existe, au moins pour marquer l'épisode tectonique Tournaisien à vergence N-NW (phase D1) (Fig. III.49).

Chapitre IV

Interpretation Geodynamique

INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

Dans ce chapitre, nous allons essayer de proposer une interprétation géodynamique du "Dévono-Dinantien" du nord-est du Massif Central français. Nous distinguerons successivement 1) le stade pré-orogénique du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais, en nous appuyant sur des analogies actualistes et 2) le stade orogénique. Nous replacerons ensuite nos observations dans le cadre structural de la chaîne hercynienne.

A. CADRE GÉODYNAMIQUE DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL

A.1. Reconstitution pré-orogénique

Les données pétrographiques et géochimiques disponibles sur les roches pré-viséennes du nord-est du Massif Central permettent d'identifier deux environnements géodynamiques. Dans le Morvan, la série de la Somme constitue le témoin d'un arc magmatique installé sur croûte continentale, au Dévonien supérieur. Plus au sud, dans la région de la Loire, l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais, ainsi que la série de la Chaveronderie, traduisent l'existence, à la même époque, d'un domaine en distension, ayant abouti à la formation d'un bassin océanique.

A.1.1. L'arc du Morvan (Vosges)

Des études géochimiques et isotopiques ont montré, nous l'avons déjà vu, que les roches volcaniques dévoniennes du Morvan présentent des caractères qui les distinguent de celles du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais (Bébien et Gagny, 1980; Pin *et al.*, 1982; Lemière, 1983; Delfour, 1989). Des similitudes avec les volcanites récentes liées aux zones de subduction, dans un contexte de marge active à croûte continentale épaisse, sont même mises en évidence. De même, dans les Vosges du nord, un magmatisme tholéïtique et calco-alcalin a également été défini dans des séries magmatiques attribuées au Dévonien-Tournaisien (séries de la Bruche, du Rabodeau et du Champs du Feu) (Bébien et Gagny, 1980; Ikene *et al.*, 1991; Rizki *et al.*, 1992).

Il semble donc qu'un volcanisme calco-alcalin important ait marqué cette partie de la chaîne au Dévonien supérieur. Il est attribué à l'existence d'un arc magmatique dont la partie supérieure volcanique et sédimentaire est bien conservée dans le Morvan et dans les Vosges. La

partie profonde pourrait, elle, correspondre aux diorites de la ligne tonalitique du Limousin, qui présentent également une signature géochimique calco-alcaline (Didier et Lameyre, 1971; Peiffer, 1985; Shaw *et al.*, 1993). L'existence, admise dans la plupart des modèles, d'un océan "rhéique", dont les ophiolites sont datées, au niveau du massif du Lizard, à 375 ± 34 Ma (Davies, 1984), séparant le continent nord-européen de l'Armorica, laisse supposer que l'arc du Morvan (Vosges) est lié à la fermeture, par subduction, de l'océan rhéique.

A.1.2. Le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais

Les études géochimiques et isotopiques effectuées dans les volcanites des séries de la Brévenne et du Beaujolais et dans le groupe de Violay ainsi que dans les laves basiques de la série de la Chaveronderie ont mis en évidence l'existence, dans cette partie du Massif Central, d'un volcanisme à affinité tholéïtique au Dévonien supérieur (Piboule *et al.*, 1982; Sider, 1985; Sider *et al.*, 1986; Ohnenstetter et Sider, 1988). Ce volcanisme est attribué, soit à un contexte de croûte amincie qui suggère l'existence d'un rift continental, localement océanique (Sider, 1985; Sider et Ohnenstetter, 1986; Ohnenstetter et Sider, 1988), soit à un domaine de distension arrière-arc (Pin *et al.*, 1982; Pin et Paquette, 1997). Cette deuxième hypothèse étant la plus probable, compte tenu de la reconnaissance, dans le Morvan et les Vosges, d'un arc magmatique lié à la fermeture de l'océan rhéique. Les formations volcaniques et sédimentaires de l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais traduisent donc l'existence, au Dévonien supérieur, d'une zone de distension arrière-arc, à l'origine de la formation d'un bassin océanique.

L'absence de roches carbonatées d'âge Dévonien supérieur dans ce bassin ainsi que la présence, dans les sédiments, de quelques niveaux de pélites siliceuses traduisant la diagenèse de boues siliceuses, suggère des conditions de dépôt en dessous de la CCD. Une profondeur de dépôt de 4 à 4,5 km peut alors être envisagée, par comparaison avec les mers marginales de l'Ouest Pacifique, par exemple. Si on prend en compte une valeur moyenne de 4 km de profondeur de dépôt pour ces sédiments, on obtient, en se référant au diagramme de Sclater et al., (1976), liant la subsidence avec l'âge du fond océanique, un âge de 15 à 20 Ma pour le bassin. La première déformation (D1) enregistrée par le bassin étant datée à 360 Ma, on peut placer l'ouverture du bassin à 375-380 Ma. Si on tient compte du temps nécessaire au rifting continental initial, 380 Ma est un âge minimum pour la distension. Une ouverture durant 20 Ma implique, si on se base sur une vitesse d'expansion moyenne de 20 à 30 mm/an (20-30 km/Ma), qu'une largeur de 500 km peut être envisagée pour le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais. Dans l'état actuel des données, il est difficile de définir une direction d'ouverture pour ce bassin. En effet, les séries de la Brévenne, du Beaujolais et le groupe de Violay ayant subi deux déformations, les réseaux de dykes doléritiques qui peuvent être observés ont peu de chance d'avoir conservé leur orientation originelle. Néanmoins, compte tenu de l'orientation

probable de la subduction rhéique, une ouverture du bassin suivant une direction N-S peut être envisagée.

Un bassin de taille relativement importante s'est donc formé, au Dévonien supérieur, dans le nord-est du Massif Central. Or, la partie visible actuellement ne fait qu'une vingtaine de kilomètres de large et affleure, parallèlement aux structures, sur une cinquantaine de kilomètres. Si on peut aisément imaginer une prolongation du bassin vers le nord-est, sous la vallée du Rhône et le Jura, il n'en va pas de même à l'ouest, où, hormis les lambeaux de terrains d'âge anté-Viséen inférieur, présents en Montagne Bourbonnaise, on ne retrouve aucune roche susceptible d'appartenir au même bassin. On peut donc discuter l'hypothèse d'une ouverture classique à partir d'un rift tensionnel et envisager, à la place, une ouverture selon un mécanisme de pull-apart. Dans ce cas, la faille de la Limagne pourrait représenter un accident majeur décrochant, ayant permis, à l'époque, l'ouverture du bassin. C'est ce qu'on observe par exemple dans les bassins localisés au contact de la faille de San Andreas (Fig. IV.1) et dans le golfe d'Aqaba et la mer Morte, le long de la faille du Jourdain (Fig. IV.2). Une telle interprétation est également proposée au Japon pour expliquer la rapidité de la subsidence (Fig. IV.3). Cette hypothèse permet également d'expliquer le caractère hétérogène de la sédimentation, la présence de nombreux olistolithes, ainsi que le détritisme ophiolitique.

Le nord-est du Massif Central apparaît donc comme un secteur privilégié, où sont conservées les traces d'un épisode distensif, à l'origine de la formation du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais au Dévonien supérieur. Cet épisode intervient en réponse aux contraintes liées à la subduction de l'océan rhéique sous la plaque nord-gondwanienne. L'arc, représenté par les formations volcaniques et sédimentaires, d'âge Dévonien moyen à supérieur, du Morvan et des Vosges, est installé à l'aplomb du plan de subduction. Si le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais apparaît comme le témoin le mieux conservé de l'existence d'une distension arrière-arc, d'autres séries, dans le Massif Central, mais également dans le Massif Armoricain et dans les Vosges, peuvent être rattachées à cet événement (Faure *et al.*, 1997). Par conséquent, un contexte géodynamique général de marge active peut être envisagé pour l'ensemble Massif Armoricain-nord du Massif Central.

A.2. Évolution orogénique du nord-est du Massif Central

Des événements tectoniques importants ont affecté les terrains d'âge Dévonien supérieur à Viséen inférieur de la région de la Loire, correspondant, nous l'avons vu, a un bassin d'arrière-arc, lié à la subduction de l'océan rhéique au Dévonien supérieur. Deux linéations sont observées dans ces terrains. La première, de direction NW-SE à N-S affecte uniquement les formations d'âge antérieur au Tournaisien. Les critères cinématiques qui lui sont associés correspondent toujours à un déplacement de la partie supérieure vers le N-NW. La zone

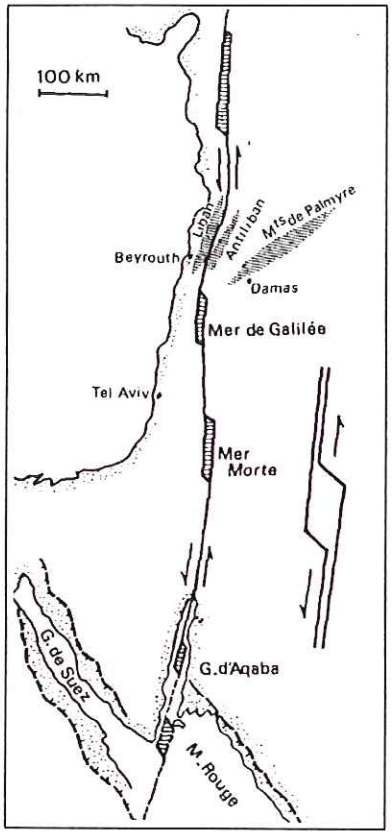


Fig. IV.1 - Bassins en pull-apart le long de la faille du Jourdain (d'après Debelmas et Mascle, 1991)

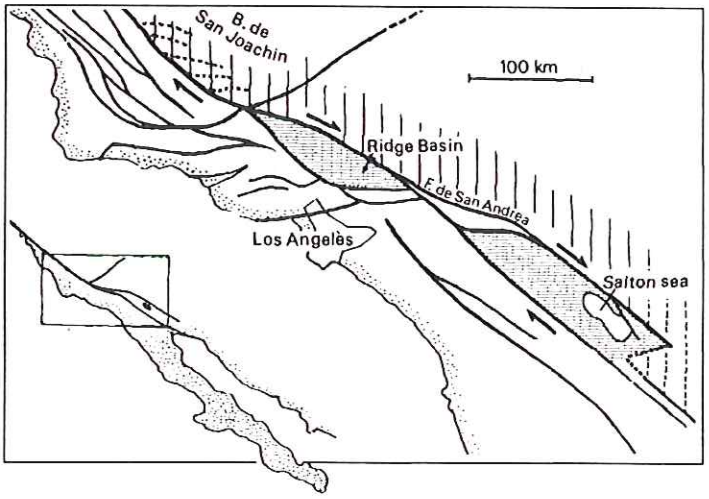


Fig. IV.2 - Le bassin de Salton Sea et le Ridge Basin, près de Los Angeles (d'après Debelmas et Mascle, 1991)

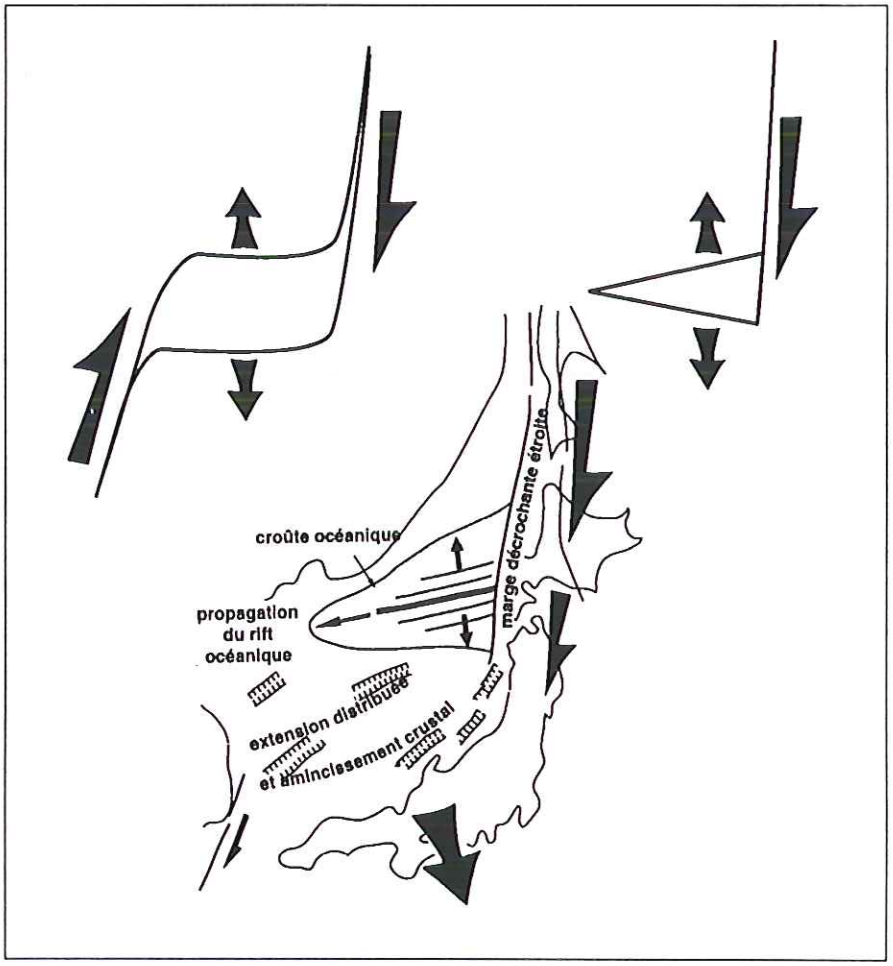


Fig. IV.3 - Schéma de l'ouverture en pull-apart de la mer du Japon et interprétation du domaine océanique comme une fente en bout de décrochement (d'après Jolivet et Tamaki, 1992)

mylonitique identifiée au contact entre le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux est alors interprétée comme la base d'une nappe de charriage. Il apparaît donc que les séries dévoniennes constituant le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais sont charriées sur le socle gneissique d'Affoux, ces gneiss représentant également l'encaissant des formations magmatiques au cours de l'ouverture du bassin. Au sud-est, la même déformation amène les gneiss des Monts du Lyonnais à chevaucher la série de la Brévenne. Le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais est donc pris en étau entre deux blocs gneissiques, dans un mouvement général vers le NW de la partie supérieure ou autrement dit d'un sous charriage du nord du Massif Central sous les Monts du Lyonnais. La deuxième linéation observée traduit l'existence d'une déformation postérieure à la phase tangentielle principale. De direction NE-SW, elle affecte les terrains jusqu'au Viséen inférieur. Cette déformation, localement coaxiale est le plus souvent associée à des critères de cisaillement indiquant des sens opposés de déplacement suivant les secteurs. A l'est, dans la série de la Brévenne, les critères cinématiques correspondent à un déplacement de la partie supérieure vers le NE. A l'ouest, par contre, c'est un déplacement de la partie supérieure vers le SW qui caractérise cette déformation. Dans l'état actuel des données, nous ne pouvons qu'émettre des hypothèses quant à la signification de la déformation D2. Cette déformation, de direction perpendiculaire à la première, pourrait être liée à des phénomènes extensifs, se produisant à la suite de la phase de compression majeure à vergence NW.

Malgré l'absence de donnée radiométrique, on peut clairement établir que la phase tangentielle à vergence N-NW a débuté à la fin du Dévonien ou au début du Tournaisien, pour se terminer avant le Viséen inférieur. Elle traduit l'existence d'un épisode tectonique particulier dans l'histoire de la chaîne hercynienne, **l'épisode hercynien s.s.**, lié à la collision entre les deux blocs continentaux situés de part et d'autre de l'océan rhéique subducté. Dans le nord-est du Massif Central, cet épisode conduit à la fermeture du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais, suivant un mouvement vers le N-NW. Cet épisode a surtout marqué la région de la Loire, la déformation ne s'étant pas propagée dans le Morvan.

La phase tangentielle hercynienne s.s. est suivie, à la fin du Tournaisien, par les phénomènes supposés extensifs et locaux, responsables de la déformation D2. La signification exacte de cette deuxième déformation reste néanmoins à définir. Au Viséen inférieur, la déformation tangentielle hercynienne évolue rapidement en une tectonique décrochante, connue dans tout le Massif Central, qui se traduit, dans ce secteur, par le décrochement de Grand-Chemin et les décrochements qui affectent l'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais. A cette même époque, l'activité volcanique reprend, caractérisée par un volcanisme de type calco-alcalin, comparable à celui des domaines de convergence de plaques (Leistel, 1984). Le Viséen moyen est marqué par une sédimentation terrigène et carbonatée importante, associée à un volcanisme basique subordonné. Au Viséen supérieur débute l'extension tardi-orogénique, qui conduit, dans le NE du Massif Central à la formation de fossés d'effondrement dans lesquels

prend place le volcanisme ignimbritique de la série des "Tufs Anthracifères". Ce volcanisme traduit des phénomènes de fusion crustale, conséquence d'un épaississement de la croûte. On peut noter à ce sujet que seule la tectonique hercynienne s.s. permet d'expliquer cet épaississement.

B. Modèle d'évolution géodynamique du Massif Central

La mise en évidence d'une extension, en arrière de la zone de subduction de l'océan rhéique au Dévonien moyen et supérieur, entre l'événement de haute pression éo-varisque et la phase de compression, au Tournaisien, de direction NW-SE, correspondant à la phase hercynienne s.s., conduit a envisager un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne.

B.1. La distension cambro-ordovicienne

La période cambro-ordovicienne est caractérisée par un épisode de distension généralisé qui conduit à la dislocation de la bordure nord du craton gondwanien et à l'émission d'un important magmatisme bimodal, à l'origine des groupes leptyno-amphiboliques (Fig. IV.4.a). L'apparition de ces roches est liée à la présence de rifts intra-continentaux et de bassins marginaux. On prend en compte, généralement, l'existence d'un seul domaine océanique. Cependant, sur la base de données géochimiques, on peut penser que la distension a provoqué l'apparition de plusieurs petits domaines à croûte amincie ou océanique (Pin, 1989; Paquette *et al.*, 1995). Dans certains modèles, un contexte géodynamique général de distension arrière-arc est proposé pour la formation de ces bassins. Cela suppose donc l'existence d'une zone de subduction à l'origine de la fermeture d'un véritable océan (Bodinier *et al.*, 1986; Thiéblemont et Cabanis, 1986). Une autre hypothèse suggère la fragmentation d'une plaque continentale par rifting, avec ouverture d'un ou plusieurs bassins océaniques (Pin et Vielzeuf, 1988; Pin, 1989; Pin, 1990).

B.2. La période éo-varisque et l'extension dévonienne : L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne : publication n°2

Les événements qui marquent la période éo-varisque s.s., et notamment la subduction silurienne de l'océan Massif Central (Fig. IV.4.b) sont traités en détail sous forme d'un article paru dans un Bulletin de la Société Géologique de France. L'épisode tardi-éo-varisque, correspondant à l'exhumation, au Dévonien moyen, des roches de haute pression, reliques de l'océan Massif Central subducté y est aussi détaillé. Cet article traite également de l'extension

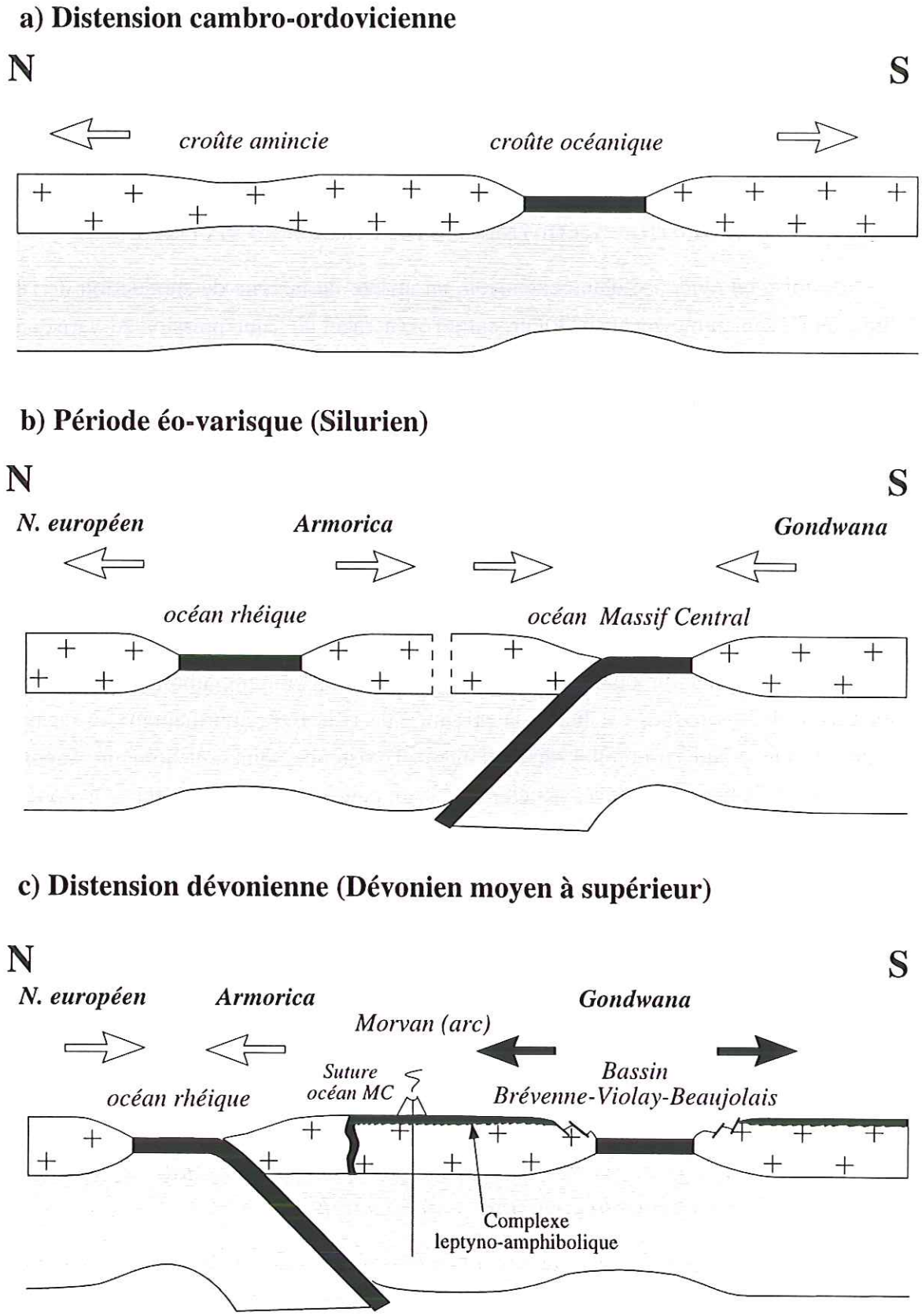
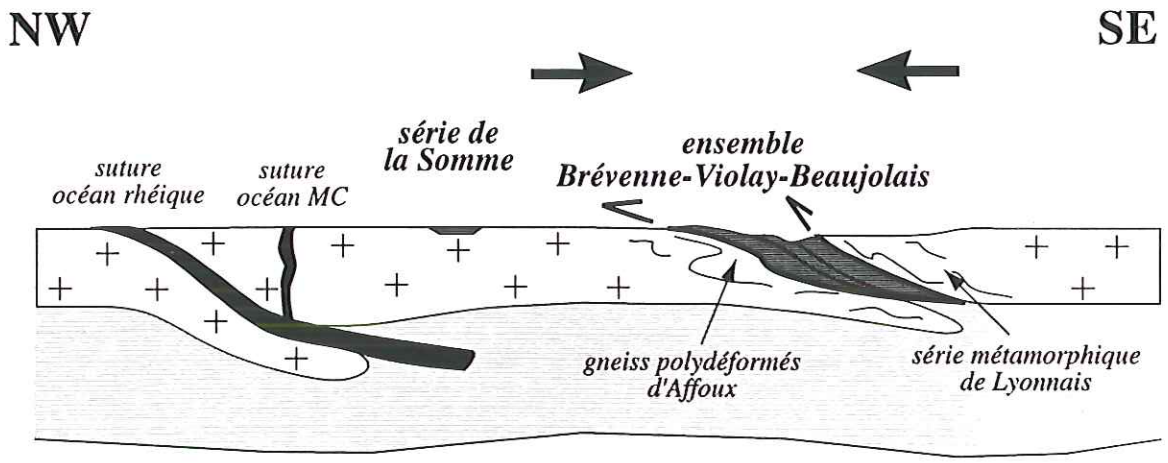
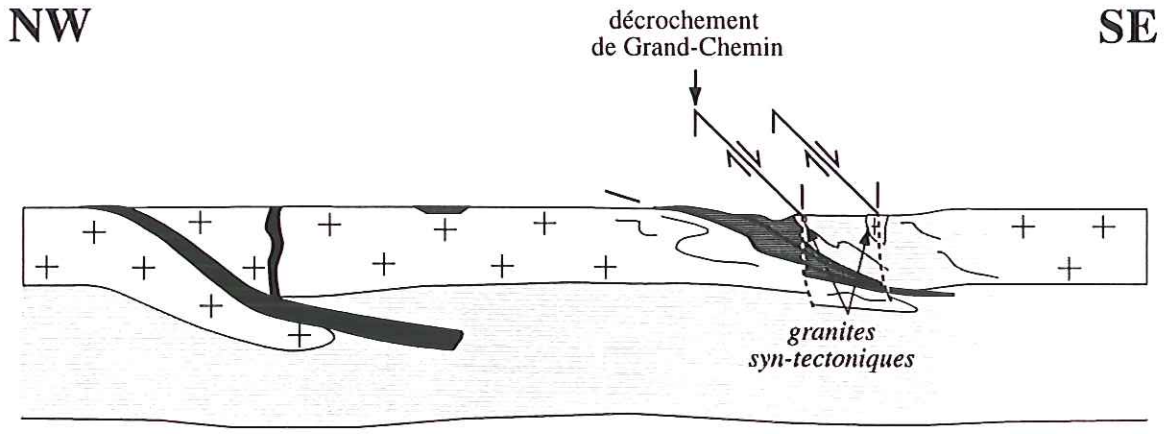


Fig. IV.4 - Modèle d'évolution géodynamique du Massif Central

d) Épisode hercynien s.s. (360 Ma)



e) Épisode décrochant tardi-hercynien (350 Ma)



f) Extension Carbonifère moyen et supérieur

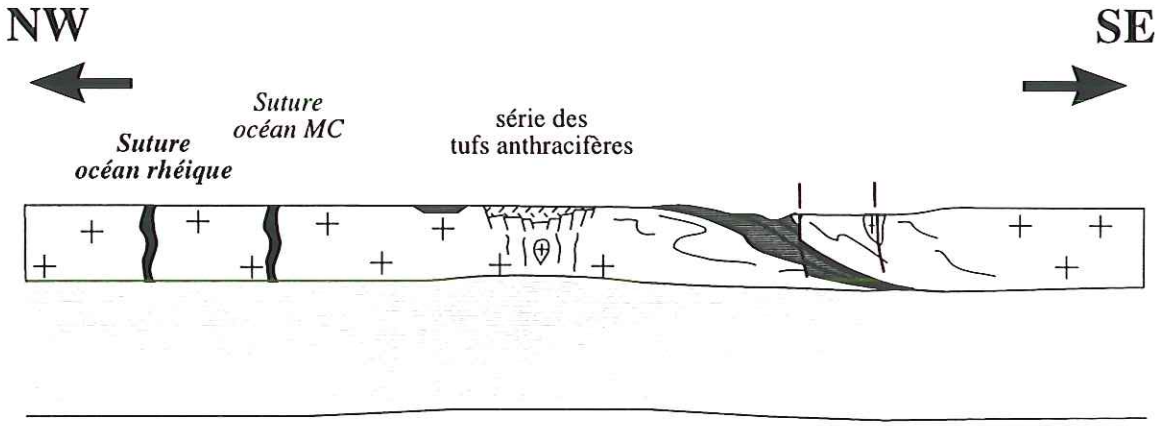


Fig. IV.4 (suite) - Modèle d'évolution géodynamique du Massif Central

dévonienne, dont nous avons vu les conséquences dans le NE du Massif Central, interprétée comme une distension arrière-arc liée à la subduction de l'océan rhéique (Fig. IV.4.c).

Bull. Soc. géol. France, 1997, t. 168, n° 6, pp. 695-705

L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne

par MICHEL FAURE*,**, CHRISTÈLE LELOIX*,*** et JEAN-YVES ROIG*

Mots clés. – Chaîne hercynienne, Médio-varisque, Arc insulaire, Subduction, Exhumation.

Résumé. – La chaîne paléozoïque d'Europe moyenne est souvent considérée comme le résultat d'une convergence continentale continue du Silurien au Carbonifère. Cependant, des faits stratigraphiques, magmatiques et structuraux suggèrent une évolution discontinue de cette chaîne. Au Silurien supérieur, une subduction continentale est responsable d'un métamophisme de haute pression (stade éo-varisque). Lors de leur exhumation, ces roches subissent une fusion partielle et dans le nord du Massif central, les migmatites éo-varisques sont déjà à l'affleurement au Dévonien moyen. Dès le Dévonien supérieur, des témoins d'un arc magmatique calco-alcalin se rencontrent dans le Massif central, les Vosges et le Massif armoricain. Cet arc correspond à la subduction vers le sud de l'océan rhéique. Des phénomènes de distension attestés par le rift de la Brévenne dans le Massif central, le bassin de la ligne des klippes dans les Vosges, le domaine de Bolazec en Armorique centrale se produisent dans la plaque supérieure. Ces observations montrent que la signification géodynamique de la période Dévonien-Carbonifère inférieur ou « médio-varisque » doit être reconsidérée. Elle apparaît très hétérogène puisqu'elle recouvre à la fois des phénomènes de distension puis de compression lors de la tectonique hercynienne *sensu stricto*. La chaîne hercynienne résulte donc de deux cycles orogéniques.

Polycyclic evolution of the Hercynian Belt

Key words. – Hercynian belt, Medio-Variscan, Island arc, Subduction, Exhumation.

Abstract. – The Mid-European Palaeozoic Belt is often considered as the result of a continuous continental convergence from late Silurian to Carboniferous. However, some stratigraphic, magmatic and structural data support a discontinuous evolution model. In late Silurian, the Eo-Variscan stage corresponds to a continental subduction responsible for a high pressure metamorphism. During their exhumation, the high pressure rocks are partly melted. In North Massif central, the Eo-Variscan rocks are already outcropping in Middle Devonian. Since that time, evidence for a calc-alkaline magmatic arc is found in the Massif central, Vosges and Massif armoricain. This arc is due to the southward subduction of the Rheic Ocean. Tensional events such as the Brévenne rift, ligne des klippes and Bolazec areas in Massif central, Vosges and Massif armoricain respectively occur in the upper plate. These lines of evidence show that the Medio-Variscan period is heterogeneous since extensional tectonics are followed by compressional ones belonging to the Hercynian Belt proper. Therefore, the Variscan belt results of two orogenic cycles.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Two geodynamic models are proposed to account for the Palaeozoic evolution of the Variscan Belt of Middle Europe. The monocyclic model [Bard *et al.*, 1980; Behr *et al.*, 1984; Matte, 1986; Ledru *et al.*, 1989; Franke, 1989; Dias et Ribeiro, 1995; Boutin *et al.*, 1995] considers an Eo-Variscan stage of oceanic convergence followed by continental collision. During the Devonian-early Carboniferous Medio-Variscan stage intracontinental deformation develops. The middle to late Carboniferous late-Variscan stage corresponds to orogenic extension [e.g. Faure, 1995]. The polycyclic model [Cogné, 1977; Ziegler, 1986; Eisbacher *et al.*, 1989; Pin, 1990; Sider *et al.*, 1986] assumes the succession of two orogenic events. An Eo-Variscan belt is reworked within the Hercynian orogen in Devonian-Carboniferous times. The late orogenic evolution is the same as for the monocyclic model. This paper provides several data, restricted to Armorica, Massif central and Vosges, supporting the polycyclic model.

Eo-Variscan event

High pressure (HP) metamorphic rocks, known as "leptynite-amphibolite complex" or "upper gneiss unit" [Ledru *et al.*, 1989] occur only to the south of the Nort-sur-Erdre and Lalaye-Lubine faults in Armorica and Vosges respectively (fig. 1, 2). In spite of multiple subsequent reworking, these faults can be considered as suture zones. Eclogites, dated of late Silurian, provide P-T estimates of 20 kb and 750 °C respectively, in agreement with continental subduction up to 60 km depth. Several geodynamic settings are proposed (fig. 3). The most likely considers the subduction of small oceanic domains followed by subduction of thinned continental crust and microcontinents drifted from Gondwana below the Armorican microcontinent and Ligerian island arc. The Cholet area, in South Brittany, is the only place where the high pressure rocks are tectonically overlain by late Proterozoic micaschists and unmetamorphosed Cambrian volcanics. This fact shows that after subduction, collision occurred between Armorica and Gondwana. In the Montagne Noire, early Devonian sandstone reworks metamorphic rocks coming from the north [Quémart *et al.*, 1993]. This fact suggests that Eo-Variscan deep crust was already outcropping at that time.

Exhumation of HP rocks

The Silurian HP rocks are retrogressed to 5-6 kb and 600-700 °C [Lardeaux *et al.*, 1989; Mercier *et al.*, 1992; Santallier *et al.*, 1994] (fig. 4). During this almost isothermal decompression, the suitable rocks underwent a partial melting giving rise to cordierite-sillimanite migmatites widespread in South Brittany, Plateau d'Aigurande, Limousin, Artense, Haut Allier, Monts du Lyonnais and Vosges. This anatexis is dated at 380-385 Ma by various methods [Pin and Peucat, 1986;

* Département des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, CNRS UMR 6530, 45067 Orléans cedex 2, France.
** Institut Universitaire de France.
*** BRGM, DR-MGG.
Manuscrit déposé le 15 janvier 1997; accepté après révision le 30 avril 1997.

Costa and Maluski, 1988; Duthou *et al.*, 1994; Boutin *et al.*, 1995]. In agreement with numerical modelling, partial melting develops in response to thermal relaxation of subducted crust after a 20 to 30 m.y. delay [England and Thompson, 1986]. Exhumation rate estimated to 3-4 mm/a suggests that it is a tectonically assisted process.

Middle-late Devonian non-metamorphic rocks

Unmetamorphosed and undeformed limestone and sandstone of late-Middle Devonian age occur in several places from Vendée to South Vosges throughout South Limousin and Morvan areas [Michel-Lévy, 1908; Delfour, 1989; Bouton, 1990] (fig. 1). In spite of unclear outcrop conditions, these rocks appear to unconformably cover the Eo-Variscan migmatites. Because the stratigraphic ages are very close to the radiometric dates of the Eo-Variscan migmatization, the HP metamorphic rocks of South Armorica, North Massif central and Vosges were exhumated at a high rate in agreement with petrologic data.

The diorite question

Mafic plutonic rocks (diorite, gabbro, tonalite) are widespread in the Limousin area [Didier and Lameyre, 1971; Peiffer, 1985]. Similar rocks can be found in South Armorica and Vosges. In the former area, they experienced together with their country rocks a Carboniferous ductile deformation. These rocks of calc-alkaline geochemistry [Shaw *et al.*, 1993], are dated of Middle to late Devonian (ca 380-370 Ma) by U-Pb method on zircon [Bernard-Griffith *et al.*, 1985; Cuney *et al.*, 1993]. The "diorites" are generally considered as formed by a north-east-dipping subduction zone [Autran and Cogné, 1980; Shaw *et al.*, 1993]. However another interpretation is developed in the following.

The Devonian Medio-Variscan magmatic arc

Calc-alkaline volcanic and volcaniclastic rocks of late Devonian age are well known in Morvan and Vosges areas [Bébien and Gagny, 1981; Fluck *et al.*, 1987; Delfour, 1989; Ikene *et al.*, 1991; Rizki *et al.*, 1992]. Together with the diorite bodies these upper crustal rocks are interpreted herein as remnants of the same magmatic arc. Moreover, general considerations of the north branch of the Hercynian belt from Lizard cape to the N phyllite zone of the Saxo-Thuringian area of Germany (fig. 2) allow us to propose that the Medio-Variscan magmatic arc is due to the southward subduction of the Rheic ocean before its complete closure (figs. 5 and 6).

Intra- and back-arc extension

In North Brittany, rift structures are recorded by unstable sedimentation conditions since early Devonian [Morzadec *et al.*, 1988; Rolet *et al.*, 1986]. Mafic rocks such as the St-Jean du Doigt gabbro, Bolazec pillow lavas and the trondhjemitic dykes swarm of NW Brittany also belong to this extensional event [Cabanis *et al.*, 1982; Chantraine *et al.*, 1986; Chauris, 1992]. Similar structures are also found in the Moldanubian zone. The largest one is the Brévenne rift [Sider and Ohnenstetter, 1986; Ohnenstetter and Sider, 1988; Leloix *et al.*, 1995]. In spite of sedimentary reworking and intense deformation, the Génis greenrocks in South Limousin [Guillot, 1981; Floc'h, 1983] and the "Ligne des klippes" in the Vosges [Schneider *et al.*, 1990] are also remnants of oceanic rocks that might correspond to small oceanic basins. In Vendée, the Meilleraie basalts dated of Middle-late Devonian, are considered as formed within an intra-arc setting [Thiéblemont and Cabanis, 1986]. Moreover in the Limousin area, retrogressed and brecciated Eo-Variscan HP rocks are included within dolerite dyke and subsequently metamorphozed in amphibolite facies during the Hercynian ductile deformation [Santallier, 1981]. As a whole these magmatic features formed along the North Gondwana active margin above the south dipping Rheic subduction zone (figs. 5 and 6). In this geodynamic framework, the magnetic anomaly of Paris Basin (AMBP) which is due to mafic masses, is interpreted herein as remnants of Rheic ophiolites squeezed along a palaeo-transform fault.

Conclusion

These lines of evidence support an early exhumation of the subduction-related Eo-Variscan rocks as soon as Middle Devonian. In spite of an intense Carboniferous tectonics, relics of a magmatic-sedimentary apron and a plutonic root of a magmatic arc are found in North Massif central, South Armorica and Vosges massifs. Therefore, the significance of the Medio-Variscan stage must be reconsidered since it appears as a heterogeneous period in the tectonic evolution of the Variscan belt. A structural gap occurred in Devonian time between the late Silurian Eo-Variscan event and the early Carboniferous "Hercynian proper" orogeny. The magmatic arc corresponds to the southward subduction of the Rheic ocean. The intra-arc-back arc extension might be interpreted either as an effect of the exhumation of the Eo-Variscan HP rocks or due to subduction only. Whatever the origin of the Devonian extension, the closure of the Rheic ocean and the collision between north European continent and Gondwana is more closely related to the early Carboniferous tectonics of the Moldanubian zone than usually assumed.

INTRODUCTION

Depuis l'avènement de la tectonique des plaques, la chaîne paléozoïque d'Europe moyenne est généralement interprétée en termes de collision entre les continents baltique au nord et gondwanien au sud. Les distributions faunistiques et le paléomagnétisme ont conduit les auteurs à considérer l'existence de microcontinents intermédiaires : Armorica et Barrandien tantôt séparés tantôt soudés au Gondwana [Cocks et Fortey, 1982; Van der Voo, 1983; Paris et Robardet, 1990]. Fondamentalement, deux conceptions de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque s'opposent. Le **modèle monocyclique** [Bard *et al.*, 1980; Behr *et al.*, 1984; Matte, 1986; Ledru *et al.*, 1989; Franke, 1989; Dias et Ribeiro, 1995; Boutin *et al.*, 1995] suppose un stade éo-varisque de convergence océanique suivi d'une collision continentale au Silurien terminal. Pendant le stade médio-varisque, au Dévonien et au Carbonifère inférieur, la déformation intracontinentale compressive prédomine. Elle résulte de l'épaississement crustal responsable des princi-

pales structures synmétamorphes. Dans le **modèle polycyclique** [Cogné, 1977 ; Ziegler, 1986 ; Eisbacher *et al.*, 1989 ; Pin, 1990 ; Sider *et al.*, 1986] l'édifice varisque résulte de deux événements successifs. Une première chaîne d'âge paléozoïque inférieur (ou « cordillère ligérienne » ou éo-varisque) est reprise dans l'orogenèse « hercynienne » *s.s.* au Dévonien terminal-Carbonifère inférieur. La phase d'extension syn à tardi-orogénique au Carbonifère moyen et supérieur est commune aux deux modèles [p. ex. Faure, 1995].

L'interprétation polycyclique a prévalu tant que les zones métamorphiques étaient considérées comme un « socle » ancien (calédonien ou précambrien) par rapport à la tectonique carbonifère des zones externes (Ardenne, Montagne Noire). C'est le concept de « noyau arverno-vosgien » ou « zone lémovico-arverne » [Jung, 1954 ; Roques, 1971]. Au contraire, l'analogie avec l'Himalaya [Mattauer, 1975] a privilégié le modèle monocylique et la propagation de cisaillements crustaux. Nous nous proposons ici d'examiner les différents arguments en faveur d'un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne varisque, à partir d'exemples volontairement limités au Massif central, aux Vosges et au Massif armoricain.

L'ÉVÉNEMENT FINI-SILURIEN DE HAUTE PRESSION ET LA SUBDUCTION CONTINENTALE

Le métamorphisme de haute pression (HP) à éclogites, granulites et rares schistes bleus caractérise l'événement éo-varisque précoce. A l'échelle de la chaîne (fig. 1, 2), la distribution géographique des roches de HP permet de distinguer deux ensembles. Au sud, les complexes leptyno-amphiboliques (Marvejols, Lévezou, Haut Allier, Mts du Lyonnais, Artense, plateau d'Aigurande, nappe de Champtoceaux, Vendée, etc.) ou l'unité supérieure des gneiss [Matte, 1986 ; Floc'h, 1983 ; Ledru *et al.*, 1989], ayant connu le métamorphisme de HP, définissent la zone moldanubienne. Au nord, les domaines armoricain et saxothuringien où il n'existe aucune trace de l'événement métamorphique éo-varisque (fig. 2). Actuellement les failles de Nort-sur-Erdre dans le Massif armoricain et de Lalaye-Lubine dans les Vosges matérialisent la limite entre ces deux ensembles. Ces failles à jeu multiple sont des frontières tectoniques majeures à valeur de zones de suture. Sous le sud du bassin parisien, le tracé de ces accidents est décalé vers le nord par le faisceau de failles du Sillon houiller, du Cher et de Sancerre (fig. 1).

L'âge Silurien (440-400 Ma) du métamorphisme de haute pression est assez bien étayé [p. ex. Pin et Peucat, 1986 ; Paquette *et al.*, 1995 ; fig. 2]. Une exception concerne l'âge de 358 ± 2 Ma (U/Pb zircon) d'une éclogite de la partie profonde de la nappe de Champtoceaux [Paquette, 1987]. Ce résultat, proche de l'âge Rb/Sr (roche totale) d'une roche similaire, indique qu'au Carbonifère inférieur la température était élevée (450-500 °C). L'âge de 360 Ma correspond à l'événement tectono-métamorphique hercynien, mais il n'exclut nullement l'âge silurien du métamorphisme de haute pression. En accord avec Pin et Peucat [1986], les valeurs de 320-330 Ma des éclogites du N Limousin (Sauviat) [Gebauer *et al.*, 1981] paraissent résulter d'une utili-

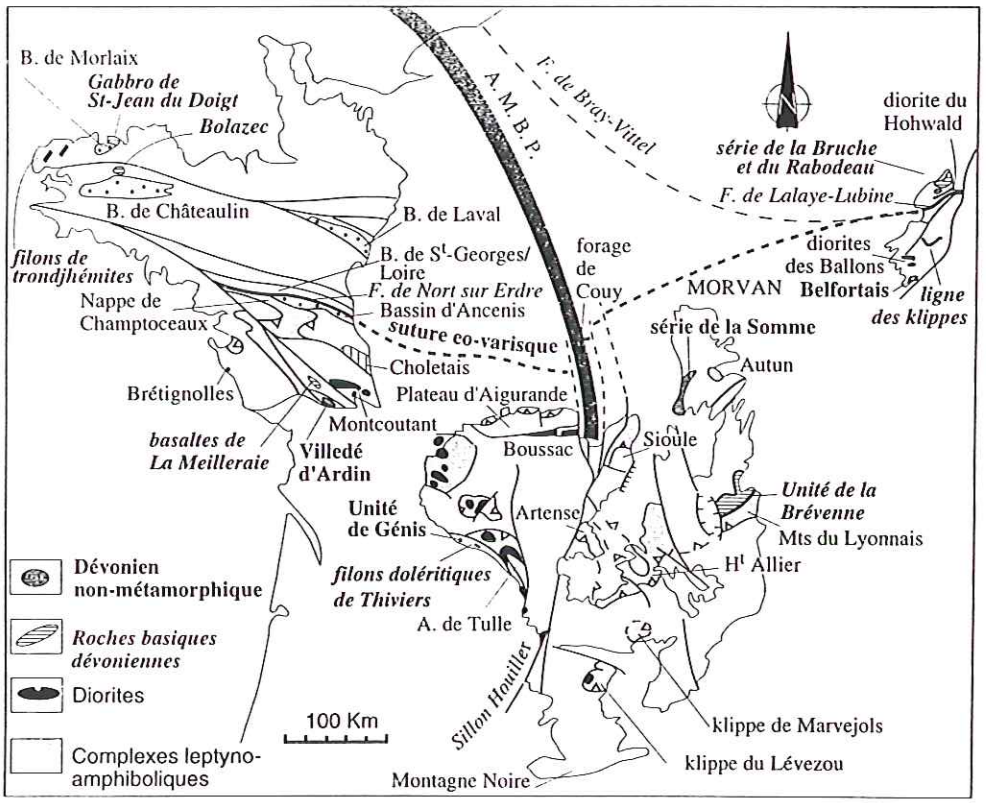


FIG. 1. – Carte structurale du domaine Armorique-Massif central-Vosges. L'accent est mis sur les phénomènes d'âge dévonien. Le détail des nappes inférieures et des granitoïdes n'est pas pris en compte. Les diorites étant allochtones, leur position actuelle ne reflète pas leur site de mise en place. AMBP : Anomalie magnétique du bassin de Paris.

FIG. 1. – *Structural map of the Armorique-Massif central-Vosges area. Devonian events are emphasized. The detail of lower nappes and granitoids is not taken into account. Since the diorites are allochthonous, their present position does not correspond to their emplacement place.* AMBP : *Anomalie magnétique du bassin de Paris.*

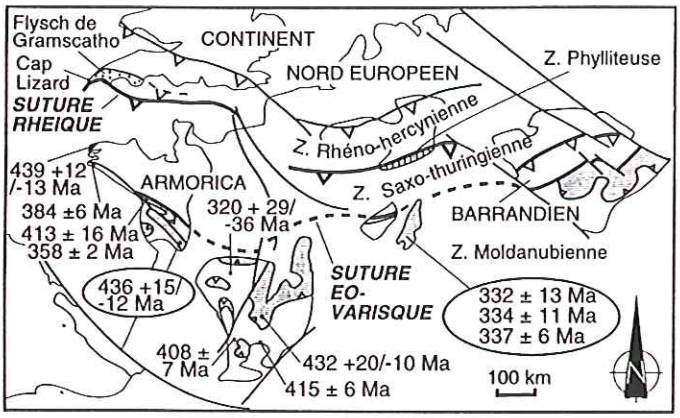


FIG. 2. – Zonation générale de la chaîne varisque d'Europe moyenne. Le domaine en grisé correspond aux roches éo-varisques de haute pression [simplifié d'après Matte, 1986 et Franke, 1989]. Les chiffres correspondent aux ages Sm/Nd (encadré) et U/Pb sur zircon des éclogites [références dans Pin et Peucat, 1986; Paquette, 1987; Paquette *et al.*, 1995 et Kalt *et al.*, 1994].

FIG. 2. – *General zonation of the Variscan belt of Middle Europa. Grey areas correspond to Eo-Variscan high pressure rocks [simplified from Matte, 1986 and Franke, 1989]. Figures are Sm/Nr (circled) and U/Pb zircon ages of eclogites [references in Pin and Peucat, 1986; Paquette, 1987; Paquette* et al., *1995 and Kalt* et al., *1994].*

sation illégitime du chronomètre U-Pb. Les populations de zircons sont hétérogènes tant pour l'histoire individuelle que pour les perturbations de chaque grain. Les mesures Sm-Nd des éclogites de la Forêt Noire autour de 335 Ma [Kalt *et al.*, 1994], sont d'interprétation plus délicate car elles coïncident avec l'âge Rb-Sr du métamorphisme de haute température très intense ici comme dans les Vosges. Des réhomogénéisations isotopiques ne sont donc pas à exclure. Ainsi, l'événement carbonifère enregistré par certaines éclogites pourrait ne pas correspondre au métamorphisme de haute pression. Géologiquement aussi, il semble difficile de retenir un tel âge car il serait plus récent que celui du métamorphisme barrovien [Costa, 1991] et contemporain du plutonisme et de l'extension [Faure, 1995].

Le métamorphisme de haute pression affecte non seulement des roches magmatiques basiques et sédimentaires d'affinités océaniques, mais aussi des roches continentales, sédimentaires et magmatiques, métamorphisées dans les conditions du faciès granulite de haute pression [p. ex. Lasnier *et al.*, 1973; Pin et Vielzeuf, 1988]. Les estimations thermo-barométriques, très comparables pour toutes les régions considérées, indiquent des conditions maximales de l'ordre de 20 kbar, 750 °C compatibles avec l'enfouissement de croûte continentale jusqu'à des profondeurs d'environ 60 km [Pin et Vielzeuf, 1988; Latouche *et al.*, 1992; Ballèvre *et al.*, 1994; Santallier *et al.*, 1994]. L'événement de haute pression est attribué à la subduction de matériel océanique et continental (croûte normale ou amincie) pendant le Silurien terminal. Les données thermo-barométriques indiquent un enfouissement important dans le manteau, mais à elles seules n'impliquent nullement que la croûte ait été épaissie. Dans les chaînes d'obduction plus récentes, on connaît des roches de haute pression dues à une subduction continentale sans collision. Cependant, au sud du Massif armoricain, le Choletais est le seul endroit où des micaschistes épizonaux d'âge protérozoïque supérieur (Briovérien) recouverts en discordance par des roches détritiques ou volcaniques non métamorphiques et non déformées, datées du Cambrien moyen [Cavet *et al.*, 1966], sont charriés sur les unités de haute pression. Cette observation montre qu'après la subduction continentale, la convergence se poursuit jusqu'à la collision entre les continents gondwanien et le bloc armoricain à substratum cadomien.

Plusieurs questions demeurent concernant (1) la vergence de la subduction, (2) la structure crustale de la plaque supérieure, (3) la chronologie précise des événements et (4) les mécanismes d'exhumation des roches de haute pression. On admet généralement un pendage nord du plan de Benioff [Matte, 1986] mais ceci ne repose sur aucune donnée structurale ou cinématique précise puisque la plupart des minéraux de haute pression sont déstabilisés et que la fabrique éo-varisque primaire est remaniée par des événements suivants. La couverture cambrienne de la nappe de socle briovérien du Choletais, comparable aux séries normandes, suggère un charriage du nord vers le sud et donc un pendage nord du plan de subduction. Plusieurs schémas peuvent rendre compte du cadre géodynamique de la lithosphère subductée au Silurien supérieur. La solution la plus simple consiste à admettre que tous les complexes leptyno-amphiboliques proviennent d'un seul océan au nord d'un continent unique (fig. 3A). Une autre possibilité est de considérer que la distension cambro-ordovicienne qui a séparé l'Armorica du Gondwana a aussi créé d'autres petits domaines à croûte amincie ou océanique plus au sud dont la fermeture serait responsable des divers complexes leptyno-amphiboliques (fig. 3B). Cette seconde hypothèse est en accord avec les données géochimiques [Paquette *et al.*, 1995].

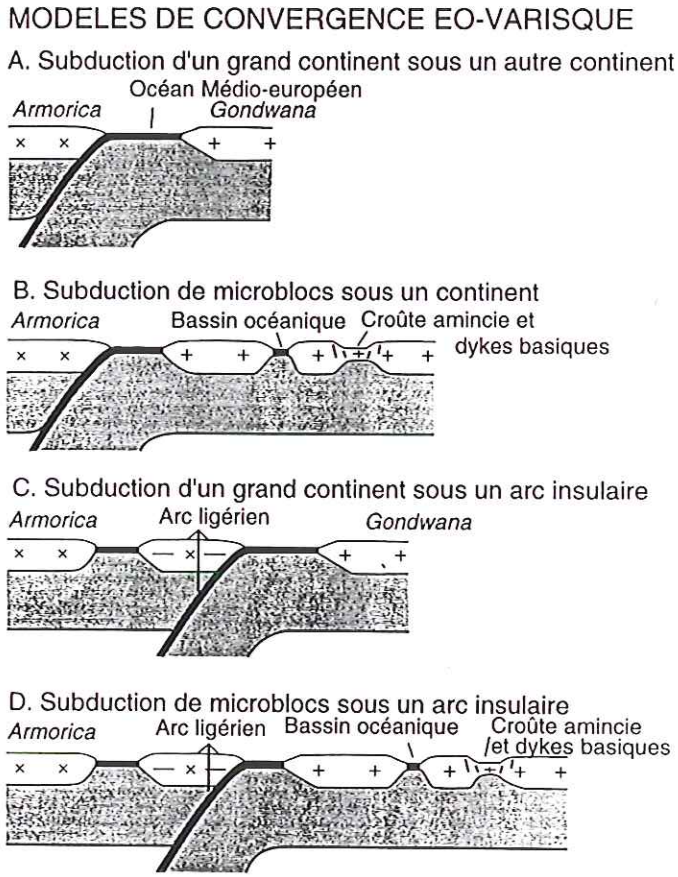


FIG. 3. – Modèles géodynamiques proposés pour rendre compte de la convergence éo-varisque (cf. discussion dans le texte).

FIG. 3. – *Geodynamic models proposed to account for the eo-Variscan convergence (cf. discussion in the text).*

Pour la plaque supérieure, un contexte géodynamique de type andin en bordure du continent armoricain (fig. 3A et B) n'est pas très compatible avec l'absence de magmatisme calco-alcalin silurien en Bretagne centrale. Un schéma de type Ouest pacifique comprenant une zone de subduction, un arc insulaire et un bassin d'arrière arc (fig. 3C et D); [Cogné, 1977] s'accorde mieux avec les connaissances disponibles sur le domaine ligérien. En effet, l'essentiel des radiolarites, phtanites, schistes, calcaires et volcanites, bien que dispersés en olistolithes dans le bassin de St-Georges-sur-Loire, sont datés entre l'Ordovicien et le Dévonien inférieur à moyen [Dubreuil, 1986]. La géochimie des volcanites basiques et intermédiaires d'âge silurien indique une tendance de tholéiite d'arc et d'andésite calco-alcaline [Carpenter *et al.*, 1982]. Les preuves de l'existence de l'arc insulaire ligérien restent encore indirectes car la faille de Nort sur Erdre a oblitéré les relations initiales entre cet arc, le bloc gondwanien et les roches issues de la suture océanique. D'après les données paléontologiques et sédimentologiques, les olistolithes du bassin de St-Georges-sur-Loire proviendraient d'un «domaine occlus» actuellement disparu, situé au nord du bassin d'Ancenis [Dubreuil, 1986] qui pourrait correspondre à l'arc insulaire ligérien. La subduction vers le nord d'une plaque océanique sous un arc insulaire situé sur la marge méridionale de l'Armorica est suivie par la subduction continentale de la marge nord-gondwanienne. La collision éo-varisque entre les blocs Armorica et Gondwana semble terminée au Dévonien inférieur à moyen. Notons que dans la nappe du mont Peyroux en Montagne Noire, les grès de base du Dévonien, discordants sur les turbidites ordoviciennes, contiennent des minéraux métamorphiques (micas, grenats) transportés du nord vers le sud et interprétés comme le produit du démantèlement vers la fin du Silurien de terrains post-ordoviciens [Quémart *et al.*, 1993]. Cette hypothèse implique que des roches métamorphiques siluriennes étaient déjà mises à l'affleurement dès la fin du Silurien ou au plus tard au début du Dévonien.

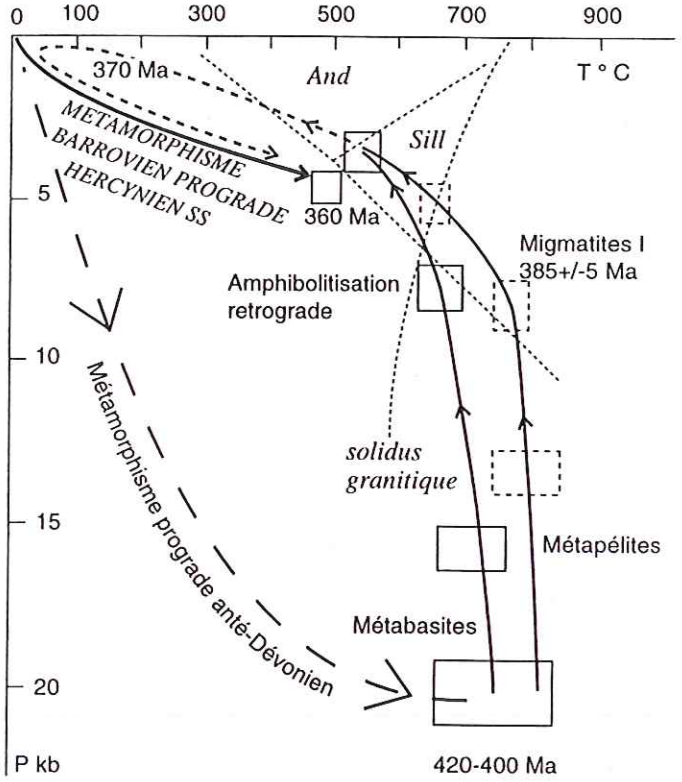


FIG. 4. – Trajets pression-température-temps des différents ensembles métamorphiques de la chaîne varisque. Les roches éo-varisques de haute pression métamorphisées vers 420-400 Ma, sont exhumées vers 370 Ma (Dévonien supérieur) avant d'être métamorphisées une seconde fois pendant la tectonique dévono-carbonifère ou hercynienne *s.s.* vers 360-350 Ma selon un gradient barrovien.

FIG. 4. – *Pressure-temperature-time paths of the different metamorphic units of the Variscan belt. The eo-Variscan high pressure rocks metamorphozed around 420-440 Ma, are exhumated near 370 Ma (late Devonian) and again metamorphosed during the Devonian-Carboniferous tectonics or Hercynian s.s., around 360-350 Ma, with a Barrovian gradient.*

L'EXHUMATION DES ROCHES DE HP ET LA MIGMATISATION PRÉCOCE

Les roches métamorphiques de haut grade anté-dévoniennes ont été soumises à une rétromorphose durant leur remontée dans la croûte. Dans le Limousin, l'évolution rétrograde des éclogites se caractérise par le développement d'une paragenèse anhydre à pyrope-diopside-oligoclase-amphibole magnésienne, antérieure à la déformation ductile régionale [Santallier, 1981]. D'une manière générale dans le Massif central, les éclogites subissent une décompression isotherme depuis des pressions et températures de 20 kb et 750 °C jusqu'à des conditions de 10-12 kb et 700-750 °C puis 5-6 kb et 600-700 °C [Santallier *et al.*, 1994] (fig. 4). Dans les métapélites, les minéraux rétromorphiques (sillimanite développée au dépend du disthène, rutile déstabilisé en ilménite, etc.), permettent de définir des conditions P/T de l'ordre de 7 ± 0,5 kb et 700 ± 50°C [Lardeaux *et al.*, 1989; Mercier *et al.*, 1992]. Au cours de la décompression et du fait de sa lithologie, la partie pélitique des complexes leptyno-amphiboliques connaît une anatexie plus développée que les métabasites réfractaires qui ne fondent que très partiellement en fonction de leur degré d'hydratation. Les migmatites à cordiérite-sillimanite-feldspath potassique très répandues dans la partie supérieure des complexes leptyno-amphiboliques résultent de cette première anatexie à survenir dans la chaîne varisque.

Les migmatites des monts du Lyonnais donnent des âges Rb/Sr de 384 ± 16 Ma [Duthou *et al.*, 1994]. Dans le Limousin, l'anatexie qui affecte les orthogneiss du Thaurion et de Meuzac est datée respectivement à 375 ± 6 Ma (Rb/Sr, RT) pour le premier site [Duthou, 1977] et à 383 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon) pour le second [Lafon, 1986]. Dans le plateau d'Aigurande, la migmatisation n'est pas directement datée, mais des hornblendes d'amphibolites du complexe leptyno-amphibolique donnent des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 381 ± 5 Ma et 389 ± 8 Ma [Boutin et Montigny, 1993]. Compte tenu de la proximité de ces amphibolites et des migmatites, l'âge obtenu, est très certainement proche de celui de l'anatexie. Des âges comparables de 385,5 ± 8,4 Ma et 379,4 ± 8,2 Ma sur amphibole et biotite et de 382,5 ± 7,6 Ma sur biotite ont été obtenus par la même méthode sur des amphibolites et orthogneiss du forage de Couy [Costa et Maluski, 1988].

Des âges dévonien moyen, autour de 380 Ma, se retrouvent aussi en Bretagne méridionale. L'anatexie y est datée à 376 ± 19 Ma [Rb/Sr, RT, Vidal, 1973] et 372 ± 24 Ma [U/Pb sur zircon, Peucat, 1983]. Dans les Vosges méridionales, la biotite d'un galet de gneiss remanié dans un conglomérat viséen de la série d'Oderen, donne un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 382 ± 20 Ma [Boutin *et al.*, 1995]. Seul l'âge Rb/Sr (RT) de 356 ± 8 Ma des migmatites d'Aubusson [Le Breton *et al.*, 1986] se distingue des autres données géochronologiques. En fait, cette valeur plus jeune pourrait correspondre à une réhomogénéisation isotopique due à la

mise en place du granite de Guéret, daté lui aussi à 356 Ma [Berthier *et al.*, 1979; Pin et Peucat, 1986].

L'anatexie dévonienne concerne les parties allochtones élevées de l'édifice structural (unité supérieure des gneiss et partie supérieure des complexes leptyno-amphiboliques). Cette migmatisation précoce est distincte de celle rencontrée dans des dômes granito-gneissiques du Velay et de la zone axiale de la Montagne Noire. Cette dernière anatexie, datée du Carbonifère moyen à supérieur est généralement associée à l'exhumation tardi-orogénique qui suit la tectonique médio-varisque d'âge dévonien terminal-carbonifère inférieur. En outre, on reconnaît les traces d'une anatexie dans l'unité inférieure des gneiss, (p. ex. cœur de l'antiforme de Tulle, unité inférieure des gneiss de l'Artense), dont l'âge reste encore inconnu.

Malgré des différences entre chaque région, la rétromorphose des roches de haute pression et la fusion partielle se produisent lors de leur exhumation dans des conditions de décompression quasi isotherme depuis des profondeurs d'environ 60 km (fig. 4). Les modélisations numériques montrent que la fusion partielle se développe en réponse à la relaxation thermique qui suit la subduction continentale avec un temps d'inertie d'environ 20 à 30 Ma, lorsque la croûte commence à être décomprimée [England et Thompson, 1986]. Les datations disponibles s'accordent avec cette interprétation. La convergence de toutes les données géochronologiques, quelle que soit la méthode utilisée, indique un gradient thermique élevé, supérieur à 50 °C/km [Costa, 1991] compatible avec une exhumation rapide. Les contraintes géochronologiques permettent de calculer un taux d'exhumation compris entre 3 et 4 mm/an. Une telle vitesse et l'absence de bassins dévoniens implique l'intervention de processus tectoniques accompagnant la rétromorphose et la fusion crustale des séries métamorphiques éo-varisques.

Du point de vue structural, la foliation migmatitique, souvent à faible pendage, porte des linéations minérales et d'allongement de direction NE-SW (N030E à N050E) marquées par les minéraux formés durant l'anatexie. Dans le nord du Massif central : plateau d'Aigurande, Sioule, Mts du Lyonnais, les critères de cisaillement indiquent un déplacement de la partie supérieure du NE vers le SW [Faure *et al.*, 1990]. La direction NE-SW est celle de l'allongement maximum contemporain de l'exhumation précoce. Ainsi, les roches de haute pression et haute température d'âge silurien terminal étaient déjà remontées dans la croûte moyenne, et même en partie portées à l'affleurement dès le Dévonien inférieur à moyen comme le suggèrent aussi les données stratigraphiques.

LE DÉVONIEN MOYEN À SUPÉRIEUR NON-MÉTAMORPHIQUE DE LA ZONE MOLDANUBIENNE

L'existence de roches sédimentaires d'âge « dévono-dinantien » dans le nord du Massif central est souvent invoquée pour argumenter l'existence d'une phase « acadienne » ou éo-varisque [p. ex. Ledru *et al.*, 1989]. Les formations « dévono-dinantiennes » sont lithologiquement et structuralement très variées [Leloix *et al.*, 1995]. Nous nous limiterons ici à l'examen des relations entre le substratum métamorphique et les roches dévoniennes non-métamorphiques (fig. 1).

a) Dans le Morvan, les roches frasniennes à faméniennes constituent la série de la Somme [Michel-Lévy, 1908; Delfour, 1989]. Des calcaires datés par conodontes de l'Emsien et du Givétien sont aussi connus en galets [Delfour et Gigot, 1985]. Mais la base de cette série et la nature de ses relations avec le substratum de la région d'Autun formé d'éclogites, de gneiss et d'anatexites [Godard, 1990] ne sont pas connues.

b) La même ambiguïté existe plus au NE, dans le Belfortais, où le substratum des volcanites et calcaires du Dévonien moyen qui apparaissent au cœur d'un anticlinal est inconnu [Théobald et Thiébaut, 1961].

c) Dans le Sud Limousin, un calcaire daté par conodontes du Dévonien inférieur affleure près de Génis [Guillot, 1981; Camuzard, comm. pers.]. Il s'agit d'un bloc isolé, juxtaposé aux « roches vertes de Génis », et interprété ici comme un olistolithe.

d) En Vendée, la série sédimentaire du Givétien de la Villedé-d'Ardin est limitée par des failles tardives [Bouton, 1990]. Là aussi, la présence d'olistolithes doit être envisagée.

e) Dans la partie méridionale du Massif armoricain, les pointements siluriens et dévoniens du bassin d'Ancenis sont des olistolithes déjà structurés avant d'être remaniés dans une matrice gréso-pélitique à faciès « culm » d'âge « dinantien » [Dubreuil, 1986].

En conclusion, les conditions d'affleurement ne permettent pas de démontrer clairement que les séries d'âge dévonien supérieur reposent en discordance stratigraphique sur des séries métamorphiques antérieures. Cependant l'absence, ou le faible degré, de déformation des roches fossilifères dévoniennes suggère qu'elles ont connu un déplacement nul ou très limité. L'âge stratigraphique frasnien (375-365 Ma) des calcaires de Diou et Gilly-sur-Loire dans le Morvan, est très proche de l'âge radiométrique (390-380 Ma) de l'épisode anatectique. Ceci indique une exhumation de l'ordre de 1 mm/an des zones métamorphiques du nord du Massif central. Cette conclusion est très probablement valide aussi pour le sud du Massif armoricain et les Vosges centrales. La mise à l'affleurement précoce va conditionner la suite de l'évolution géodynamique de la chaîne varisque.

LE PROBLÈME DES « DIORITES »

Des roches plutoniques basiques (tonalites, diorites, gabbros) réparties en une vingtaine de massifs de taille kilométrique dans tout le Limousin, ont été regroupées sous le nom de « ligne tonalitique du Limousin » [Didier et Lameyre, 1971; Peiffer, 1985]. Les massifs basiques du domaine de Boussac sur le plateau d'Aigurande, ainsi que ceux de Tallud, Soutiers et Montcoutant dans le Bocage vendéen appartiennent au même ensemble (fig. 1). A l'exception des plus gros massifs, les structures magmatiques préservées sont rares car tous les massifs dioritiques sont déformés ductilement dans les conditions du faciès schiste vert. Les foliations et linéations des roches basiques, bien marquées en bordure des massifs, s'accordent avec celles de leur encaissant gneissique formées au cours de la tectonique tournaisienne. L'essentiel de la déformation de ces massifs est acquise à l'état post-solidus, après leur mise en place. Ces diorites sont déformées une seconde fois avec leur encaissant métamorphique par les plis droits post-foliaux comme l'antiforme de Tulle qui replisse les corps de Ste-Féréole-Tulle. En accord avec Peiffer [1986], il est donc raisonnable de penser que les diorites du Limousin sont des plutons déracinés et structurés pendant la tectonique tournaisienne contemporaine du métamorphisme barrowien. Cette interprétation est confirmée par la gravimétrie, en effet, malgré le fort contraste de densité entre les diorites et les gneiss, il n'existe aucune anomalie suggérant la présence d'une racine. Par conséquent, le concept de « ligne tonalitique » ne peut pas être utilisé pour caractériser un

contexte géodynamique « *in situ* » puisque la géométrie actuelle ne correspond plus au dispositif initial syn-magmatique. Les cas des massifs du Plateau d'Aigurande et de Vendée restent à étudier, mais l'analyse est compliquée par le jeu ductile, d'âge carbonifère moyen, des décrochements de la Marche et de Vendée. Les données radiométriques présentent une grande dispersion. Les âges K-Ar sur biotite et amphibole à 325 Ma [Cantagrel, 1973] traduisent l'effet thermique du plutonisme namuro-westphalien. Les âges U-Pb sur zircon et sphène compris entre 350 Ma et 360 Ma, souvent considérés comme ceux du magmatisme [Bernard-Griffith *et al.*, 1985 ; Shaw *et al.*, 1993] correspondraient plutôt aux événements tectono-métamorphiques dévono-carbonifères de la chaîne varisque. Les âges U-Pb sur zircon les plus anciens des diorites du Limousin autour de 370-380 Ma [Bernard-Griffith *et al.*, 1985] sont voisins de l'âge U-Pb sur zircon de 373 $^{+6}/_{-11}$ Ma du massif de Tallud [Cuney *et al.*, 1993]. Ainsi le magmatisme dioritique se produirait vraisemblablement au cours du Dévonien moyen ou supérieur.

Les diorites ne sont pas totalement absentes à l'est du Sillon houiller. Dans le Rouergue, un métagabbro exempt du métamorphisme de haute pression qui traverse le complexe leptyno-amphibolique éo-varisque du Lévezou est daté à 367 ± 10 Ma [U/Pb sur zircon, Pin et Piboule, 1988]. Dans les Vosges du Sud, le cas des diorites de la bordure nord du massif des Ballons reste incertain puisque l'âge U-Pb sur zircon de 342 ± 1 Ma [Schaltegger *et al.*, 1996] s'oppose à l'âge ($^{39}Ar/^{40}Ar$) sur hornblende de 366 ± 11 Ma [Boutin *et al.*, 1995]. Du fait de leur pétrologie et de leur signature géochimique calco-alcaline, les diorites sont considérées comme les témoins d'une zone de subduction à pendage NE en bordure d'une marge active [Autran et Cogné, 1980 ; Bernard-Griffith *et al.*, 1985 ; Peiffer, 1986 ; Shaw *et al.*, 1993]. Une autre interprétation géodynamique de ces diorites sera discutée à la lumière du point suivant.

L'ARC MAGMATIQUE DÉVONIEN MÉDIO-VARISQUE

La plupart des modèles géodynamiques admettent que la structure de la branche nord de la chaîne varisque résulte de la fermeture d'un océan « rhéique » séparant, au nord, le continent nord européen, comprenant l'Europe du Nord, les îles britanniques, l'Ardenne et le Massif schisteux rhénan et au sud, des ensembles à substratum cadomien : Armorique centrale et septentrionale, Bohème centrale et probablement une grande partie du socle du bassin parisien [p. ex. Matte, 1986 ; Franke, 1989 ; Pin, 1990 ; Paris et Robardet, 1990] (fig. 2). Ces ensembles étaient déjà ressoudés à la marge nord-gondwanienne à l'issue de la tectonique éo-varisque. Ce schéma, encore discuté pour les périodes pré-siluriennes, est acceptable pour le Dévonien. La ressemblance des faunes benthiques givétiennes (vers 380-375 Ma) entre les marges sud baltique et nord gondwanienne montre qu'à cette époque, l'océan rhéique avait une taille réduite car il était déjà en train de se fermer. Le massif ophiolitique du Lizard, en Cornouaille anglaise, et les séries métamorphiques de la « zone phylliteuse » du domaine saxo-thuringien en Allemagne jalonnent la suture rhéique décalée par la faille de Bray (fig. 2). L'âge du magmatisme basique du massif du Lizard reste mal défini, une isochrone Sm/Nd sur minéraux d'un gabbro indique un âge Dévonien moyen à supérieur de 375 ± 34 Ma [Davies, 1984]. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 360 ± 4 Ma des hornblendes métamorphiques de la semelle amphibolitique associée à l'obduction ophiolitique et la stratigraphie du flysch de Gramscatho situent les déformations au Dévonien supérieur. Ainsi, compte tenu de la vergence septentrionale des nappes du Devon et de Cornouailles, la fermeture de l'océan rhéique doit donc être précédée d'un épisode de subduction à pendage sud sous la marge active nord-gondwanienne. Nous montrons ci-dessous que des témoins de cette activité se retrouvent en France dans le nord de la chaîne hercynienne.

Les études pétrologiques et géochimiques des séries magmatiques, attribuées au Dévonien-Tournaisien, dans les Vosges du nord : ensembles volcano-sédimentaires de la Bruche, du Rabodeau et de la bande médiane du massif du Champ du Feu [Fluck *et al.*, 1987], permettent de caractériser un magmatisme tholéiitique et calco-alcalin [Bébien et Gagny, 1981 ; Ikene *et al.*, 1991 ; Rizki *et al.*, 1992]. Les diorites anté-viséennes du Hohwald peuvent aussi faire partie du même ensemble. Enfin, Les manifestations d'un volcanisme calco-alcalin d'âge dévonien supérieur sont également bien connues dans la série de la Somme du Morvan [Michel-Lévy, 1908 ; Pin *et al.*, 1982 ; Delfour, 1989]. En outre, bien qu'actuellement déplacées de leur site de cristallisation, nous suggérons que les « diorites » dont l'âge et la signature calco-alcaline s'accordent avec celle des volcanites du Famènien du Morvan soient considérées comme des parties plus profondes, mais déracinées, de cet arc magmatique. Si l'origine de ces séries calco-alcalines dans une zone de subduction semble bien étayée, le pendage nord du plan de Benioff souvent proposé [p. ex. Bébien et Gagny, 1981 ; Floyd, 1982] s'accorde mal avec l'évolution géodynamique d'ensemble à l'échelle de la chaîne hercynienne et la subduction rhéique.

LA DISTENSION INTRA ET ARRIÈRE-ARC

En Bretagne centrale et septentrionale, l'existence d'un régime distensif dès le Dévonien inférieur au Lochkovien-Emsien [Morzadec *et al.*, 1988 ; Rolet *et al.*, 1986] est suggérée par la sédimentation volcano-détritique, localement chaotique, des bordures du bassin de Châteaulin [Rolet et Thonon, 1979 ; Le Gall *et al.*, 1992]. Le magmatisme basique : basaltes en coussins, dolérites et gabbros, de la région de Bolazec est caractérisé par une signature tholéiitique et alcaline intraplaque [Cabanis *et al.*, 1982]. La mise en place des métadolérites antérieures aux sédiments datés paléontologiquement du Tournaisien inférieur du bassin de Morlaix [Coquel et Deunff, 1977] et du massif de gabbro de St-Jean-du-Doigt, daté vers 350 Ma [U/Pb sur zircon, Chantraine *et al.*, 1986] relèvent aussi de cet épisode de rifting. Localement, la distension s'accompagne d'hydrothermalisme et de formation d'amas sulfurés [Aye, 1982]. Cette phase de distension crustale, datée du Dévonien moyen, est aussi reconnue dans toute la zone saxothuringienne [p. ex. Sawkins et Burke, 1980 ; Behr *et al.*, 1984 ; Franke, 1989]. Elle correspond à un phénomène général à l'échelle de la chaîne varisque.

Dans le domaine moldanubien, les déformations carbonifères ont largement oblitéré les structures dues à la distension dévonienne. Cependant, il est encore possible de retrouver des traces sédimentologiques et pétro-géochimiques de cet événement. Dans le Massif central, les preuves les plus claires de rifting se rencontrent en Brévenne-Mts de Tarare-Beaujolais où les roches basiques volcaniques et plutoniques et quelques roches ultra-basiques sont identifiées comme des ophiolites formées dans un bassin océanique de taille limitée [Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Ohnenstetter et Sider, 1988]. La coexistence de sédiments siliceux (radiolarites, shales), volcano-détritiques et d'olistolithes de serpentinites et de métabasites montre que le bassin avait, au moins localement, atteint un stade quasi-océanique. La datation U/Pb sur zircon de kératophyres postérieurs au magmatisme basique, à 365 ± 10 Ma [C. Guerrot

travaux en cours], indique que le rifting a pu débuter dès le Dévonien moyen. On connaît aussi dans le Massif central plusieurs ensembles de roches basiques et ultrabasiques qui n'ont pas subi le métamorphisme éclogitique éovarisque typique des complexes leptyno-amphiboliques. Dans le Limousin, les métadolérites de Pompadour sont transformées en amphibolites banales et ne présentent aucune relique du métamorphisme de HP [Santallier, 1981]. Pourtant ces roches contiennent des brèches à éléments d'éclogites rétromorphosées à des degrés divers. Cette observation démontre que les éclogites ont d'abord subi une rétromorphose lors de leur exhumation, puis elles ont été de nouveau métamorphisées dans le faciès amphibolite prograde avec les dolérites et les diorites lors de la tectonique tournaisienne (fig. 4). Dans la même région, le champ filonien doléritique qui traverse les grès de Thiviers, bien que non daté, pourrait aussi correspondre à cet épisode. Enfin, les « roches vertes » de Génis, composées de gabbros, diabases, basaltes en coussin et sédiments volcano-clastiques sont associées à des radiolarites et des pélites rouges d'affinité océanique, d'âge inconnu. Cependant, la présence d'un bloc décamétrique de calcaire du Dévonien inférieur (cf. supra) et l'absence de métamorphisme de HP dans les « roches vertes » de Génis suggère également un âge dévonien pour ce magmatisme. L'ensemble des roches vertes a été interprété comme une nappe ophiolitique [Guillot, 1981 ; Floc'h, 1983 ; Girardeau *et al.*, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989], mais aucune discontinuité tectonique ou métamorphique avec l'unité sous-jacente de Thiviers n'a pu être mise en évidence. Compte tenu de la faible extension cartographique de chaque lithologie et de l'absence de logique dans leur succession, une autre interprétation serait de considérer que toutes les « roches vertes » de Génis sont resédimentées chaotiquement dans un olistostrome dont l'âge de la matrice pourrait être Tournaisien comme à Brétignolles en Vendée [Colchen et Poncet, 1989].

Dans les Vosges méridionales, les gabbros et les harzburgites serpentinisées qui constituent pro-parte la « ligne des klippes » ont échappé au métamorphisme de haut grade d'âge silurien supérieur décrit plus au nord [Fluck *et al.*, 1987]. En outre, l'association des roches basiques et ultrabasiques avec des sédiments siliceux datés du Faménien indique que ces roches sont issues d'un domaine océanique individualisé après l'événement tectono-métamorphique éovarisque, puis ultérieurement tectonisé entre la fin du Dévonien et le Viséen [Schneider *et al.*, 1990].

Dans le Bocage vendéen, le cœur du synclinal de Chantonnay est occupé par les basaltes de la Meilleraie qui se sont mis en place à la limite Dévonien moyen-supérieur puisqu'ils surmontent normalement des sédiments détritiques datés de l'Eifélien-Givétien [Wyns *et al.*, 1989]. Ils présentent à la fois des caractères géochimiques de tholéiites d'arc, liées à une distension océanique et de séries d'arc évoluées [Thiéblemont et Cabanis, 1986]. L'association de ces deux séries magmatiques suggère un contexte géodynamique de type arrière-arc.

Le magmatisme tholéiitique contemporain de la subduction rhéique est interprété comme la marque d'une distension. La coexistence temporelle des deux types de magmatisme : calco-alcalin de subduction et tholéiitique de distension dans la plaque supérieure conduit à envisager au Dévonien moyen et supérieur un contexte géodynamique de marge active pour l'ensemble Massif armoricain-nord du Massif central-Vosges. Ce dispositif correspond à la subduction vers le sud de la lithosphère de l'océan rhéique sous la marge nord-gondwanienne. Il s'agit d'une marge distensive dans laquelle se développent des bassins marginaux à croûte continentale amincie et localement océanique. Le rift de la Brévenne, la ligne des klippes et le domaine de Bolazec s'intègrent bien dans ce schéma général (fig. 5, 6). L'anomalie magnétique du bassin de Paris qui correspond à des roches basiques est interprétée ici comme une paléofaille transformante déformant des ophiolites rhéiques.

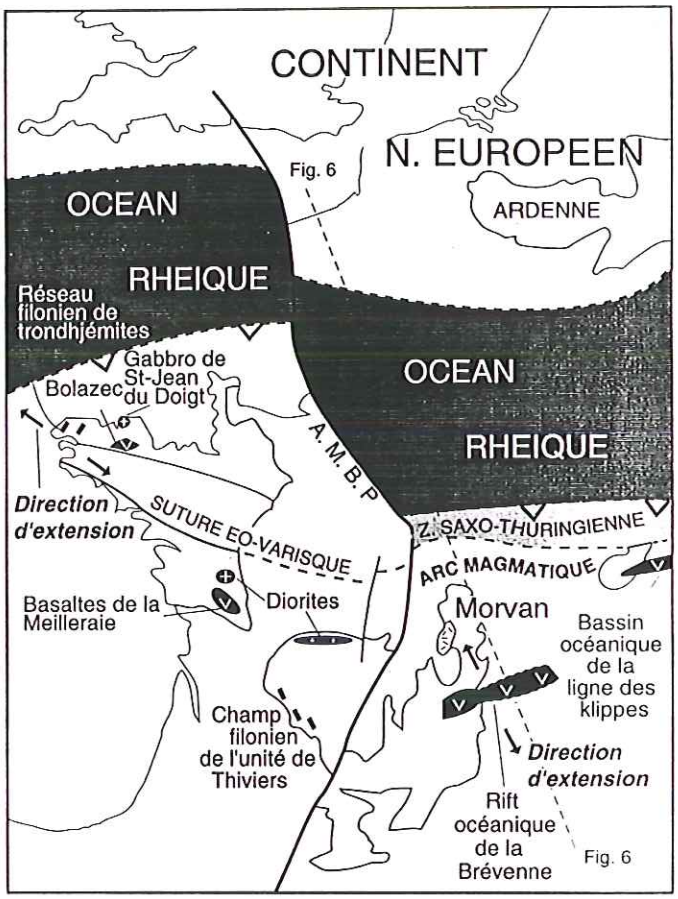


FIG. 5. – Carte palinspastique de l'Europe moyenne occidentale au Dévonien moyen et supérieur. L'Anomalie magnétique du bassin de Paris est choisie comme une limite transformante de l'océan rhéique. Les diorites du Limousin, allochtones, n'ont pas été figurées.

FIG. 5. – *Palinspastic map of Mid Europa in Middle and late Devonian. The magnetic anomaly of Paris Basin (A M B P) is taken as a transform boundary of the Rheic ocean. The rootless Limousin diorites are not drawn.*

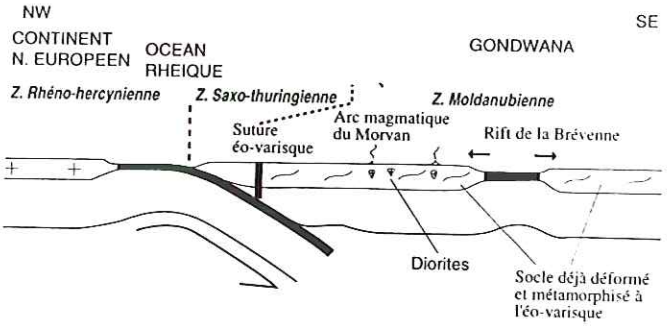


FIG. 6. – Coupe à l'échelle lithosphérique du contexte géodynamique d'arc magmatique et de bassin intra- et arrière-arc au Dévonien moyen-supérieur. Ce dispositif est installé sur un socle préalablement déformé et métamorphisé au Silurien supérieur (éo-varisque).

FIG. 6. – *Lithosphere-scale cross-section of the middle-late Devonian geodynamic setting of magmatic arc and intra-back arc basins. This pattern overprints an already deformed and metamorphosed basement in late Silurian time (eo-Variscan).*

Le réseau filonien N-S à NE-SW d'intrusions sodiques (trondhjémites, albitites) d'âge dévonien à dinantien du NW de la Bretagne, qui résultent aussi de cette distension, permet de déduire, au moins localement, une direction d'ouverture NW-SE à E-W [Chauris, 1992] qui est compatible avec les structures de la Brévenne [Leloix *et al.*, 1995]. Le champ filonien doléritique de l'unité de Thiviers suggérerait une ouverture NE-SW. Cependant cette direction doit être utilisée avec précaution car l'orientation initiale des filons a été modifiée par la tectonique décrochante carbonifère [Roig *et al.*, 1996].

CONCLUSION

Les données pétrologiques, stratigraphiques et radiométriques présentées ici pour le nord du Massif central, le sud du Massif armoricain et les Vosges montrent que cette partie de la chaîne, structurée pendant l'épisode éovarisque d'âge silurien terminal-dévonien inférieur, était déjà exhumée dès le Dévonien moyen. Par ailleurs, de nombreux faits militent en faveur de l'existence d'un arc magmatique dont la partie supérieure, volcanique et sédimentaire, est bien conservée dans le NE du Massif central et les Vosges. La partie profonde plutonique de l'arc correspond aux «diorites» du Limousin mais pour l'essentiel ces massifs ne se rencontrent plus dans leur site de mise en place car ils ont été transportés avec les nappes lors de la tectonique hercynienne au Dévonien supérieur-Tournaisien. Cet arc magmatique est le siège d'une tectonique distensive reconnue en divers points. Les relations géodynamiques entre distension dévonienne et exhumation des roches métamorphiques de haut grade restent encore à préciser. Ainsi, le rifting peut être considéré comme un stade évolué de l'exhumation, localement responsable d'un amincissement crustal complet allant jusqu'à la création d'une croûte océanique. Inversement, les deux phénomènes peuvent être complètement indépendants, la distension dévonienne apparaît comme un processus intra- ou arrière-arc purement lié à la subduction rhéique. Récemment, la tectonique extensive liée à l'exhumation des zones métamorphiques des orogènes a été considérée comme un effet isostatique en contexte de compression [Chemenda *et al.*, 1995]. Dans l'état actuel des connaissances, il n'existe aucune donnée en faveur de ce modèle pour la chaîne éo-varisque puisque dans le sud du Massif central, aucune tectonique compressive contemporaine de l'exhumation du domaine septentrional n'est reconnue. Au contraire, les déformations synmétamorphes dévono-carbonifères se manifestent 20 à 25 Ma après la mise à l'affleurement des migmatites éo-varisques.

La mise en évidence d'une marge active et d'un domaine intra- et arrière-arc en distension introduit une solution de continuité entre la subduction continentale éo-varisque du Silurien supérieur et la collision responsable de la tectonique de nappes du Carbonifère inférieur. La signification géodynamique de la période médio-varisque qui se révèle très hétérogène doit être reconsidérée. Elle correspond successivement à l'exhumation des roches de haute pression, à des phénomènes de distension intra et arrière-arc au Dévonien moyen et supérieur et enfin à la compression hercynienne proprement dite au Dévonien terminal-Carbonifère. La chaîne varisque résulte donc de deux cycles orogéniques. Quelle que soit l'origine de la distension dévonienne, la fermeture complète de l'océan rhéique apparaît très liée aux structures hercyniennes *s.s.* de la zone moldanubienne. L'analyse détaillée des phases compressives sort du cadre de cet article, mais il est clair que c'est seulement après avoir déchiffré les effets de la compression hercynienne que les caractéristiques de la distension (directions, intensité, etc.) pourront être quantifiées.

Remerciements. – Ce travail a bénéficié de fructueuses discussions avec A. Autran, J.P. Burg, O. Monod et A. Prost.

Références

AUTRAN A. & COGNÉ J. (1980). – La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In :* Géologie de l'Europe. 26° C.G.I. Paris. – *Mém. BRGM*, **108**, Orléans, 90-111.

AYE F. (1982). – Contrôles géologiques des gîtes stratiformes de Pb,Zn,Cu, Ag de la bordure du bassin de Châteaulin. – *Mém. BRGM*, **120**, Orléans, 263 p.

BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOUJOU J.C. & WYNS R. (1994). – Eo-Hercynian events in the Armorican massif. *In :* J.D. KEPPIE, Ed., Pre-Mesozoic geology in France and related areas. – Springer-Verlag, Berlin, 183-194.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. & RIBEIRO A. (1980). – La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *In :* Géologie de l'Europe. 26e C.G.I. Paris. – *Mém. BRGM*, **108**, Orléans, 233-246.

BÉBIEN J. & GAGNY C. (1981). – Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. – *Mém. BRGM*, **107**, 100-135.

BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. (1984). – The Variscan Belt in Central Europe : Main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, **109**, 15-40.

BERNARD-GRIFFITH J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. & PIBOULE M. (1985). – The tonalite belt of Limousin (French Massif central) : U-Pb zircon ages and geotectonic implications. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **I**, 523-529.

BERTHIER F., DUTHOU J.L. & ROQUES M. (1979). – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. – *Bull. BRGM*, **I**, 31-42.

BOUTIN R. & MONTIGNY R. (1993). – Datation $^{39}Ar/^{40}Ar$ des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2, **316**, 1391-1398.

BOUTIN R., MONTIGNY R. & THUIZAT R. (1995). – Chronologie K-Ar et $^{39}Ar/^{40}Ar$ du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques avoisinants. – *Géol. France*, **1**, 3-25.

BOUTON P. (1990). – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne partie orientale du synclinorium de Chantonnay, Massif Armoricain. – Thèse Univ. Poitiers, 378 p.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. & TREUIL M. (1982). – Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. – *Bull. BRGM*, **2**, 47-61.

CANTAGREL J.M. (1973). – Signification des ages à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif central français et à l'Aleskod, Sahara algérien. – *Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont*, **50**, 324 p.

CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. & PIVETTE B. (1982). – Geochemical and geochronological characteristics of Paleozoic volcanism in the St-Georges-sur-Loire synclinorium (S. Armorican massif). Evidence for pre-Hercynian tectonic evolution. – *Bull. BRGM*, **2**, 63-79.

CAVET P., GRUET M. & PILLET J. (1966). – Sur la présence de Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon dans le NE du Bocage vendéen (Massif armoricain). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **263**, D, 373-275.

CHANTRAINE J., CHAURIS L., CABANIS B., CHAURIS M.M., LARSONNEUR C., HERROUIN Y., RABU D., LULZAC Y. & BOS P. (1986). – Notice explicative de la feuille de Plestin-les-Grèves, Carte géologique de la France au 1/50 000, 84 p. – BRGM, Orléans, France.

CHAURIS L. (1992). – Intrusions sodiques à affinité trondhjémitiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne (France). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **315**, II, 705-710.

CHEMENDA A., MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & BOKUN A. (1995). – A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting : results from physical modelling. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **132**, 225-232.

COCKS L.R.M. & FORTEY R.A. (1982). – Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. – *J. Geol. Soc. London*, **139**, 465-478.

COGNÉ J. (1977). – La chaîne hercynienne ouest européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. – Coll. Int. CNRS, 268, *Ecologie et géologie de l'Himalaya*, Rennes, 111-1229.

COLCHEN M. & PONCET D. (1989). – Présence dans la série de Brétignolle-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolithes d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris **309**, II, 1503-1507.

COQUEL R. & DEUNFF J. (1977). – Sur la découverte de spores du passage Dévonien-Carbonifère (Strunien), dans le complexe schisteux de la brèche du Dourduff (région de Morlaix, Finistère) et sa signification. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris **285**, D, 15-18.

COSTA S. (1991). – East-west diachronism of the collisional stage in the French Massif Central : implications for the European Variscan Orogen. – *Geodin. Acta*, **5**, 51-68.

COSTA S. & MALUSKI H. (1988). – Datations par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme GPF. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, II, 351-356.

CUNEY M., STUSSI J.M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M. & VERVIALLE J.P. (1993). – Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Montcoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « ligne tonalitique limousine » en Vendée. – *C.R. Acad. Sci.* Paris, **316**, II, 1383-1390.

DAVIES G.G. (1984). – Isotopic evolution of the Lizard complex. – *J. Geol. Soc. London*, **141**, 3-14.

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). – *Géol. France*, **8**, 49-77.

DELFOUR J. & GIGOT C. (1985). – Données stratigraphiques apportées par l'étude de conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). – *Géol. France*, **4**, 331-340.

DIAS R. & RIBEIRO A. (1995). – The Ibero-Armorican Arc : a collision effect against an irregular continent ? – *Tectonophysics*, **246**, 113-128.

DIDIER J. & LAMEYRE J. (1971). – Les roches granitiques du Massif central. *In :* Symposium J. Jung : *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*. – Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 17-32.

DUBREUIL M. (1986). – Evolution géodynamique du Paleozoïque ligérien (Massif Armoricain). – Thèse Univ. Nantes, 258 p.

DUTHOU J.L. (1977). – Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le nord Limousin. – *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **63**, 294 p.

DUTHOU J.L., CHENEVOY M. & GAY M. (1994). – Age Rb/Sr Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, II, 791-796.

EISBACHER G.H., LUSCHEN E. & WICKERT F. (1989). – Crustal scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. – *Tectonics*, **8**, 1-21.

ENGLAND & THOMPSON (1986). – Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental zones. *In :* M.P. COWARD & A.C. REES, Eds., Collision tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, **19**, 83-94.

FAURE M., PROST A.E. & LASNE E. (1990). – Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **VI**, 189-197.

FAURE M. (1995). – Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. – *Tectonics*, **14**, 132-153.

FLOC'H J.P. (1983). – La série métamorphique du Limousin central. – Thèse d'Etat, Univ. Limoges, 445 p.

FLOYD P.A. (1982). – Chemical variations in Hercynian basalts relative to plate tectonics. – *J. Geol. Soc.*, London, **139**, 505-520.

FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUÉ A., SCHNEIDER J.L. & WHITECHURCH H. (1987). – Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. – *Doc. BRGM*, **146**, 97 p.

FRANKE W. (1989). – Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions. – *Tectonophysics*, **169**, 221-228.

GEBAUER D., BERNARD-GRIFFTH J. & GRÜNENFELDER M. (1981). – U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 292-300.

GIRARDEAU J., DUBUISSON G. & MERCIER J.C. (1986). – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 849-860.

GODARD G. (1990). – Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolite à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, 2, 227-232.

GUILLOT P.L. (1981). – La série métamorphique du Bas-Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du bassin aquitain. – Thèse d'Etat, Univ. d'Orléans, 391 p.

IKENE M., RASAMIMANANA G., BAROZ F. & BÉBIEN J. (1991). – Magmatismes tholéiitiques et calco-alcalins d'âge dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales). – *Géol. France*, **1**, 3-16.

JUNG J. (1954). – Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif central français. – *Annales Hébert et Haug*, Faculté des Sciences, **235**, 62 p.

KALT A., HANEL M., SCHLEICHER H. & KRAMM U. (1994). – Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F. R.G.). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 287-302.

LAFON J.M. (1986). – Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français. Le Rouergue oriental et le Limousin central. – Thèse Univ. Montpellier, 152 p.

LARDEAUX J.M., REYNARD B. & DUFOUR E. (1989). – Granulites à kornerupine et décompression post-orogénique des monts du Lyonnais (M.C.F.). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, II, 1443-1449.

LASNIER B., LEYRELOUP A. & MARCHAND J. (1973). – Découverte d'un granite charnockitique au sein de gneiss œillés. Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **41**, 131-144.

LATOUCHE L., FABRIÈS J. & GUIRAUD M. (1992). – Retrograde evolution in the Central Vosges mountains (NE France) : implications for metamorphic history of high grade rock during the Variscan orogeny. – *Tectonophysics*, **205**, 387-407.

LE BRETON N., DUTHOU J.L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G. & TREUIL M. (1986). – Les diatextites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 1557-1562.

LE GALL B., LOBOZIAK S. & LE HÉRISSÉ A. (1992). – Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 13-26.

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 passées les nappes dans le Massif central français ? – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), V, 605-618.

LELOIX C., FAURE M. & FEYBESSE J.L. (1995). – Early Carboniferous tangential tectonics in the Brévenne and Violay mafic volcanic-sedimentary units (NE French Massif central). – *E.U.G. 8*, Strasbourg, 7, p. 273.

MATTAUER M. (1975). – Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 1144-154.

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. Fr.*, (8), **II**, 9-24.

MERCIER L., JOHAN V., LARDEAUX J.M. & LEDRU P. (1992). – Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artense (Massif central français) : nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. – *Bull. Soc. géol. Fr.* **163**, 293-308.

MICHEL-LÉVY A. (1908). – Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. – *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* **120**, XVII, 297.

MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., RACHEBŒUF P. & WEYANT M. (1988). – Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican massif (Western France). *In :* N.J. MCMILLAN, A.F. EMBRY & D.J. GLASS Eds., Devonian of the world. – *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **14**, 401-420.

OHNENSTETTER M. & SIDER H. (1988). – Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin ensialique du Beaujolais au Dévonien. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **IV**, 499-510.

PAQUETTE J.L., MONCHOUX P. & COUTURIER M. (1995). – Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European variscan belt : Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. – *Geochim. Cosmochin. Acta*, **59**, 1611-1622.

PAQUETTE J.L. (1987). – Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. – *Mém. CAESS*, Rennes, **14**, 189 pp.

PARIS F. & ROBARDET M. (1990). – Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan regions. – *Tectonophysics*, **177**, 193-213.

PEIFFER M.T. (1985). – Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les « diorites quartziques » qui la composent. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, II, 345-348.

PEIFFER M.T. (1986). – La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du massif Central français. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 305-310.

PEUCAT J.J. (1983). – Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en grande Kabylie. – *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, **28**, 158 p.

PIN C. (1990). – Variscan oceans : ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. – *Tectonophysics*, **177**, 215-227.

PIN C. & PEUCAT J.J. (1986). – Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), **II**, 461-469.

PIN C. & PIBOULE M. (1988). – Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), **IV**, 261-265.

PIN C. & VIELZEUF D. (1988). – Les granulites de haute pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implication sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), **IV**, 13-20.

QUÉMART P., DABARD M.P., CHAUVEL J.J. & FEIST R. (1993). – La transgression éo-dévonienne sur le Paléozoïque ancien dans la nappe du Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault) : signature pétrographique et implications géodynamiques. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **317**, II, 655-661.

RIZKI A., DESCHAMPS M., BAROZ F. & BÉBIEN J. (1992). – Le volcanisme de la bande médiane du Champ du Feu et sa signification dans le magmatisme dévono-dinantien des Vosges septentrionales. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **315**, II, 995-1001.

ROIG J.Y., FAURE M. & LEDRU J. (1996). – Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. – *Geol. Rundsch.*, **85**, 138-153.

ROLET J. & THONON P. (1979). – Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge Dévonien inférieur à moyen, Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin (feuille Huelgoat 1/50000e, Finistère). Implications paléo-géographiques et tectoniques. – *Bull. BRGM*, **I**, 303-315.

ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P. & GRAVELLE M. (1986). – L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 43-54.

ROQUES M. (1971). – Structure géologique du Massif central. *In :* Symposium J. Jung : *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*. – Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 17-32.

SANTALLIER D. (1981). – Les roches basiques de la série métamorphique du Bas-Limousin (massif Central, France). – Thèse d'Etat, Orléans, 340 p.

SANTALLIER D., LARDEAUX J.M., MARCHAND J. & MARIGNAC C. (1994). – Metamorphism. *In :* J.D. KEPPIE Ed., Pre-Mesozoic geology in France and related areas. – Springer-Verlag, 324-3340.

SAWKINS F.J. & BURKE K.C. (1980). – Extensional tectonics and mid-Paleozoic massive sulfide occurrences in Europe. – *Geol. Rundsch.*, **69**, 349-360.

SCHALTEGGER U., SCHNEIDER J.L., MAURIN J.C. & CORFU F. (1996). – Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (Central Variscan Belt). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**, 403-419.

SCHNEIDER J.L., HASSENFORDER B. & PAICHELER J.C. (1990). – Une ou plusieurs « lignes des klippes » dans les Vosges du Sud (France) ? Nouvelles données sur la nature des « klippes » et leur signification dans la dynamique varisque. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, 2, 1221-1226.

SHAW A., DOWNES H. & THIRLWALL M.F. (1993). – The quartz-diorites of Limousin : elemental and isotopic evidence for Devono-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French massif Central. – *Chem. Geol.*, **107**, 1-18.

SIDER H., LEISTEL J.M. & GAGNY C. (1986). – Réflexions sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le NE du Massif central français. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 637-644.

SIDER H. & OHNENSTETTER M. (1986). – Field and petrological evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif central, France. – *Geol. Rundsch.*, **75**, 421-443.

THÉOBALD N. & THIÉBAUT J. (1961). – Les ryolithes permiennes du massif de Chagey (H.S.). – *Ann. Sci. Univ. Besançon*, **15**, 13-23.

THIÉBLEMONT D. & CABANIS J. (1986). – Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type « MORB » dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 1221-1226.

VAN DER VOO R. (1983). – Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent. – *Tectonophysics*, **91**, 271-283.

VIDAL P. (1973). – Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif armoricain. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIV**, 239-245.

WYNS R., LARDEUX H. & WEYANT M. (1989). – Présence de Dévonien dans la groupe de Réaumur, (synclinal de Chantonnay, Vendée) ; conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, II, 855-860.

ZIEGLER P.A. (1986). – Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 303-328.

B.3. La tectonique Hercynienne s.s.

Nous avons mis en évidence, dans le nord-est du Massif Central l'existence d'une tectonique tangentielle à vergence NW, fini-dévonienne à tournaisienne. Nous attribuons cette phase tangentielle à un épisode tectonique, dit hercynien au sens strict, intervenant après la phase de distension hercynienne (Fig. IV.4.d). Cet épisode se traduit, dans le nord-est du Massif Central, par une linéation d'étirement orientée NW-SE à N-S. Dans le reste du Massif Central, des linéations de même direction sont fréquemment observées. C'est le cas dans le Haut-Allier, le Rouergue, le Lot et en moyenne Dordogne mais leur âge n'est pas clairement établi. Dans la vallée de la Sioule, cette linéation correspond, dans un premier temps, à un événement tectonique prograde, antérieur au Viséen supérieur. Par la suite, elle a été reprise, suivant la même direction, au cours de l'extension tardi-hercynienne (Faure *et al.*, 1993). Dans le Limousin, une étude récente attribue, en partie, les linéations orientées NW-SE et le métamorphisme barrovien qui leur est associé, à une tectonique tangentielle d'âge Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur, à cinématique vers le NW (Roig, 1997). Ces linéations d'étirement NW-SE ne s'observent pas uniquement dans le Massif Central, on les trouve également dans le sud du Massif Armoricain.

L'épisode hercynienne s.s. a donc fortement marqué le Massif Central et le sud du Massif Armoricain. Par contre, dans le nord du Massif Armoricain, au delà de la suture éo-varisque, les structures hercyniennes sont très peu représentées, la tectonique cadomienne (vers 600 Ma) étant prépondérante. La suture éo-varisque apparaît alors comme une frontière structurale majeure entre un domaine fortement affecté par la tectonique hercynienne (Massif Central et sud du Massif Armoricain) et un domaine où celle-ci est quasiment inexistante (domaine nord-armoricain). Dans l'état actuel des données, aucune explication satisfaisante ne peut être apportée au fait que les structures hercyniennes ne passent pas cette limite très nette, représentée par la suture éo-varisque, matérialisée sur le terrain par la faille de Nort-sur-Erdre.

B.4. La déformation décrochante viséenne

Au Carbonifère inférieur (350 Ma), une tectonique décrochante, essentielement dextre, affecte l'ensemble du Massif Central. Dans le secteur étudié, elle est représentée par le décrochement de Grand-Chemin et par les décrochements qui affectent les gneiss des Monts du Lyonnais (Fig. IV.4.e). Cette tectonique décrochante suit de très près l'épisode tangentiel hercynien. Ces décrochements sont synchrones de la mise en place de plutons granodioritiques dont la géochimie montre une origine crustale profonde. Ces décrochements affectent donc vraissemblablement une grande partie de la croûte supérieure.

B.5. L'extension Carbonifère moyen et supérieur

Deux épisodes extensifs marquent la fin de l'orogenèse varisque dans le Massif Central français. Le premier, de direction NW-SE, intervient au Carbonifère moyen, donc peu de temps après l'épisode tectonique hercynien. Il se traduit par l'apparition de failles normales ductiles, associées ou non à des décrochements et par la mise en place simultanée des granites d'âge Namuro-Westphalien. Cet épisode est également marqué par l'apparition, au Viséen supérieur, d'un magmatisme ignimbritique important, représenté essentiellement dans le nord-est du Massif Central. Ce magmatisme, à l'origine de la série des "Tufs Anthracifères", se met en place au sein d'un fossé d'effondrement, d'orientation NE-SW, qui marque probablement le début de l'épisode extensif Carbonifère moyen dans le Massif Central (Faure, 1995) (Fig. IV.4.f). Parallèlement à l'émission ce ces tufs, se mettent en place, en profondeur, des formations plutoniques, tel le granophyre de Boën-sur-Lignon et surtout, l'ensemble des plutons appartenant à la famille des "granites rouges" du NE du Massif Central. Les granites de St-Laurent-de-Chamousset et de Salt-en-Donzy prennent ainsi place au sein du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais refermé, suivant une direction NE-SW, en accord avec la direction NW-SE de l'extension. L'extension Carbonifère moyen affecte essentiellement la partie interne de l'orogène puisque à la même époque, les zones externes sont fortement marquées par une tectonique de nappe (Montagne Noire et Pyrénées, au sud, Ardennes et massif schisteux rhénan, au nord). Le deuxième épisode extensif se produit pendant le Carbonifère supérieur jusqu'au Permien inférieur et affecte, cette fois ci, l'ensemble du Massif Central, zones externes comprises. Cette extension, de direction NE-SW, est beaucoup mieux marquée dans la partie orientale du Massif Central et plus précisément à l'est du Sillon Houiller. Elle y est souvent associée à un métamorphisme de HT-BP qui, associé à la présence de failles ductiles normales, conduit à la mise en place de dômes anatectique, tel le dôme du Velay, localisé au sud des Monts du Lyonnais et à la formation de bassins houillers. Le bassin de Ste-Foy-l'Argentière, ainsi que les petits bassins localisés dans la vallée de la Brévenne, bien que n'ayant pas fait l'objet d'une étude structurale détaillée, se sont vraissemblablement formés à cette époque.

Il est bien sûr évident que le modèle proposé, s'il apporte une explication satisfaisante aux structures rencontrées dans le NE du Massif Central, reste encore hasardeux pour l'ensemble du Massif Central. On peut penser que les études à venir, en tenant compte de ces résultats, apporterons de plus amples informations qui renforceront nos interprétations.

Chapitre V

Conclusion Generale

CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude géologique, menée sur l'ensemble des unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central a permis, dans un premier temps, de réaliser une synthèse bibliographique des données disponibles sur ce secteur. Par la suite, l'étude structurale proprement dite a clairement démontré l'existence, avant le Viséen moyen, d'événements tectoniques importants, affectant l'ensemble de la région de la Loire. Deux déformations ductiles ont ainsi été mises en évidence :

La **déformation D1**, synmétamorphe, est à l'origine de la foliation et la linéation NW-SE. Les critères cinématiques qui lui sont associés indiquent systématiquement un déplacement de la partie supérieure vers le N-NW. Cette déformation, fini-dévonienne à tournaisienne (environ 360 Ma) est contemporaine d'un métamorphisme prograde, de faciès schiste-vert à amphibolite, qui traduit une tectonique compressive, responsable du charriage des unités d'âge Dévonien supérieur sur le socle gneissique représenté par les gneiss d'Affoux. Cette tectonique compressive à vergence N-NW caractérise donc un épisode tangentiel hercynien *sensu stricto*. Il intervient à la suite d'une période de distension, marquée par l'ouverture du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais au Dévonien moyen-supérieur.

La **déformation D2**, de direction NE-SW, reprend la foliation S1. D'âge fini-Tournaisien à Viséen inférieur (environ 350 Ma), elle présente une intensité variable suivant les secteurs. Bien que cette déformation traduise, en certains endroits, un régime de déformation coaxial, elle est le plus souvent associée à des critères cinématiques, dont le sens varie également en fonction des secteurs. Dans l'état actuel des données, l'existence de cette déformation n'est pas réellement expliquée et seules des hypothèses peuvent être avancées. Nous attribuons cette déformation, de direction perpendiculaire à la déformation D1, à des phénomènes extensifs localisés, se produisant à la suite de la phase compressive.

L'étude géochronologique ne nous a pas permis de dater des événements tels l'ouverture du bassin ou les déformations D1 et D2. Cependant, elle a mis en évidence l'existence d'un événement thermique, d'âge Viséen supérieur, suffisamment important pour remettre à zéro les chronomètres ^{39}Ar-^{40}Ar. Cet événement coïncide, dans le nord-est du Massif Central, avec la mise en place de la série des "Tufs Anthracifères". L'événement thermique Viséen supérieur est donc probablement lié aux phénomènes de fusion crustale, qui interviennent à cette époque en réponse à l'épaississement provoqué par la phase tangentielle hercynienne. Toutes les datations

obtenues par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar, dans le nord du Massif Central, doivent donc être prises avec précaution et confrontées systématiquement avec les observations de terrain.

Le modèle géodynamique proposé dans le quatrième chapitre de ce mémoire privilégie une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. En effet, seul un épisode distensif, intervenant après la compression éo-varisque, permet d'expliquer la présence, en divers endroits de la chaîne, de bassins, dont certains, caractérisés par un magmatisme d'affinité tholéïtique, ont clairement atteint le stade océanique. La présence, au nord du bassin Brévenne-Violay-Beaujolais, d'un arc magmatique bien représenté dans le Morvan et les Vosges, suggère que cette distension est liée à la subduction de l'océan rhéique sous le continent nord-gondwanien. Ces bassins se sont ensuite refermés au cours d'un épisode compressif, hercynien *s.s.*. L'étude structurale des terrains dévono-dinantiens du nord-est du Massif Central montre clairement que cet épisode compressif se traduit par une tectonique tangentielle à vergence NW. Bien que ce modèle ne tienne pas compte de la déformation D2, il est le plus à même d'expliquer les structures observées dans le NE du Massif Central. L'existence d'une compression hercynienne explique également les phénomènes de fusion crustale observés dans le nord du Massif Central et qui n'ont pu se produire que suite à un épaississement de la croûte.

References

Bibliographiques

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Autran A. et Cogné J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *in Géologie de l'Europe. 26è C.G.I.*, Mem. B.R.G.M., 108, p. 90-111.

Aye F. (1982) - Contrôles géologiques des gîtes stratiformes de Pb, Zn, Cu, Ag de la bordure du bassin de Châteaulin. *Mem. B.R.G.M., Orléans*, 120, 263 p.

Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.C. et Wyns R. (1994) - Eo-Hercynian events in the Armorican massif. *in* J.D. Keppie, *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer-Verlag, p. 183-194.

Bard J.P., Burg J.P., Matte P. et Ribiero A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *in Géologie de l'Europe, 26è C.G.I.*, Mem. B.R.G.M., Orléans, 108, p. 233-246.

Bardin D. (1971) - Les amas pyriteux de Sain Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. *Bull. BRGM*, 2, II, 6, p. 17-41.

Bébien J. (1970) - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes, de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central français).*Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy, 110 p.

Bébien J. et Gagny C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. in Evolution géologique de la France éd. par A. Autran et J. Dercourt, *26 ème Congr. Géol. Internat.*, Coll. C7, Mém. BRGM, n° 107, p. 99-135.

Bébien J., Gagny C. et Rocci G. (1980) - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne Varisque au Paléozoïque. in Géologie de l'Europe, *26 ème Congr. Géol. Internat.*, Coll. C6, Mém. BRGM, p. 213-225.

Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P. et Weber K. (1984) - The Variscan belt in Central Europe : Main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, p. 15-40.

Behrmann J.H. (1983) - Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). *Geol. Rundsch.*, 72, p. 605-618.

Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grünenfelder M. et Piboule M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central) : U-Pb-zircon ages and geotectonic

implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, I, p. 523-529.

Bertaux J. et Rubiello M.F. (1981) - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy, 313 p.

Berthier F., Duthou J.L. et Roques M. (1979) - Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Âge fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. B.R.G.M.*, I, p. 31-42

Beurrier M., Piboule M. et Durand C. (1980) - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 290, Série D, p. 147-150.

Binon M. (1988) - Les formations dévono-carbonifères du nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Massif Central français). Etude pétrographique, géochimique et structurale, métallogénie. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Clermont-Ferrand II, 244 p.

Binon M. et Pin C. (1989) - Géochronologie Rb-Sr des granites du Mayet-de-Montagne et des Bois Noirs, Montagne Bourbonnaise (Massif Central). *Bull. Soc. géol. France*, 8, V, 4, p. 695-703.

Blanc D. (1981) - Les roches basiques et ultra-basiques des Monts du Lyonnais. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon, 152 p.

Bodinier J.L., Giraud A., Dupuy C., Leyreloup A. et DostalL J. (1986) - Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 1, p. 115-123.

Boutin R. et Montigny R. (1993) - Datation 39Ar/40Ar des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 1391-1398.

Boutin R., Montigny R. et Thuizat R. (1995) - Chronologie K-Ar et 39Ar/40Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques avoisinnants. *Géol. France*, 1, p. 3-25.

Bouton P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne partie orientale du synclinorium de Chantonnay, Massif Armoricain. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Poitiers, 378 p.

Burkhard M. (1993) - Calcite twins, their geometry, appearence and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.*, 15, 3-5, p. 351-368.

Cabanis B., Chantraine J., Herrouin Y. et Treuil M. (1982) - Étude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distention crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. *Bulletin du BRGM*, 2, I, 1-2, p. 47-61.

Cantagrel J.M. (1973) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif central français et à l'Aleskod, Sahara algérien. *Ann. Fac. Sci., Univ Clermont*, 50, 324 p.

Carpenter M.S.N., Peucat J.J. et Pivette B. (1982) - Geochemical and geochronological characteristics of Paleozoic volcanism in the St-George-sur-Loire synclinorium (S. Armorican massif). Evidence for pre-Hercynian tectonic evolution. *Bull. BRGM*, 2, p. 63-79.

Casey M., Rutter E.H., Schmid S.M., Siddans A.W.B. et Whalley J.S. (1978) - Texture development in experimentally deformed calcite rocks. *Proc. 5th Int. Conf. on texture of materials Aachen*, Springer (Berlin), p. 231-240.

Cavet P., Gruet M. et Pillet J. (1966) - Sur la présence de Cambrien à Paradoxides à Cléré-sur-Layon dans le NE du bocage vendéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, D, p. 273-275.

Chantraine J., Chauris L., Cabanis B., Larsonneur C., Herrouin Y., Rabu D., Lulzac Y. et Bos P. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plestin-les-Grèves, Orléans, BRGM, 84 p.,

Chauris L. (1992) - Intrusion sodiques à affinités trondhjémitiques dans le Nord-Ouest de la Bretagne (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, p. 705-710.

Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J. et Bokun A.N. (1995) - A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting : result from physical modelling. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 132, p. 225-232.

Chichery M. (1938) - Stratigraphie des formations dinantiennes du Bassin de l'Ardoisière. *C. R. Acad. Sci.*, 206, p. 263-265.

Cocks L.R.M. et Fortey R.A. (1982) - Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 465-478.

Cogné J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. *Coll. Intern. CNRS, Ecologie et Géologie de l'Himalaya*, 268, p. 111-129.

Colchen M. et Poncet D. (1989) - Présence dans la série de Brétignolle-sur-Mer (Vendée, sud du massif armoricain), d'une formation à blocs et olistolithes d'âge dinantien. *C. R. Acad.*

Sci. Paris, 309, II, p. 1503-1507.

Coquel R. et Deunff J. (1977) - Sur la découverte de spores du passage Dévonien-Carbonifère (Strunien), dans le complexe schisteux de la brèche du Dourduff (région de Morlaix, Finistère) et sa signification. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, D, p. 15-18.

Corsin P. et Guffroy J. (1969) - Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 269, p. 683-684.

Costa S. (1991-92) - East-west diachronism of the collisional stage in the french Massif Central: Implications for the European Variscan Orogen. *Geodinamica Acta*, 5, 1-2, p. 51-68.

Costa S. et Maluski H. (1988) - Datation par la méthode 40Ar/39Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme GPF. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 351-356.

Costa S., Maluski H. et Lardeau J.M. (1993) - ^{40}Ar-^{39}Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 105, p. 339-359.

Coulon M., Corsin P. et Doubinger J. (1980) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-Dinantien du Morvan. *Bull. Soc. Hist. nat. et Amis Mus. d'Autun*, 95, p. 3-12.

Cuney M., Stussi J.M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros Y., Poncet J., Bouton P., Colchen M. et Vervialle J.P. (1993) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la "ligne tonalitique limousine" en Vendée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, p. 1383-1390.

Dadet P., Clozier L., Giot D., Fleury R., Belkessa R., Batard F., Carroué J.P., Jeambrun M., Châteauneuf J.J., Farjanel G. et Tourenq J. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Vichy (646), Orléans, B.R.G.M., 51 p., Carte géologique par Dadet *et al.* (1979),

Dadet P., Jeambrun M., Van Tiet L., Clozier L., Fleury R., Giot D., Gagnière G., Batard F. et Carroué J.P. (1980) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Maringues (670), Orléans, B.R.G.M., 54 p., Carte géologique par Jeambrun *et al.* (1980),

Davies G.G. (1984) - Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 3-14.

Debelmas J. et Mascle G. (1991) - Les grandes structures géologiques. Ed. Masson, Enseignement des Sciences de la Terre, 299 p.

de Bresser J.H.P. (1991) - Intracrystalline deformation of calcite. *Geol. Ultraiectina*, 79, p. 191.

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, p. 49-77.

Delfour L. et Gigot C. (1985) - Données stratigraphiques apportées par l'étude de conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône et Loire). *Géologie de la France*, 4, p. 331-340.

Delfour J., Isnard P., Lécuyer E., Lemière B., Lhote F., Moine B., Piboule M., Picot P., Ploquin A. et Tegyey M. (1984) - Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Document BRGM*, 73, 37 p.

Delfour J., Dufour E., Feybesse J.L., Johan V., Kerrien Y., Lardeau J.M., Lemiere B., Mouterde R. et M. T. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Tarare (697), Orléans, B.R.G.M., 120 p., Carte géologique par Delfour *et al.* (1989),

Di Nota R. (1970) - Etude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le nord-est du Massif Central français. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Clermont-Ferrand, 114 p.

Dias R. et Ribeiro A. (1995) - The Ibero-Armorican Arc : a collision effect against an irregular continent ? *Tectonophysics*, 4, p. 113-128.

Didier J. et Lameyre J. (1971) - Les roches granitiques du Massif central. *in : Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure du Massif central français*, Plein Air Service, p. 17-32.

Didier J. et Lameyre J. (1978) - Le dévono-dinantien du nord du Massif Central est-il autochtone? Arguments chronologiques et pétrographiques. *Comm. Soc. géol. France*, Brest.

Didier J., Barbarin B., Gagny C., Leistel J.M. et Kerrien Y. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Noiretable (695), Orléans, B.R.G.M., 72 p., Carte géologique par Leistel *et al.* (1988).

Dubreuil M. (1986) - Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif Armoricain). *Thèse 3ème cycle,* Univ. Nantes, 258 p.

Dufour E. (1982) - Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (MCF).*Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon, 240 p.

Dufour E. (1985) - Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central France). *Lithos*, 18, p. 97-113.

Dufour E., Piboule M. et Duthou J.L. (1983) - Les granulites des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Évolution métamorphique et premiers résultats radiométriques Rb/Sr. Terra Cognita, *E.U.G. 2*, Strasbourg, 3, p. 197.

Dufour E., Lardeau J.M. et Coffrant D. (1985) - Éclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution plurifaciale éohercynienne. *C. R. Acad. Sci.*, 300, Série II, 4, p. 141-144.

Durand C. (1981) - Etude pétrographique et géochimique des spilites kératophyres et roches associées de la série dévono-dinantienne de la Brévenne (M.C.F.).*Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon, 128 p.

Duthou J.L. (1977) - Chronologie Rb/Sr t géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le nord Limousin. *Ann. Sci. Univ Clermont-Ferrand*, 63, p. 294 p.

Duthou J.L., Chenevoy M. et Gay M. (1994) - Age Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.*, 319, série II, p. 791-796.

Echavarri A. (1966) - Etude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au sud de la région de Roanne (Loire).*Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris, 164 p.

Eisbacher G.H., Lüschen E. et Wickert F. (1989) - Crustal scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, 8, p. 1-21.

England et Thompson (1986) - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental zones. *In : M.P. COWARD & A.C. REES, EDS, Collision tectonics. - Geol. SOc. Spec. Pub., London*, 19, p. 83-94.

Faure M. (1995) - Late orogenic carboniferous extensions in the variscan french Massif Central. *Tectonics*, 14, 1, p. 132-153.

Faure M., Prost A.E. et Lasne E. (1990) - Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, VI, p. 189-197.

Faure M., Grolier J. et Pons J. (1993) - Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central). *Geol. Rundsch.*, 82, p. 461-474.

Faure M., Leloix C. et Roig J.Y. (1997) - L'Évolution polycyclique de la chaîne Hercynienne. *soumis au Bull. Soc. géol. France*, 168, 6, p. 695-705.

Feybesse J.L., Lardeau J.M., Johan V., Tegyey M., Dufour E., Lemiere B. et Delfour J. (1988) - La série de la Brévenne (Massif Central français): une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 307, Série II, p. 991-996.

Feybesse J.L., Lardeaux J.M., Tegyey M., Kerrien Y., Lemière B., Maurin G., Mercier F. et Thiéblemont D. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Symphorien-sur-Coise (721), Orléans, B.R.G.M., 110 p., Carte géologique par J.L. Feybesse *et al.* (1996).

Floc'h J.P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central. *Thèse d'Etat*, Univ. Limoges, 445 p.

Floyd P.A. (1982) - Chemical variations in Hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 505-520.

Fluck P., Edel J.B., Gagny C., Montigny R., Piqué A., Schneider J.L. et Whitechurch H. (1987) - Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. *Doc. B.R.G.M.*, 146, 97 p.

Fonteilles M. (1968) - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). *Bull.*, 2ème série, sect. III, p.1-54

Franke W. (1989) - Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, p. 221-228.

Gagny C., Leistel J.M., Sider H., Bouiller R. et Kerrien Y. (1989 a) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Feurs (696), B.R.G.M., Orléans, Notice explicative par Gagny *et al.* (1989), 81 p.

Gagny C., Bouiller R. et Kerrien Y. (1989 b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Roanne (672), B.R.G.M., Orléans, 81 p., Carte géologique par Gagny *et al.* (1988).

Gardien V. (1990) - Évolutions P-T et structures associées dans l'est du Massif Central français : un exemple de l'évolution thermomécanique de la chaîne paléozoïque. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Grenoble I, 168 p.

Gardien V., Tegyey M., Lardeaux J.M., Misseri M. et Dufour E. (1990) - Crustal-mantle relationships in the French Variscan chain : the example of the southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif Central). *J. Metam. Geol.*, 8, p. 477-495.

Gebauer D., Bernard-Griffiths J. et Grünenfelder M. (1981) - U/Pb zircon and

monazite dating of a mafic/ultramafic complex and its country rocks example : Sauviat-sur-Vige, French Massif Central. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, p. 292-300.

Girardeau J., Dubuisson G. et Mercier J.C. (1986) - Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, p. 849-860.

Godard G. (1990) - Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, p. 227-232.

Griggs D.T., Turner F.J. et Heard H.C. (1960) - Deformation of rocks at 500 to 800° C. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79, p. 39-105.

Guffroy J. (1957) - La série dinantienne du Morvan. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 248, 4-5, p. 632-635.

Guillot P.L. (1981) - La série métamorphique du Bas-Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du bassin aquitain. *Thèse d'Etat*, Univ. Orléans, 391 p.

Hocquellet M. (1979) - Les filons B P G C de Saint-Martin-la-Sauveté (Loire, Massif Central français) et leur anomalie géochimique en indium. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon I, 260 p.

Holder M. et Leveridge B. (1986) - Correlation of the Rheno-hercynian Variscides. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 141-147.

Ikene M., Rasamimanana G., Baroz F. et Bébien J. (1991) - Magmatismes tholéiitiques et calco-alcalins d'âge dévono-dinantien dans le massif du Rabodeau (Vosges septentrionales). *Géol. France*, 1, p. 3-16.

Iwasaki M. (1979) - Gabbroic breccia (olistostrome) in the Mikabu green stone belt of the eastern Shikoku. *J. Geol. Soc., Japan*, 85, 7, p. 481-487.

Jolivet L. et Tamaki K. (1992) - Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast-Japan arc, Tamaki *et al.*, eds. Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 127/128, p. 1311-1331.

Julien A. (1881) - Sur le terrain dévonien de Diou (Allier) et de Gilly (Saône et Loire). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, séance du 4 Avril.

Julien A. (1896) - Le terrain carbonifère marin de la France centrale. Masson, Paris, 303 p.

Jung J. (1954) - Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Annales Hébert et Haug*, Faculté des Sciences, 235, p. 62 p.

Jung J. et Raguin E. (1936) - Pétrographie d'une série épicristallophyllienne du Beaujolais.

C. R. Acad. Sci., 202, p. 330.

Jung J. et Vachias O. (1937) - Sur la nature volcanique du complexe des cornes vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 7, p. 81.

Jung J., Chichery M. et Vachias O. (1939) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. *Mem. Soc. Géol. France*, XVI, 38, 28 p.

Kalt A., Hanel M., Schleicher H. et Kramm U. (1994) - Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwartzwald (F. R. G.). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, p. 287-302.

Kern H. et Wenk H.R. (1983) - Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, p. 103-120.

Lacroix P. (1980) - Géologie du groupe de Violay (Rhône). Contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives et volcano-sédimentaires associées. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon, 163 p.

Lafon J.M. (1986) - Géochrolologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français. Le Rouergue oriental et le Limousin central. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Montpellier, 152 p.

Lardeaux J.M. et Dufour E. (1987) - Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque . Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 305, Série II, p. 61-64.

Lardeaux J.M., Reynard B. et Dufour E. (1989) - Granulites à kornérupine et décompression post-orogénique des Monts du Lyonnais (M.C.F.). *C. R. Acad. Sci.*, 308, Série II, p. 1443-1449.

Lasnier B. (1968) - Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des Monts du Lyonnais. *Bull. Soc. géol. France*, 7, p. 179-185.

Lasnier B., Leyreloup A. et Marchand J. (1973) - Découverte d'un granite charnockitique au sein de greiss oeillés. Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, p. 131-144.

Latouche L., Fabriès J. et Guiraud M. (1992) - Retrograde evolution in the Central Vosges mountains (NE France) : implications for metamorphic history of high grade rock during the Variscan orogeny. *Tectonophysics*, 205, p. 387-407.

Le Breton N., Duthou J.L., Grolier J., Lacour A., Meyer G. et Treuil M. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse) : pétrographie, composition, âge. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, p. 1557-1562.

Le Gall B., Loboziak S. et Le Hérissé A. (1992) - Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. France*, 163, p. 13-26.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. et Youzhi G. (1997) - Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Eur. J. Mineral.*, 9, p. 623-651.

Ledru P., Costa S. et Echtler H. (1994 a) - Structure. J.D. Keppie, *Pre-Mezozoïc geology in France and related areas*, Springer-Verlag, p. 305-323.

Ledru P., Autran A. et Santallier D. (1994 b) - Lithostratigraphy of variscan terranes in the french Massif Central: a basis for paleogeographical reconstruction. J. D. Keppie, *Pre-Mezozoïc geology in France and related areas*, Springer-Verlag, p. 276-288.

Ledru P., Lardeau J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J. et Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français? *Bull. Soc. géol. France*, 8, V, 3, p. 605-618.

Leistel J.M. (1984) - Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le nord-est du Massif Central français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy I, 315 p.

Leistel J.M. et Bébien J. (1982) - Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur-Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.*, 294, série II, p. 985-988.

Leistel J.M. et Gagny C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le nord-est du Massif Central français. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25, 1, p. 19-31.

Leloix C., Faure M. et Feybesse J.L. (1995) - Early Carboniferous tangential tectonics in the Brévenne and Violay mafic volcanic-sedimentary units (NE french Massif Central). Terra Nova, *E.U.G. 8*, Strasbourg, 7, p. 273.

Lemière B. (1983) - L'amas sulfuré de Chizeuil (Saône et Loire). Etude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon I, Documents BRGM n° 54, 144 p.

Lys M., Serre B., Mauvier A. et Grekoff N. (1961) - Contribution à la connaissance

des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Revue de l'IFP*, 16, 5, p. 538-567.

M'Ba E. (1982) - Le magmatisme Dévonien supérieur de la région de Matour (Saône et Loire, France), pétrologie, minéralogie. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Lyon, 187 p.

Mamet B. (1968) - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM*, 2e série, sect. I, n° 2, p. 57-62.

Marcoux E., Lescuyer J.L. et Milesi J.P. (1990) - Géochimie isotopique du plomb du gisement de Chessy et des minéralisations volcano-sédimentaires de la série de la Brévenne (Massif Central). Implications métallogéniques et conséquences pour l'exploration. *Chron. Rech. Min.*, 501, p. 3-11.

Mattauer M. (1975) - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 28, p. 144-154.

Matte P. (1986 a) - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.

Matte P. (1986 b) - La chaîne Varisque parmis les chaînes paléozoïques péri-atlantiques ; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 1, p. 9-24.

Mercier L., Johan V., Lardeaux J.M. et Ledru P. (1992) - Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artense (Massif central français) : nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. France*, 163, p. 293-308.

Michel-Lévy A. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de La Loire. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 120, XVII, p. 297 p.

Milesi J.P. et Lescuyer J.L. (1993) - The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the devonian Brévenne volcanosedimentary belt (eastern Massif Central, France). *Document du B.R.G.M., n° 224*, 249 p.

Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y., Racheboeuf P. et Weyant M. (1988) - Devonian stratigraphy and paleogeography of the armorican massif (Western France). A.F. Embry & D.J. Glass Eds. N.J. McMillan, *Devonian of the world.*, Canad. Soc. Petrol.Geol. Mem., 14, p. 401-420.

Nicol N. (1997) - Etude structurale des minéralisations Zn-Pb du Paléozoïque du Dôme de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). Goniométrie de texture appliquée aux minéraux transparents et opaques. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Orléans, 304 p.

Ohnenstetter M. et Sider H. (1988) - Contraintes géochimiques apportées par le

magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 3, p. 499-510.

Paquette J.L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. *mem. CAESS, Rennes*, 14, 189 p.

Paquette J.L., Monchoux P. et Couturier M. (1995) - Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European variscan belt : implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, p. 1611-1622.

Paris F. et Robardet M. (1990) - Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, p. 193-213.

Peiffer M.T. (1985) - Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les "diorites quartziques" qui la composent. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, II, p. 345-348.

Peiffer M.T. (1986) - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, p. 305-310.

Peterlongo J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Clermont-Ferrand, 187 p.

Peucat J.J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en grande Kabylie. *Mem. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, 28, 158 p.

Peyrel J.Y. et Didier J. (1983) - La famille des granites rouges du nord-est du Massif Central. *Géol. Fr.*, 2, 1-2, p. 73-80.

Piboule M., Briand B. et Beurrier M. (1982) - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central (France). *N. Jb. Miner. Abh.*, 143, 3, p. 279-308.

Piboule M., Beurrier M., Briand B. et Lacroix P. (1983) - Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Vérand et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. *Géologie de la France*, 2, I, 1-2, p. 55-72.

Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Clermont-Ferrand II, 470 p.

Pin C. (1990) - Variscan oceans ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, p. 215-227.

Pin C. et Peucat J.J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le

Massif Central et le Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 3, p. 461-469.

Pin C. et Piboule M. (1988) - Âge dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 2, p. 261-265.

Pin C. et Vielzeuf D. (1988) - Les granulites de haute pression d'europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implication sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, p. 13-20.

Pin C. et Paquette J.L. (1997) - A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt : Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics. Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, p.

Pin C., Dupuy C. et Peterlongo J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXIV, 4, p. 669-676.

Quémart P., Dabard M.P., Chauvel J.J. et Feist R. (1993) - La transgression éo-dévonienne sur le Paléozoïque ancien dans la nappe de Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault) : signature pétrographique et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, II, p. 655-661.

Reitz E. et Wickert F. (1988) - Upper Proterozoic microfossils in low-grade phyllites of the Brévenne-unit, NE Massif Central (France). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 307, Série II, p. 1717-1721.

Rigaud J.P. (1985) - Étude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Grenoble, 203 p.

Rizki A., Deschamps M., Baroz M. et Bébien J. (1992) - Le volcanisme de la bande médiane du Champs du Feu et sa signification dans le magmatisme dévono-dinantien des Vosges septentrionales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 995-1001.

Robelin C. (1981) - Le Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (SW. Morvan. MCF). enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Dijon.

Rocci G. et Juteau T. (1968) - Spilite-kératophyres et ophiolites; influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. *Geol. Mijnbouw*, 47, p. 330-339.

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 3ème cycle*, Univ. Orléans, 287 p.

Roig J.Y., Faure M. et Ledru P. (1996) - Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic interferences from pre- and syntectonic granitoïds. *Geol. Rundsch.*, 85, p. 138-153.

Rolet J., Le Gall B., Darboux J.R., Thonon P. et Gravelle M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, p. 43-54.

Rolet J. et Thonon P. (1979) - Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge Dévonien inférieur à moyen, Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin (feuille Huelgoat 1/50000ème, Finistère). Implications paléo-géographiques et tectoniques. *Bull. B.R.G.M.*, I, p. 303-315.

Roques M. (1971) - Structure géologique du Massif Central. Symposium J. Jung, *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*, Clermont-Ferrand, Plein Air Service, p. 17-32.

Rutter E.H., Casey M. et Burlini L. (1994) - Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *J. Struct. Geol.*, 16, 10, p. 1431-1446.

Santallier D. (1981) - Les roches basiques de la série métamorphique du Bas-Limousin (Massif Central, France). *Thèse d'Etat*, Univ. Orléans, 340 p.

Santallier D.S., Lardeaux J.M., Marchand J. et Marignac C. (1994) - Metamorphism. J.D. Keppie (Ed.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, Springer-Verlag, p. 324-340.

Sawkins F.J. et Burke K.C. (1980) - Extensional tectonics and mid-Paleozoic massive sulfide occurences in Europe. *Geol. Rundsch.*, 69, p. 349-360.

Schaltegger U., Schneider J.L., Maurin J.C. et Corfu F. (1996) - Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the southern Vosges (Central variscan belt). *Earth Planetary Sci. Lett.*, 311, 2, p. 1221-1226.

Schmid S.M. (1982) - Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. *Mountain Building processes*, Hsu K.J. ed., Academic Press, p. 95-110.

Schmid S.M., Casey M. et Starkey J. (1981) - The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). K.R. McClay and N.J. Price ed., *Thrust and Nappe Tectonics*, Spec. Publs. of Geol. Soc. London, 9, p. 151-158.

Schmid S.M., Panozzo R. et Bauer S. (1987) - Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, p. 747-778.

Schneider J.L., Maass R., Gall J.C. et Duringer P. (1989) - L'événement intraviséen dans la zone moldanubienne de la chaîne varisque d'Europe : les données des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif Central français, des Vosges du sud (France) et de la Forêt Noire (R.F.A.). *Geol. Rundsch.*, 78/2, p. 555-570.

Shaw A., Downes H. et Thirlwall M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin : elemental and isotopic evidence for Devono-Carboniferous subduction in the hercynian belt of French Massif Central. *Chem. Geol.*, 107, p. 1-18.

Sider H. (1985) - Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le nord-est du Massif Central français. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Nancy I, 372 p.

Sider H. et Ohnenstetter M. (1986) - Field and petrological evidence for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif Central, France. *Geol. Rundsch.*, 75/2, p. 421-443.

Sider H., Leistel J.M. et Gagny C. (1986) - Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le NE du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 4, p. 637-644.

Sider H., Gagny C., Mouterde R., Parel J.L., Guyou A., Kerrien Y. et Fleury R. (1988) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Amplepuis (673), Orléans, B.R.G.M., Notice explicative par Sider H. *et al.* (1989), 81 p.

Théobald N. et Thiébaut J. (1961) - Les ryolithes permiennes du massif de Chagey (H.S.). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 15, p. 13-23.

Thiéblemont D. et Cabanis J. (1986) - Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II, p. 1221-1226.

Tourlonias D. (1965) - Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise, Massif Central français. *Dipl. Etudes Sup.*, Univ. Clermont-Ferrand, 54 p.

Turner F.J., Griggs D.T. et Heard H. (1954) - Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, p. 883-934.

Vachard D. (1976) - Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun*, 77, p. 15-22.

Vachias O. (1938) - Le porphyre granitoïde du pays d'Urfé. *D.E.S.*, Univ. Clermond-Ferrand, 54 p.

Van der Voo R. (1983) - Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent. *Tectonophysics*, 91, p. 271-283.

Van Tiet L., Jeambrun M. et Bouiller R. (1978) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Le-Mayet-de-Montagne (671), Orléans, B.R.G.M., 45 p., Carte géologique par Baras et Bouiller (1978).

Vialette Y. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Thèse Doc. Sci.*, Univ. Clermont-Ferrand, 88 p.

Vialette Y. (1973) - Âge des granites du Massif Central. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. XV, 3-4, p. 260-270.

Vidal P. (1973) - Première données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XIV, p. 239-245.

Wagner F., Wenk H.R., Kern H., Vzn Houtte P. et Esling C. (1982) - Development of preferred orientation in plane strain deformed limestone. Experiment and theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p. 132-139.

Wenk H.R., Takeshita T., Van Houtte P. et Wagner F. (1986) - Plastic anysotropy and texture development in calcite polycrystals. *J. Geoph. Res.*, 91, p. 3861-3869.

Wenk H.R., Takeshita T., Bechler E., Erskine B.G. et Matthies S. (1987) - Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, p. 731-745.

Wickert F. (1988) - Paleozoic evolution of continental crust in the Beaujolais-Lyonnais area, northeastern part of the Massif Central, France. *Geol. Rundsch.*, 77/2, p. 467-482.

Wyns R., Lardeux H. et Weyant M. (1989) - Présence de Dévonien dans le groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée); conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la vendée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 855-860.

Ziegler P.A. (1986) - Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 303-328.

Liste des Figures

LISTE DES FIGURES

Fig. II.1 - Schéma structural de la chaîne varisque d'Europe et coupes simplifiées de la chaîne.....12

Fig. II.2 - Schéma structural simplifié et interprétatif de la chaîne varisque d'Europe, montrant les principaux massifs à l'affleurement.....13

Fig. II.3 - Carte schématique des principales nappes et unité lithotectoniques du Massif Central français.....15

Fig. II.4 - Carte géologique simplifiée du nord-est du Massif Central.....16

Fig. II.5 - Localisation des formations d'âge Viséen supérieur dans le nord-est du Massif Central.....17

Fig. II.6 - Répartition géographique des quatre unités volcaniques composant la série des Tufs Anthracifères du Viséen supérieur dans le faisceau de la Loire.....19

Fig. II.7 - Localisation des formations d'âge Viséen moyen dans le faisceau de la Loire.....20

Fig. II.8 - Localisation de l'unité du Gouget.....23

Fig. II.9 - Aspect microscopique des tufs et des formations carbonatées de l'unité du Gouget.....24

Fig. II.10 - Synthèse des données géochimiques existant sur les formations dévoniennes et carbonifères du NE du Massif Central et des Vosges.....25

Fig. II.11 - Carte géologique simplifiée de l'unité du Gouget.....26

Fig. II.12 - Localisation de la série de l'Aix dans le faisceau de la Loire.....28

Fig. II.13- Carte géologique simplifiée de la série de l'Aix.....29

Fig. II.14 - Localisation de la série de la Gresle dans le faisceau de la Loire.....31

Fig. II.15 - Carte géologique simplifiée de la série de la Gresle.....32

Fig. II.16 - Localisation des formations d'âge Viséen inférieur du Morvan dans le nord-est du Massif Central.....33

Fig. II.17 - Carte géologique simplifiée des terrains d'âge Dinantien inférieur du Morvan.....34

Fig. II.18 - Localisation des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon dans le faisceau de la Loire.....36

Fig. II.19 - Carte géologique simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon.....37

Fig. II.20 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations détritiques et carbonatées du Viséen inférieur des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon.....38

Fig. II.21 - Localisation de l'unité Brévenne-Violay-Beaujolais dans le nord-est du Massif Central.....41

Fig. II.22 - Localisation de la série de la Brévenne dans le faisceau de la Loire.....42

Fig. II.23 - Carte géologique simplifiée de la série de la Brévenne.....43

Fig. II.24 - Aspects macroscopique et microscopique des formations volcaniques et détritiques de la série de la Brévenne.....44

Fig. II.25 - Localisation du groupe de Violay dans le faisceau de la Loire.....46

Fig. II.26 - Carte géologique simplifiée du groupe de Violay.....47

Fig. II.27 - Aspect microscopique des formations volcaniques, plutoniques et volcano-sédimentaires du groupe de Violay.....48

Fig. II.28 - Localisation du faciès des grès gabbroïques dans le groupe de Violay.....50

Fig. II.29 - Aspects macroscopique et microscopique des grès gabbroïques du groupe de Violay.....51

Fig. II.30 - Localisation de la série du Beaujolais dans le faisceau de la Loire.....53

Fig. II.31 - Carte géologique simplifiée de la série du Beaujolais.....54

Fig. II.32 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations volcaniques et sédimentaires de la série du Beaujolais.....55

Fig. II.33 - Localisation de la série du Moulin du Gué.....58

Fig. II.34 - Carte géologique simplifiée de la série du Moulin du Gué.....59

Fig. II.35 - Aspects microscopiques des formations schisteuses des séries du Moulin du Gué et de la Chaveronderie et des schistes de Matichard.....61

Fig. II.36 - Localisation de la série de la Chaveronderie.....62

Fig. II.37 - Carte géologique simplifiée de la série de la Chaveronderie.....63

Fig. II.38 - Localisation des schistes de Matichard.....65

Fig. II.39 - Localisation de la série de la Somme (Dévonien supérieur) dans le nord-est du Massif Central.....67

Fig. II.40 - Carte géologique simplifiée de la série d'âge Dévonien supérieur de la Somme.....68

Fig. II.41 - Aspects macroscopiques et microscopiques des formations détritiques et carbonatées du Morvan, et des gneiss d'Affoux.....69

Fig. II.42 - Localisation de l'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais dans le faisceau de la Loire.....71

Fig. II.43 - Carte lithologique des Monts du Lyonnais.....71

Fig. II.44 - Localisation des gneiss d'Affoux dans le faisceau de la Loire.....74

Fig. II.45 - Carte des différents faciès de gneiss d'Affoux.....75

Fig. II.46 - Localisation des gneiss d'Eveux au sein de la série de la Brévenne.....77

Fig. II.47 - Localisation des gneiss du Morvan et carte géologique schématique.....79

Fig. II.48 - Synthèse des données stratigraphiques sur les unités dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central.....80

Fig. III.1 - Carte de localisation des différentes séries étudiées.....82

Fig. 1 - Geological location of the Devonian-Dinantian units of the north-east French Massif Central.....86

Fig. 2 - Simplified geological and kinematic map of the Brévenne-Violay area.....88

Fig. 3 - Structural map of the Violay area and isodensity stereograms of foliation poles and lineations.....92

Fig. 4 - Interpretative cross-section of the Violay-Brévenne area.....93

Fig. 5 - Examples of top-to-the-NW microscope scale shear criteria in the Violay group and in the Affoux gneisses.....95

Fig. 6 - Structural map of the Brévenne unit and isodensity stereograms of foliation poles and lineations.....96

Fig. 7 - Microscopic scale examples of the top-to-the-NE shear criteria in the Brévenne unit.....97

Fig. 8 - Block-diagram showing intrafolial D1 microfolds, in NE-SW section, cross-cut by D2 top-to-the-NE shear bands.....98

Fig. 9 - Microscopic example of kinematic criteria in the deformed Early Visean rocks at the base of the Gouget unit.....100

Fig. 10 - Interpretative cross-section of the Devonian rocks of the NE Massif Central.....102

Fig. III.2 - Mylonites et contacts intrusifs dans le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux.....107

Fig. III.3 - Coupes interprétatives orientées NW-SE recoupant le groupe de Violay et les gneiss d'Affoux.....108

Fig. III.4 - Caractéristiques microscopiques du métamorphisme associé à la déformation D1 dans le groupe de Violay.....110

Fig. III.5 - Aspect microscopique des amphibolites étudiées. Position des amphiboles magmatiques et métamorphiques dans le diagramme Si en fonction de Mg/(Mg + Fe2+) de Leake (1997).....111

Fig. III.6 - Caractéristiques microscopiques du métamorphisme associé à la déformation D1 dans le groupe de Violay et dans les gneiss d'Affoux.....113

Fig. III.7 - Position des micas blancs métamorphiques du groupe de Violay et des gneiss d'Affoux dans un diagramme (Fe + Mg + Mn) en fonction de (Si - 6) + Ti.....114

Fig. III.8 - Exemples de structures observées à l'affleurement dans la série de la Brévenne. Caractéristiques microscopiques du métamorphisme et aspects macroscopique et microscopique des mylonites cornéïfiées.....116

Fig. III.9 - Coupes interprétatives, orientées NW-SE, recoupant la série de la Brévenne.....117

Fig. III.10 - Localisation des mylonites cornéïfiées rencontrées à l'ouest de la série de la Brévenne.....118

Fig. III.11 - Aspect microscopique des mylonites cornéïfiées de la série de la Brévenne.....119

Fig. III.12 - Localisation et carte structurale de l'unité du Gouget.....121

Fig. III.13 - Aspects macroscopique et microscopique de la déformations dans les carbonates de l'unité du Gouget.....122

Fig. III.14 - Représentation des axes et des plans cristallographiques de la calcite et leur projection stéréographique.....124

Fig. III.15 - Classification des macles basée sur leur apparence en lames minces. Quatre différents types de macles sont distingués et interprétés en terme de mécanisme et température de déformation.....125

Fig. III.16 - Comparaison des figures d'axes <c> et <a> de la calcite obtenues théoriquement,

expérimentalement et naturellement, en cisaillement pur et simple, à basse et haute température. 125

Fig. III.17 - Synthèse des textures obtenues expérimentalement sur la calcite par Schmid et al. (1987), en cisaillement non-coaxial dextre, pour des calcaires à gros grains et des calcaires à grains fins 127

Fig. III.18 - Figures de pôles obtenues, au goniomètre de texture, sur le ciment calcique des formations sédimentaires de l'unité du Gouget. 130

Fig. III.19 - Localisation et carte géologique simplifiée de la série du Beaujolais. 133

Fig. III.20 - Carte structurale et cinématique de la série du Beaujolais et stéréogrammes des pôles des plans de foliation et des linéations. 134

Fig. III.21 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures observées dans la série du Beaujolais 135

Fig. III.22 - Aspects macroscopiques et microscopiques des structures rencontrées dans les chloritoschistes et les calcaires de la série du Beaujolais 137

Fig. III.23 - Carte de localisation des échantillons étudiés. 140

Fig. III.24 - Spectres d'âge obtenus par la méthode 39Ar-40Ar sur des échantillons du Groupe de Violay (a et c), des gneiss d'Affoux (b) et de la série de la Brévenne (d) 141

Fig. III.25 - Âges ^{39}Ar-^{40}Ar obtenus sur les gneiss et granites syntectoniques des Monts du Lyonnais par Costa et al. (1993). 143

Fig. III.26 - Données géochronologiques obtenues par la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar dans la région de la Sioule. 144

Fig. III.27 - Aperçu des structures associées au décrochement de Grand-Chemin 147

Fig. III.28 - Rappel sur la localisation et la lithologie de l'ensemble gneissique des Monts du Lyonnais. 149

Fig. III.29 - Carte structurale des gneiss des Monts du Lyonnais dans la zone proche du contact avec la série de la Brévenne et stéréogrammes des pôles de la foliation et des linéations 150

Fig. III.30 - Aspects macroscopique et microscopique des structures associées à la déformation D1 dans les gneiss des Monts du Lyonnais. 151

Fig. III.31 - Stéréogrammes et schémas d'échantillons montrant l'orientation des stries et linéations attribuées à la déformation D1, dans la zone de contact avec la série de la Brévenne. 152

Fig. III.32 - Carte des données cinématiques associées aux stries sub-verticales, qui deviennent orientées NW-SE quand la foliation est basculée à l'horizontale et aux linéations d'étirement orientées NW-SE. 154

Fig. III.33 - Carte des données cinématiques associées à la linéation d'étirement orientée NE-SW 155

Fig. III.34 - Carte structurale de la série de la Chaveronderie et stéréogrammes des pôles des plans de foliation et des linéations 157

Fig. III.35 - Exemples macroscopique et microscopiques des structures observées dans la série de la Chaveronderie 159

Fig. III.36 - Carte structurale et cinématique de la série du Moulin du Gué et stéréogrammes des pôles des linéations et des plans de foliation. 160

Fig. III.37 - Exemples microscopiques des structures observées dans la série du Moulin du Gué. 162

Fig. III.38 - Localisation et carte géologique simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon. 164

Fig. III.39 - Carte structurale simplifiée des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon. 166

Fig. III.40 - Exemples macroscopique et microscopiques des structures rencontrées dans les schistes de Matichard. 167

Fig. III.41 - Déformation et figures sédimentaires observées dans la série silto-grèseuse des bassins de l'Ardoisière et de Ferrières-sur-Sichon. 168

Fig. III.42 - Exemples macroscopiques et microscopiques des structures observées dans les formations du Viséen inférieur du bassin de Ferrières-sur-Sichon. 170

Fig. III.43 - Blocs diagrammes représentant les schémas structuraux proposés par Binon (1988) pour le bassin de Ferrières-sur-Sichon. 171

Fig. III.44 - Coupe interprétative des formations dévono-dinantiennes du bassin de Ferrières-sur-Sichon. 172

Fig. III.45 - Les calcaires de Ferrières-sur-Sichon : aspect microscopique et détail des macles. 174

Fig. III.46 - Figures de pôles obtenues par goniométrie de texture sur les calcaires de Ferrières-sur-Sichon. 176

Fig. III.47 - Carte cinématique synthétique sur l'ensemble des formations dévono-dinantiennes de la région de la Loire. 178

Fig. III.48 - Rappel de la localisation et carte géologique simplifiée des terrains paléozoïques du Morvan. 180

Fig. III.49 - Schéma structural des terrains dévono-dinantiens du Morvan et coupes interprétatives. 181

Fig. III.50 - Synthèse des données pétrographiques et structurales sur le nord-est du Massif Central. 183

Fig. III.51 - Coupe interprétative des formations anté-Viséen moyen du NE du Massif Central (localisée sur la Fig. III.50). 184

Fig. IV.1 - Bassins en pull-apart le long de la faille du Jourdain. 190

Fig. IV.2 - Le bassin de Salton Sea et le Ridge Basin, près de Los Angeles. 190

Fig. IV.3 - Schéma de l'ouverture en pull-apart de la mer du Japon et interprétation du domaine océanique comme une fente en bout de décrochement. 191

Fig. IV.4 - Modèle d'évolution géodynamique du Massif Central. 194

Fig. IV.4 (suite) - Modèle d'évolution géodynamique du Massif Central. 195

Annexes

Annexe 1

Publication 3

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 324, série II *a*,
p. 669 à 675,
1997

La tectonique à vergence nord du Dévono-Dinantien du nord-est du Massif central français et la fermeture de l'océan rhéique

Christèle Leloix, Michel Faure et Jean-Louis Feybesse

C. L. et M. F. : Département des sciences de la terre, université d'Orléans, CNRS UMR 6530, 45067 Orléans cedex 2.France ;

C. L. et J.-L. F. : BRGM, DR/MGG, 3, av Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2 ;

Résumé Dans le nord-est du Massif central, les séries d'âge dévono-dinantien présentent une grande diversité. La coupure majeure entre les unités supérieures jamais déformées ductilement et inférieures, déformées ou non, se situe au Viséen moyen. Dans le Morvan, la série dévonienne de la Somme qui correspond à un arc magmatique n'est pas déformée. Inversement, l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais qui correspond à un rift à croûte localement océanique est déformé par deux phases ductiles. La première déformation se produit avant le Viséen inférieur ; elle est caractérisée par une foliation à faible pendage et un cisaillement ductile vers le nord-ouest, dû au charriage des roches basiques sur le socle gneissique. Cette déformation est contemporaine de la tectonique à vergence nord liée à la fermeture de l'océan rhéique.

Mots clés : Collision hercynienne, Charriage synmétamorphe, Rift, Dévono-Dinantien, Massif central, France.

Abstract **Northward verging tectonics in the Devonian-Dinantian of NE French Massif Central and the closure of the Rheic ocean**

In the NE part of the French Massif Central, the Devonian-Dinantian series exhibits a wide diversity. The major break lies in the Middle Visean since upper units are never ductilely deformed. In the Morvan, the Devonian Somme series, which corresponds to a magmatic arc, is undeformed. Conversely, the Brévenne-Violay-Beaujolais series, which corresponds to a rift zone with locally oceanic crust, is deformed by two ductile events. The first deformation occurred before Early Visean. It is characterized by a flat-lying foliation and top-to-the-NW ductile shearing associated with the thrusting of mafic rocks upon gneissic basement. This deformation is coeval to the northward-verging tectonics related to the closure of the Rheic ocean.

Keywords: Hercynian collision, Synmetamorphic thrusting, Rift, Devonian-Dinantian, Massif Central, France.

Abridged English Version

WEAKLY metamorphosed Late Palaeozoic fossiliferous rocks occur in S and NE parts of the French Massif Central. In the former area, a progressive southward stacking of nappes accounts for this feature (Matte, 1986) but in the latter, the nearby high-grade metamorphics preclude this model. A previous interpretation as a pre-Variscan basement (Jung, 1954), is now ruled out by Late Silurian dates. This paper reviews the Devonian-Dinantian series of NE Massif Central and presents new structural data and a geodynamic interpretation.

I. THE DIVERSITY OF DEVONIAN-DINANTIAN SERIES

These series, which outcrop in several areas (**fig. 1**), are described from younger to older. 1. The Late Visean "tufs anthracifères" series consists of detrital and acidic volcanic rocks (Bertaux and Rubiello, 1981; Leistel, 1984; Sider *et al.*, 1986; Delfour, 1989). It is palaeontologically dated at Late Visean (Chichery, 1938) and intruded by granitoids dated around 330 Ma (Binon and Pin, 1989). The magmatism is related to the late orogenic extension (Faure, 1995). 2. The Middle

Note

présentée par Jean Aubouin.

remise le 2 décembre 1996, *acceptée après révision le* 20 janvier 1997.

1250-8050/96/03230669 • © Académie des sciences/Elsevier, Paris

Visean series consists of detrital rocks and reef limestone, which are frequently reworked as olistoliths (Michel-Lévy, 1908; Mamet, 1968; Vachard, 1976). These series are never deformed or metamorphosed. 3. The Early Visean series are palaeontologically dated in Le Goujet area (Julien, 1896; Michel-Lévy, 1908). Calc-alkaline volcanics are well developed in the Aix area, turbidites occur in Ardoisière and Ferrières basins. Some of these rocks experienced a monophase ductile deformation and epizonal metamorphism. In the Morvan area, similar rocks are undeformed. 4. The pre-Early Visean series. a. *The Somme series* contains Givetian-Frasnian limestones and Famennian-Tournaisian detritals and volcanics of calk-alcaline affinity (Michel-Lévy, 1908; Bébien *et al.*, 1980; Pin *et al.*, 1982; Delfour and Gigot, 1985; Delfour, 1989). Conversely to previous ideas (Guffroy, 1957) there is no lack of Tournaisian rocks (Coulon *et al.*, 1980). The conformable or unconformable relationships between Tournaisian and Visean are unclear but it is worth noting that the Tournaisian-Visean boundary is located at the first appearance of conglomerates. This fact suggests a tectonic instablity correlated to the southern events. b. *The Brévenne-Violay and Beaujolais series* consist of acidic-mafic association (Peterlongo, 1960; Sider and Ohnenstetter, 1986; Wickert, 1988). Petrological and geochemical studies conclude for a restricted oceanic crust formed in a thinned basement (Beurrier *et al.*, 1980; Piboule *et al.*, 1983; Ohnenstetter and Sider, 1988; Milesi and Lescuyer, 1993). In spite of an assumed Proterozoic age due to ill-preserved sporomorphs (Reitz and Wickert, 1988), a Devonian age inferred from U/Pb dating on zircon (Milesi and Lescuyer, 1993; C. Guerrot, pers. comm.) is likely. c. *The Chaveronderie, Moulin du Gué and Matichard series* are very small outcrops of low-grade metamorphic rocks unconformably covered by Early Visean units. Their structural features are similar to those of the Brévenne rift.

II. TECTONICS OF DEVONIAN-DINANTIAN ROCKS

The Brévenne rocks are bounded to the south by a dextral wrench fault dated around 345 Ma (Costa *et al.*, 1993). Previously, two ductile deformations were recognized (Leloix *et al.*, 1995). The first phase D1 is responsible for flat-lying foliation and NW-SE trending stretching lineation, coeval to a prograde greenschist facies metamorphism (**fig. 2**). The contact between the rift series and the underlying gneisses is marked by mylonites. This fact agrees with the allochthony of a part of the Devonian-Dinantian series (Didier and Lameyre, 1978). Kinematic analysis of D1 shows top-to-the-NW shear. In the Brévenne area, D1 is reworked by another ductile deformation D2 with top-to-the-NE shearing (Feybesse *et al.*, 1988). Since the early Visean rocks record D2 only, D1 occurred in the Tournaisian. In the Morvan, the Somme series is undeformed but in other pre-Early Visean units, a NW-SE trending lineation and a top-to-the-NW shearing one are also found.

III. GEODYNAMIC INTERPRETATION

The Devonian-Dinantian series of NE Massif Central belong to two distinct settings: a magmatic arc in the Morvan and a rifted zone in Brévenne. This pattern is interpreted in terms of an arc-back arc model related to southward subduction of the Rheic Ocean (**fig. 2, 3**; Matte, 1986; Holder and Leveridge, 1986; Franke, 1989; Pin, 1990). In Tournaisian times, the closure of the Rheic Ocean led to the northward thrusting of the Brévenne rift and D1 deformation.

INTRODUCTION

La partie nord-est du Massif central français, des monts du Lyonnais au Morvan, possède, avec l'extrémité méridionale et le Sud-Limousin, des séries fossilifères peu ou pas métamorphiques. Pour les domaines méridionaux, ce caractère est facilement interprété, dans un modèle où des nappes de moins en moins métamorphiques se mettent

en place progressivement du nord vers le sud (par exemple, Matte, 1986). Cette interprétation n'est plus acceptable pour les séries du nord-est du Massif central, puisqu'elles s'observent dans la partie interne de la chaîne, près de roches métamorphiques de haut grade. Cette constatation est à l'origine du concept de « noyau arverno-vosgien », dans lequel les roches métamorphiques appartenaient à un « socle » préhercynien (Jung, 1954). Si les nombreuses données géochronologiques ont désormais bien établi l'âge siluro-dévonien du métamorphisme et de la déformation précoce (éovarisque), la signification des roches d'âge dévonien ou carbonifère du nord-est du Massif central reste négligée dans la plupart des modèles géodynamiques. Le but de cet article est de passer en revue les différentes séries dévono-dinantiennes, de présenter de nouvelles données structurales sur les séries de Violay-Brévenne et de les replacer dans un schéma général.

I. LA DIVERSITÉ DES SÉRIES DÉVONO-DINANTIENNES

Ces séries fossilifères se rencontrent dans plusieurs domaines disjoints (**fig. 1**). Bien que globalement rassemblées sous le terme de « séries dévono-dinantiennes », elles présentent des diversités lithologiques et structurales détaillées ci-dessous dans l'ordre chronologique inverse.

1. Le Viséen supérieur : la série des tufs anthracifères

Cet ensemble volcano-sédimentaire est très ubiquiste dans tout le nord du Massif central (Bertaux et Rubiello, 1981 ; Leistel, 1984 ; Sider *et al.*, 1986 ; Delfour, 1989). Il comprend des roches détritiques, et surtout magmatiques : coulée et filons de rhyolite, tufs ignimbritiques, microgranites. La série des tufs anthracifères est datée paléontologiquement du Viséen supérieur (Chichery, 1938). Les granites du Mayet de Montagne et des Bois Noirs datés vers 330 Ma (méthodes Rb-Sr sur roche totale et U-Pb sur zircons ; Binon et Pin, 1989) recoupent la série. Le magmatisme du Viséen supérieur et la discordance entre cette série et les autres ensembles dévono-dinantiens (Schneider *et al.*, 1989) sont liés à l'exhumation tardi-orogénique du Massif central (Faure, 1995).

2. Les formations du Viséen moyen

Ces séries sont constituées de roches détritiques et de calcaires récifaux datés du Viséen moyen (Michel-Lévy, 1908 ; Mamet, 1968 ;

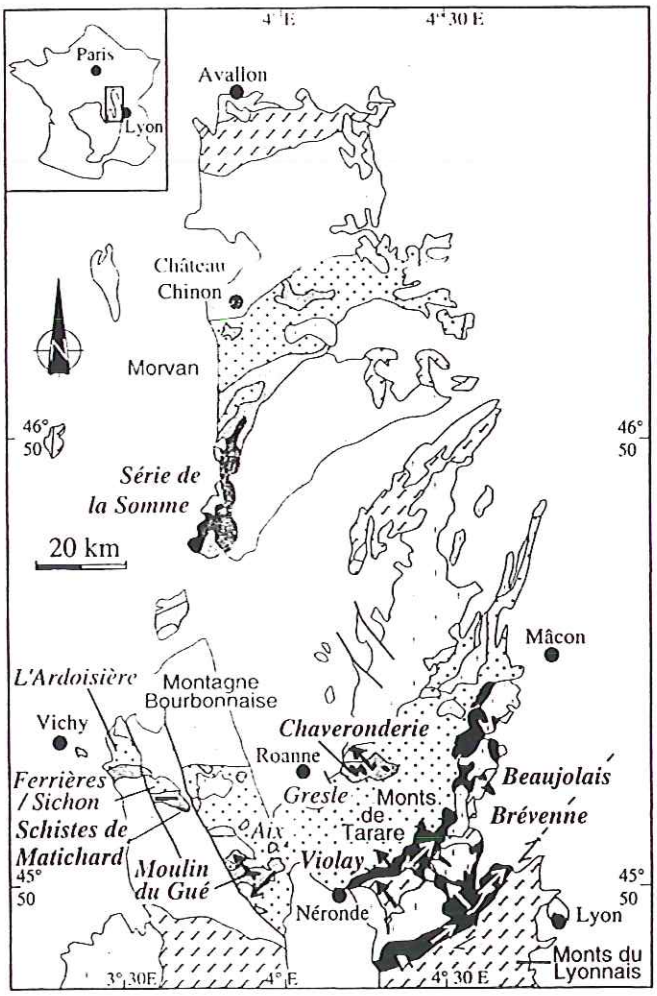


Fig. 1 Carte géologique du nord-est du Massif central.

Geological map of NE Massif Central.

Vachard, 1976 ; **fig. 1**), fréquemment remaniés dans les conglomérats. Il est probable que ces calcaires soient en partie des olistolithes, remaniés dans la série détritique dont l'âge se rapprocherait alors de celui des tufs anthracifères. Les séries du Viséen moyen ne sont pas métamorphiques et n'ont pas connu de déformation ductile, contrairement aux ensembles sous-jacents.

3. Le Viséen inférieur : séries du Goujet, de la Gresle, de l'Aix et flysch de l'Ardoisière et de Ferrières

Les séries datées paléontologiquement du Viséen inférieur au Goujet et dans la Gresle (Julien, 1896 ; Michel-Lévy, 1908) sont composées de turbidites et de rares niveaux calcaires et siliceux. Des volcanites : basaltes, andésites et dacites, des tufs et pyroclastites, d'affinité calco-alcaline, sont également présents. Dans les monts de Tarare, au Goujet, le Viséen inférieur est discordant sur les gneiss rétromorphosés d'Affoux. Mais certaines séries présentent une déformation ductile monophasée et un métamorphisme épizonal. Dans le Morvan, les séries de même âge, lithologiquement comparables, ne sont pas déformées.

4. Les unités d'âge anté-Viséen inférieur

a. La série de la Somme

C'est dans cette série (**fig. 1**) que se rencontrent les roches sédimentaires les plus anciennes du Morvan (calcaire givétien et frasnien de Diou et de Gilly); des galets de calcaire emsien sont aussi signalés (Delfour et Gigot, 1985). La série se poursuit par un ensemble volcano-sédimentaire daté du Famennien-Tournaisien. Des laves (andésites, basaltes et rhyodacites) et pyroclastites d'affinité calco-alcaline (Bébien *et al.*, 1980 ; Pin *et al.*, 1982) affleurent principalement dans les massifs de Chizeuil et Cressy. Contrairement à une opinion ancienne (Guffroy, 1957), il n'existe ni discordance ni lacune de sédimentation entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur (Coulon *et al.*, 1980 ; Delfour, 1989). L'imprécision des datations stratigraphiques ne permet pas de fixer la limite entre le Tournaisien et le Viséen. On la place généralement au niveau de l'apparition des premiers conglomérats (Delfour, 1989). Ce critère suggère l'existence d'une instabilité tectonique corrélable avec les événements rencontrés plus au sud.

b. Le rift de la Brévenne

Des monts du Lyonnais à Mâcon, les séries de la Brévenne, de Violay et du Beaujolais présentent des caractères pétrologiques, structuraux et métamorphiques très comparables (Peterlongo, 1960 ; Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Wickert, 1988). L'association de roches acides (kératophyres) et basiques (basaltes, dolérites, gabbros, plagiogranites), et même d'ultrabasites serpentinisées, est caractéristique du domaine Brévenne-Violay-Beaujolais. Les études pétro-géochimiques permettent de considérer les roches basiques et ultrabasiques, d'affinités tholéitiques, comme des ophiolites formées dans un bassin océanique de taille limitée (Beurrier *et al.*, 1980 ; Piboule *et al.*, 1983 ; Ohnenstetter et Sider, 1988). Outre l'existence de roches siliceuses (cherts et pélites) et de calcaires, les sédiments associés aux roches magmatiques : brèches de *pillows* et de dolérites, hyaloclastites et agglomérats, grès gabbroïques, olistolithes de serpentinites et d'amphibolites, *grauwackes*, indiquent que ce domaine était le siège d'un détritisme ophiolitique (Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Milesi et Lescuyer, 1993). L'existence d'amas sulfurés à Sain Bel et Chessy s'accorde avec les données lithogéochimiques pour définir un « rift de la Brévenne », formé dans un domaine à croûte continentale amincie ou localement océanique. La géométrie de ce rift est difficile à reconstituer du fait des déformations ultérieures ; cependant, l'observation de contacts intrusifs de dolérites, gabbros ou plagiogranites dans les gneiss du substratum (gneiss d'Affoux) montre que les bordures du rift sont localement préservées.

Un âge Protérozoïque supérieur a été proposé pour certains sédiments de la série de la Brévenne à partir de « sporomorphes » (Reitz et Wickert, 1988). Cependant, l'intervalle de durée de ces organismes ne permet pas de

cerner précisément l'âge de ces roches. Compte tenu de la proximité des monts du Lyonnais où les événements siluro-dévoniens de haute pression sont reconnus, un âge précambrien apparaît extrêmement douteux. Les zircons des kératophyres indiquent un âge U/Pb de 365 ± 15 Ma (Milesi et Lescuyer, 1993 ; C. Guerrot, communication personnelle). Cela suggère un âge dévonien pour le magmatisme du rift de la Brévenne.

c. Les séries de la Chaveronderie, du Moulin du Gué et de Matichard

Dans le Roannais, la série de la Chaveronderie et dans la Montagne bourbonnaise, la série du Moulin du Gué et les schistes de Matichard sont recouverts par le Viséen inférieur (Bertaux et Rubiello, 1981 ; Leistel, 1984 ; Binon, 1988 ; **fig. 1**). Il s'agit de roches épi-métamorphiques structuralement proches de la série de la Brévenne.

II. LA TECTONIQUE DES SÉRIES DÉVONO-DINANTIENNES

La limite sud de la série de la Brévenne est un décrochement ductile dextre jalonné par la granodiorite de Grand Chemin, datée entre 350 et 345 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$, muscovite et biotite ; Costa *et al.*, 1993). Antérieurement, deux déformations ductiles sont reconnues dans l'ensemble du rift de la Brévenne (Leloix *et al.*, 1995). La première phase D1, bien observable dans le groupe de Violay, est responsable d'une foliation à faible pendage, d'une linéation d'allongement NW-SE et de plis intrafoliaux (**fig. 2**). Des mylonites marquent fréquemment le contact des roches basiques avec leur substratum gneissique. L'analyse cinématique de D1 indique un cisaillement vers le nord-ouest de la partie supérieure. En Brévenne, D1 est fortement reprise par une seconde déformation D2 caractérisée par une linéation d'allongement NE-SW, associée à un cisaillement vers le nord-est de la partie supérieure. Dans le Viséen inférieur du Goujet, la schistosité porte une linéation NE-SW, marquée par l'allongement de vésicules magmatiques ou de clastes et par des cristallisations de quartz et de chlorite en zones abritées faiblement asymétriques. D2 peut être associée au décrochevauchement vers le nord-est établi en Brévenne (Feybesse *et al.*, 1988). L'âge de D2 est assez bien cerné, puisque le Viséen moyen n'est

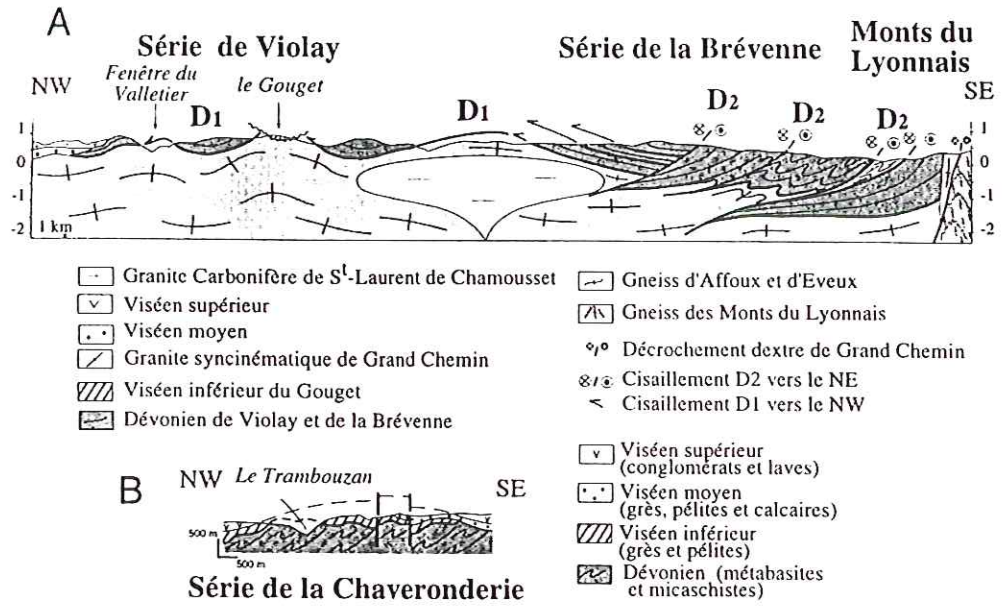


Fig. 2 Coupe des régions Violay-Brévenne (**A**) et Chaveronderie (**B**) montrant l'allochtonie des roches basiques et la déformation polyphasée.

Cross-section of the Violay-Brévenne (A) and Chaveronderie (B) areas showing the allochthony of mafic rocks and polyphase deformation.

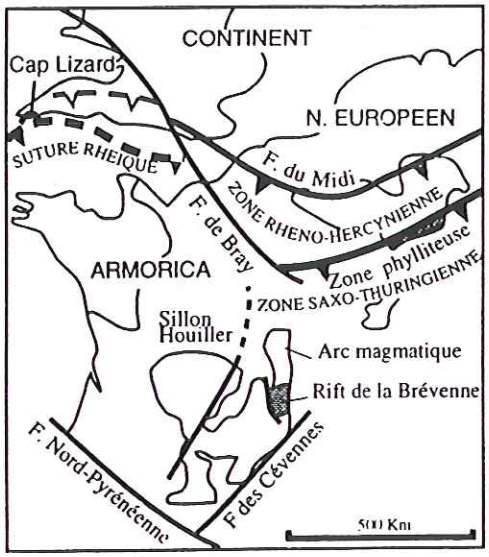


Fig. 3 Carte schématique de la branche nord de la chaîne Varisque et de la suture rhéique.

Schematic map of the northern branch of the Variscan belt showing the Rheic suture.

jamais affecté. D1 ne s'observant jamais dans le Viséen inférieur est probablement d'âge Tournaisien.

D1 s'accompagne d'un métamorphisme prograde de faciès schiste vert surimposé à des minéraux magmatiques. L'allochtonie d'une partie du Dévono-Dinantien (Didier et Lameyre, 1978), s'accorde avec nos observations. D1 est liée au charriage des roches basiques sur les gneiss d'Affoux. Ces gneiss, déjà structurés, sont exhumés et rétromorphosés lors du *rifting*, puis redéformés pendant la fermeture du rift.

Dans les unités de la Chaveronderie et du Moulin du Gué et de Matichard, le métamorphisme épizonal et la déformation NW-SE sont attribués à D1, mais le substratum est inconnu (**fig. 2**). En revanche, la série de la Somme n'est affectée d'aucune déformation ductile, ce qui suggère un gradient tectonique croissant du nord vers le sud.

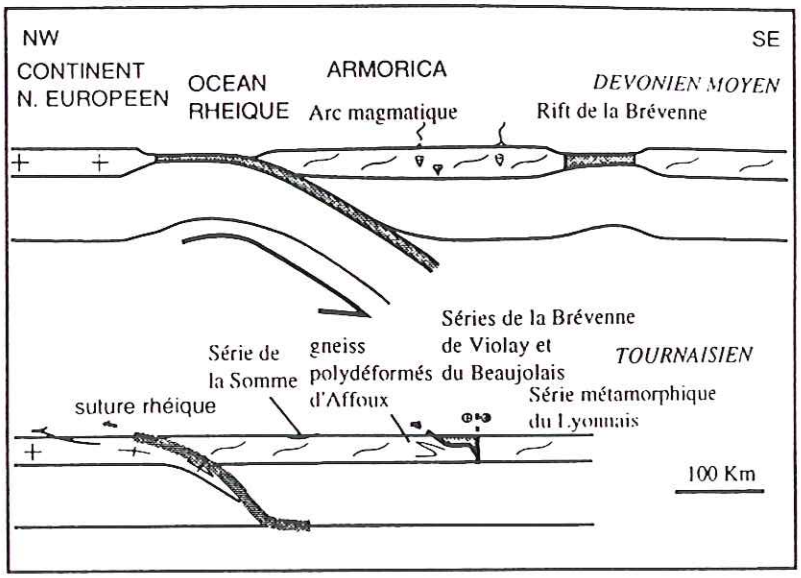
III. INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

Les données pétro-géochimiques des roches pré-viséennes du nord-est du Massif central permettent d'identifier deux ensembles : un arc magmatique installé sur croûte continentale (série de la Somme) et un domaine en distension (rift de la Brévenne). Le contexte de marge active sous une zone de subduction à pendage sud permet de rendre compte des données structurales. Le nord de l'orogène varisque est caractérisé par une tectonique à vergence nord due à la fermeture de l'océan rhéique au Dévonien terminal-Tournaisien. Les ophiolites du cap Lizard et la « zone phylliteuse » au sud du Massif schisteux rhénan forment la suture rhéique (**fig. 3**, Matte, 1986 ; Holder et Leveridge, 1986 ; Franke, 1989 ; Pin, 1990). Dans ce schéma, les volcanites calco-alcalines du Morvan correspondent à l'arc magmatique lié à la subduction vers le sud de l'océan rhéique et le rift de la Brévenne est considéré comme un bassin d'arrière-arc (**fig. 4**).

Au Tournaisien, la collision entre le continent nord-européen et l'Armorica se produit, et simultanément, le rift de la Brévenne est refermé et charrié vers le nord-ouest sur les gneiss d'Affoux. Cette tectonique ne se propage pas vers le nord, puisqu'elle est inconnue dans le Morvan.

Fig. 4 Modèle géodynamique interprétatif du Dévono-Dinantien du Massif central.

Interpretative geodynamic model of the Devonian-Dinantian in Massif Central.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BÉBIEN, J., GAGNY, C. et ROCCI, G., 1980. La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque, Coll. Géologie de l'Europe, Congrès Géol. Int. Paris, p. 213-225.

BERTAUX, J. et RUBIELLO, M.-F., 1981. Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale, *Thèse 3e cycle*, Univ. Nancy, 313 p.

BEURRIER, M., PIBOULE, M. et DURAND, C., 1980. Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif Central français), *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 290, série D, p. 147-150.

BINON, M., 1988. Les formations dévono-carbonifères du nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Massif Central français). Etude pétrographique, géochimique et structurale, métallogénie, *Thèse 3e cycle*, Univ. Clermont-Ferrand II, 244 p.

BINON, M. et PIN, C., 1989. Géochronologie Rb-Sr des granites du Mayet-de-Montagne et des Bois-Noirs, Montagne Bourbonnaise (Massif Central), *Bull. Soc. géol. France*, 8, V, 4, p. 695-703.

CHICHERY, M., 1938. Stratigraphie des formations dinantiennes du Bassin de l'Ardoisière, *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 206, p. 263-265.

COSTA, S., MALUSKI, H. et LARDEAU, J.-M., 1993. ^{40}Ar-^{39}Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France), *Chemical Geol.*, 105, p. 339-359.

COULON, M., CORSIN, P. et DOUBINGER, J., 1980. Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-Dinantien du Morvan, *Bull. Soc. Hist. nat. et Amis Mus. d'Autun*, 95, p. 3-12.

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, p. 49-77.

DELFOUR, L. et GIGOT, C., 1985. Données stratigraphiques apportées par l'étude de conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône et Loire), *Géologie de la France*, 4, p. 331-340.

DIDIER, J. et LAMEYRE, J., 1978. Le Dévono-Dinantien du nord du Massif Central est-il autochtone ? Arguments chronologiques et pétrographiques, *Séance spéc. Soc. géol. France*, Brest, 11-12 décembre

FAURE, M., 1995. Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, 1, p. 132-153.

FEYBESSE, J.-L., LARDEAUX, J.-M., JOHAN, V., TEGYEY, M., DUFOUR, E., LEMIERE, B. et DELFOUR, J., 1988. La série de la Brévenne (Massif Central français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, p. 991-996.

FRANKE, W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe. Current ideas and open questions, *Tectonophysics*, 169, p. 221-228.

GUFFROY, J., 1957. La série dinantienne du Morvan, *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 248, 4-5, p. 632-635.

HOLDER, M. et LEVERIDGE, B., 1986. Correlation of the Rheno-Hercynian Variscides, *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 141-147.

JULIEN, A., 1896, *Le terrain carbonifère marin de la France centrale*, Masson, Paris, 303 p.

JUNG, J., 1954. Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif central français, *Annales Hébert et Haug*, Faculté des sciences, 235, 62 p.

LEISTEL, J.-M., 1984. Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le nord-est du Massif Central français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire, *Thèse 3e cycle*, Univ. Nancy I, 315 p.

LELOIX, C., FAURE, M. et FEYBESSE, J.-L., 1995. Early Carboniferous tangential tectonics in the Brévenne and Violay mafic volcanic-sedimentary units (NE french Massif Central), *EUG 8*, Strasbourg, 7, p. 273.

MAMET, B., 1968. Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez, *Bull. BRGM*, 2e série, sect. I, n° 2, p. 57-62.

MATTE, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.

MICHEL-LÉVY, A., 1908. Les terrains primaires du Morvan et de La Loire, *Bull. Serv. Carte géol. France*, 120, XVII, p. 297.

MILESI, J.-P. et LESCUYER, J.-L., 1993. The Chessy Zn-Cu-Ba massive sulphide deposit and the Devonian Brévenne volcano-sedimentary belt (eastern Massif central, France), *Doc. BRGM*, 224, 258 p.

OHNENSTETTER, M. et SIDER, H., 1988. Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien, *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 3, p. 499-510.

PETERLONGO, J.-M., 1960. Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif central français), *Thèse Sc.*, Univ. Clermont-Ferrand, 187 p.

PIBOULE, M., BEURRIER, M., BRIAND, B. et LACROIX, P., 1983. Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Vérand et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien, *Géologie de la France*, 2, I, 1-2, p. 55-72.

PIN, C., DUPUY, C. et PETERLONGO, J.-M., 1982. Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du nord-est du Massif central, *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXIV, 4, p. 669-676.

PIN, C. 1990. Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, p. 215-227.

REITZ, E. et WICKERT, F., 1988. Upper Proterozoic microfossils in low-grade phyllites of the Brévenne-unit, NE Massif Central (France), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, p. 1 717-1 721.

SCHNEIDER, J.-L., MAAS, R., GALL, J.-C. et DURINGER, P., 1989. L'événement intraviséen dans la zone moldanubienne de la chaîne varisque d'Europe : les données des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif central français, des Vosges du sud (France) et de la Forêt Noire (RFA), *Geol. Rundschau*, 78, p. 555-570.

SIDER, H., LEISTEL, J.-M. et GAGNY, C., 1986. Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le nord-est du Massif central français, *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 4, p. 637-644.

SIDER, H. et OHNENSTETTER, M., 1986. Field and petrological evidence for the development of an eusialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif Central, France, *Geol. Rundsch.*, 75/2, p. 421-443.

VACHARD, D., 1976. Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan, *Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun*, 77, p. 15-22.

WICKERT, F., 1988. Paleozoic evolution of continental crust in the Beaujolais-Lyonnais area, northeastern part of the Massif Central, France, *Geol. Rundsch.*, 77, p. 467-482.

Annexe 2

Datations ^{39}Ar - ^{40}Ar

$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$ x 1000	% Atm	% ^{39}Ar	Âge (Ma)
DA020 MUSCOVITE		J = 0.022013			
6.314	0.579	9.00E-03	17.1	1.5	234.82 ± 7.16
7.512	0.057	0.025	1.7	3.1	276.11 ± 4.27
8.439	0.061	0.05	1.8	7.3	307.41 ± 2.09
9.38	0.211	0.046	6.2	11.9	338.66 ± 1.99
9.507	0.066	0.011	1.9	19.1	342.83 ± 1.88
9.481	0.038	0.012	1.1	27.9	341.97 ± 0.76
9.29	0.057	0.019	1.7	36.2	335.68 ± 0.91
9.326	0.057	0.02	1.7	43.1	336.88 ± 1.09
9.347	0.052	0.013	1.5	51.6	337.58 ± 0.69
9.343001	0.054	0.014	1.6	69.6	337.46 ± 0.67
9.366	0.05	0.021	1.5	85.3	338.2 ± 0.67
9.312	0.065	0.043	1.9	94.7	336.43 ± 0.94
9.246	0.131	0.087	3.8	99	334.23 ± 2.66
8.925	0.768	0.549	22.7	100	323.61 ± 7.88
					AGE TOTAL : 334.1 ± 4.9

$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$ x 1000	% Atm	% ^{39}Ar	Âge (Ma)
DA120 AMPHIBOLE		J = 0.022013			
-2.775	3.435	12.489	100	0.7	-113.69 ± 254.72
-1.105	3.434	9.727	100	1.4	-44.41 ± 277.58
7.906	2.284	8.854	67.5	5.6	289.48 ± 89.8
7.72	1.403	2.839	41.4	12.3	283.19 ± 33.36
8.118	1.718	6.395	50.7	21	296.63 ± 28.41
8.682	1.359	24.79	40.1	40.2	315.53 ± 7.36
9.22	1.229	25.313	36.3	68.6	333.37 ± 5.18
7.365	1.165	20.682	34.4	76.9	271.09 ± 13.29
11.137	1.872	54.904	55.3	97.3	395.59
15.165	2.11	27.515	62.3	100	519.7
					AGE TOTAL : 330.1 ± 7.9

$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$ x 1000	% Atm	% ^{39}Ar	Âge (Ma)
DA126 MUSCOVITE		J = 0.022013			
4.483	0.7	0.027	20.7	0.8	169.81 ± 7.78
5.501	0.554	0.029	16.3	1.7	206.24 ± 11.48
7.37	0.192	0.029	5.6	2.9	271.25 ± 10.33
8.653	0.262	0.026	7.7	4.9	314.57 ± 3.08
8.813	0.123	0.024	3.6	7.8	319.88 ± 3.92
9.137	0.049	0.026	1.4	11.3	330.66 ± 2.11
9.219	0.098	0.02	2.9	17	333.34 ± 1.41
9.347999	0.076	0.011	2.2	30.5	337.6 ± 0.76
9.332	0.058	9.00E-03	1.7	48.1	337.07 ± 0.66
9.288999	6.80E-02	0.012	2	59.4	335.68
9.316999	0.07	0.012	2	67.4	336.58 ± 1.35
9.314999	0.074	0.017	2.1	74.9	336.54 ± 1.19
9.368	0.023	0.026	0.7	83.5	338.26 ± 0.98
9.505	0.045	0.043	1.3	100	342.76 ± 1.26
					AGE TOTAL : 333.2 ± 4.9

$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{40}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$ x 1000	% Atm	% ^{39}Ar	Âge (Ma)
DB020 MUSCOVITE		J = 0.022013			
3.098	0.228	0.007	6.7	0.7	119.02 ± 5.95
5.795	0.553	9.00E-03	16.3	1.1	216.62 ± 26.47
8.802999	0.102	0.008	3	2.4	319.57 ± 8.62
10.227	0.047	0.007	1.4	5.2	366.34 ± 3.52
9.826999	0.07	0.005	2	9.100001	353.31
9.54	0.065	0.004	1.9	15	343.93 ± 1.35
9.550999	0.067	0.003	2	26.8	344.27 ± 0.73
9.523	0.044	0.002	1.3	44	343.35 ± 0.78
9.403	0.043	0.003	1.2	57	339.42 ± 0.65
9.378	0.058	0.004	1.7	65.3	338.59 ± 1.13
9.403	0.06	0.004	1.7	72.7	339.43 ± 1.79
9.49	0.103	0.004	3	78.6	342.27 ± 1.14
9.549	0.054	0.004	1.6	92.6	344.2 ± 0.84
9.748	9.40E-02	0.005	2.7	100	350.74 ± 0.74
					AGE TOTAL : 341.5 ± 5

Annexe 3

Analyses Microsonde

Amphiboles métamorphiques

Echantillon	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A38	A38	A38
loc. point	coeur	bord	bord	coeur	bord	bord	coeur	coeur	bord	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	bord	bord	coeur	bord
K2O	0.145	0.139	0.048	0.069	0.110	0.158	0.061	0.133	0.176	0.061	0.067	0.165	0.053	0.248	0.177	0.113	0.131	0.166
CaO	12.134	12.584	10.420	12.822	12.684	12.346	12.281	12.066	12.141	12.163	12.586	12.398	11.964	12.265	12.261	12.190	12.499	12.075
TiO2	0.344	0.309	0.017	0.217	0.270	0.364	0.355	0.402	0.460	0.454	0.277	0.395	0.073	0.434	0.402	0.440	0.332	0.055
Cr2O3	0.053	0.235	0.018	0.000	0.029	0.000	0.038	0.000	0.001	0.060	0.269	0.105	2.645	0.022	0.130	0.045	0.013	0.050
MnO	0.402	0.108	0.362	0.318	0.385	0.431	0.068	0.333	0.393	0.349	0.371	0.292	0.265	0.342	0.347	0.053	0.209	0.322
FeO t	14.758	15.132	13.460	11.958	13.038	15.458	14.079	15.169	15.262	15.461	12.945	14.661	13.337	15.910	15.066	12.447	12.896	12.871
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na2O	1.347	1.387	0.088	0.802	1.018	1.355	1.310	1.494	1.417	1.535	0.989	1.649	0.558	1.473	1.700	1.557	1.426	1.967
SiO2	46.446	45.851	49.910	50.470	48.568	46.968	47.422	46.570	46.574	45.988	49.283	46.797	45.049	46.249	46.350	47.419	45.836	43.094
Al2O3	9.324	9.636	4.319	6.483	6.857	9.073	9.035	9.819	9.543	10.282	7.845	10.263	2.904	10.286	10.543	11.762	11.068	14.072
MgO	12.634	12.545	17.315	14.977	14.516	12.930	13.109	12.648	12.825	12.499	14.432	12.071	15.166	11.721	12.567	12.857	13.662	12.775
K	0.027	0.026	0.009	0.013	0.021	0.029	0.011	0.025	0.033	0.011	0.012	0.031	0.011	0.046	0.033	0.021	0.024	0.031
Ca	1.918	1.990	1.644	1.976	1.988	1.929	1.925	1.889	1.901	1.905	1.935	1.934	2.021	1.923	1.905	1.870	1.950	1.905
Ti	0.038	0.034	0.002	0.023	0.030	0.040	0.039	0.044	0.051	0.050	0.030	0.043	0.009	0.048	0.044	0.047	0.036	0.006
Cr	0.006	0.027	0.002	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.007	0.031	0.012	0.330	0.003	0.015	0.005	0.001	0.006
Mn	0.050	0.014	0.045	0.039	0.048	0.053	0.008	0.041	0.049	0.043	0.045	0.036	0.035	0.042	0.043	0.006	0.026	0.040
Fe t	1.821	1.868	1.658	1.439	1.595	1.885	1.722	1.854	1.865	1.890	1.553	1.785	1.759	1.947	1.827	1.491	1.571	1.585
Na	0.385	0.397	0.025	0.224	0.289	0.383	0.372	0.423	0.401	0.435	0.275	0.466	0.171	0.418	0.478	0.432	0.403	0.561
Si	6.854	6.767	7.351	7.260	7.105	6.849	6.937	6.806	6.805	6.723	7.071	6.815	7.104	6.769	6.721	6.791	6.675	6.344
Al	1.622	1.676	0.750	1.099	1.182	1.559	1.558	1.691	1.643	1.772	1.327	1.761	0.540	1.774	1.802	1.985	1.900	2.442
Mg	2.779	2.760	3.801	3.211	3.165	2.810	2.858	2.755	2.793	2.724	3.086	2.620	3.565	2.557	2.716	2.744	2.966	2.803
Si (T)	6.789	6.699	7.244	7.229	7.043	6.769	6.891	6.738	6.728	6.645	7.014	6.794	7.186	6.719	6.662	6.773	6.603	6.263
AlIV (T)	1.211	1.301	0.756	0.771	0.957	1.231	1.109	1.262	1.272	1.355	0.986	1.206	0.814	1.281	1.338	1.227	1.397	1.737
AlVI (C)	0.396	0.359	-0.017	0.323	0.215	0.311	0.439	0.413	0.353	0.396	0.330	0.550	-0.268	0.480	0.448	0.752	0.483	0.673
Fe3+ (C)	0.431	0.461	0.670	0.200	0.405	0.533	0.301	0.456	0.519	0.538	0.367	0.139	-0.530	0.341	0.401	0.123	0.494	0.589
Cr (C)	0.006	0.027	0.002	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.007	0.030	0.012	0.334	0.003	0.015	0.005	0.001	0.006
Mg (C)	2.753	2.732	3.746	3.197	3.138	2.778	2.839	2.728	2.762	2.692	3.062	2.612	3.606	2.538	2.692	2.737	2.934	2.767
Fe2+ (C)	1.374	1.388	0.599	1.232	1.176	1.330	1.410	1.379	1.325	1.330	1.174	1.641	1.859	1.592	1.410	1.364	1.060	0.965
Mn (C)	0.041	0.013	0.000	0.039	0.047	0.048	0.006	0.024	0.042	0.037	0.037	0.036	0.000	0.042	0.034	0.006	0.026	0.000
Mg (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+ (B)	0.000	0.000	0.365	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.450	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Mn (B)	0.009	0.000	0.045	0.000	0.000	0.004	0.002	0.017	0.006	0.005	0.008	0.000	0.036	0.000	0.009	0.000	0.000	0.040
Ca (B)	1.900	1.970	1.620	1.968	1.971	1.906	1.912	1.871	1.879	1.883	1.919	1.928	2.045	1.909	1.888	1.865	1.929	1.880
Na (B)	0.091	0.030	0.000	0.032	0.029	0.089	0.086	0.113	0.114	0.112	0.073	0.072	0.000	0.091	0.103	0.135	0.071	0.070
Na (A)	0.291	0.363	0.025	0.190	0.257	0.289	0.283	0.306	0.282	0.318	0.200	0.393	0.173	0.324	0.371	0.297	0.328	0.484
K (A)	0.027	0.026	0.009	0.013	0.020	0.029	0.011	0.025	0.032	0.011	0.012	0.031	0.011	0.046	0.032	0.021	0.024	0.031

Amphiboles métamorphiques

Echantillon	A38	A38	A38	A38	A38
loc. point	coeur	bord	coeur	milieu	coeur
K2O	0.158	0.047	0.167	0.211	0.053
CaO	12.518	12.507	12.363	12.328	12.544
TiO2	0.467	0.210	0.357	0.537	0.440
Cr2O3	0.123	0.000	0.050	0.000	0.000
MnO	0.079	0.232	0.196	0.138	0.239
FeO t	13.625	13.392	12.987	14.472	13.814
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na2O	1.518	1.452	1.539	1.793	1.471
SiO2	46.328	47.800	45.772	42.715	46.510
Al2O3	11.178	8.291	11.386	14.373	10.071
MgO	13.289	14.569	13.629	11.658	13.545
K	0.029	0.009	0.031	0.040	0.010
Ca	1.934	1.944	1.923	1.943	1.952
Ti	0.051	0.023	0.039	0.059	0.048
Cr	0.014	0.000	0.006	0.000	0.000
Mn	0.010	0.029	0.024	0.017	0.029
Fe t	1.643	1.625	1.576	1.781	1.678
Na	0.424	0.408	0.433	0.511	0.414
Si	6.680	6.935	6.644	6.285	6.756
Al	1.900	1.418	1.948	2.492	1.724
Mg	2.856	3.151	2.949	2.557	2.933
Si (T)	6.622	6.859	6.573	6.211	6.686
AlIV (T)	1.378	1.141	1.427	1.789	1.314
AlVI (C)	0.505	0.262	0.500	0.675	0.392
Fe3+ (C)	0.398	0.503	0.489	0.537	0.480
Cr (C)	0.014	0.000	0.006	0.000	0.000
Mg (C)	2.831	3.116	2.917	2.527	2.902
Fe2+ (C)	1.231	1.104	1.071	1.223	1.181
Mn (C)	0.010	0.015	0.017	0.017	0.029
Mg (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+ (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn (B)	0.000	0.013	0.007	0.000	0.000
Ca (B)	1.917	1.923	1.902	1.921	1.932
Na (B)	0.083	0.064	0.091	0.079	0.068
Na (A)	0.338	0.340	0.338	0.426	0.342
K (A)	0.029	0.009	0.031	0.039	0.010

Amphiboles magmatiques

A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A32	A38
coeur	bord	coeur	milieu	bord	coeur	milieu	bord	bord
0.027	0.045	0.047	0.058	0.036	0.124	0.141	0.133	0.089
12.507	12.730	12.935	12.811	12.436	12.380	12.572	12.318	9.839
0.140	0.260	0.018	0.135	0.192	0.117	0.359	0.327	0.065
0.465	0.349	0.042	0.159	0.146	0.127	0.000	0.136	0.113
0.442	0.190	0.223	0.386	0.217	0.402	0.331	0.266	0.430
11.315	13.523	10.956	12.018	14.052	12.251	13.931	14.632	11.821
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.748	0.971	0.565	0.623	1.144	0.710	1.367	0.383	0.104
51.326	49.107	53.076	51.865	48.418	52.145	46.478	46.613	49.210
4.869	7.087	3.023	4.958	7.614	5.319	8.914	9.817	7.331
16.090	13.921	17.093	15.767	13.875	15.838	13.220	12.261	15.042
0.005	0.008	0.009	0.011	0.007	0.022	0.027	0.025	0.017
1.926	1.981	1.982	1.959	1.942	1.880	1.989	1.950	1.564
0.015	0.028	0.002	0.014	0.021	0.012	0.040	0.036	0.007
0.053	0.040	0.005	0.018	0.017	0.014	0.000	0.016	0.013
0.054	0.023	0.027	0.047	0.027	0.048	0.041	0.033	0.054
1.360	1.642	1.310	1.435	1.713	1.452	1.720	1.808	1.467
0.208	0.273	0.157	0.172	0.323	0.195	0.391	0.110	0.030
7.379	7.131	7.590	7.403	7.056	7.392	6.862	6.889	7.303
0.825	1.213	0.509	0.834	1.308	0.889	1.551	1.710	1.282
3.448	3.013	3.643	3.355	3.014	3.347	2.909	2.701	3.327
7.326	7.089	7.548	7.357	6.992	7.340	6.804	6.806	7.287
0.674	0.911	0.452	0.643	1.008	0.660	1.196	1.194	0.713
0.146	0.295	0.054	0.186	0.288	0.222	0.342	0.495	0.566
0.327	0.273	0.257	0.284	0.416	0.324	0.390	0.557	0.103
0.052	0.040	0.005	0.018	0.017	0.014	0.000	0.016	0.013
3.423	2.995	3.623	3.334	2.987	3.323	2.885	2.668	3.320
1.024	1.360	1.046	1.142	1.281	1.116	1.315	1.229	0.998
0.028	0.023	0.015	0.036	0.012	0.000	0.041	0.033	0.000
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.363
0.026	0.000	0.012	0.010	0.014	0.048	0.000	0.000	0.054
1.913	1.969	1.971	1.947	1.924	1.867	1.972	1.927	1.561
0.062	0.031	0.018	0.043	0.061	0.083	0.028	0.073	0.022
0.145	0.241	0.138	0.129	0.259	0.110	0.360	0.035	0.008
0.005	0.008	0.009	0.010	0.007	0.022	0.026	0.025	0.017

Muscovites métamorphiques

LAME	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A91 S	A34a S	A34a S	A34a S	A34a S
SI	0.4497	0.4578	0.4730	0.4637	0.4974	0.4735	0.4651	0.4708	0.4406	0.4654	0.4683	0.4688	0.4709	0.4741	0.4686	0.4774	0.4618
K	0.1005	0.0974	0.0935	0.0998	0.0979	0.1001	0.1021	0.1057	0.0878	0.0987	0.1012	0.1012	0.0986	0.0985	0.0966	0.0958	0.0945
NA	0.0008	0.0011	0.0010	0.0011	0.0014	0.0012	0.0011	0.0013	0.0010	0.0014	0.0012	0.0010	0.0013	0.0003	0.0013	0.0006	0.0006
FE	0.0473	0.0603	0.0505	0.0493	0.0442	0.0519	0.0543	0.0560	0.0833	0.0561	0.0519	0.0548	0.0513	0.0531	0.0483	0.0469	0.0537
AL	0.2974	0.3073	0.3111	0.3123	0.3022	0.3152	0.3060	0.3066	0.2695	0.3068	0.3043	0.3023	0.3032	0.3061	0.3056	0.3171	0.2923
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002
MG	0.0163	0.0152	0.0183	0.0176	0.0189	0.0166	0.0181	0.0192	0.0351	0.0209	0.0167	0.0207	0.0181	0.0217	0.0204	0.0178	0.0207
MN	0.0006	0.0000	0.0003	0.0009	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0004	0.0009	0.0000
TI	0.0014	0.0029	0.0031	0.0026	0.0013	0.0023	0.0017	0.0008	0.0036	0.0031	0.0013	0.0014	0.0018	0.0033	0.0024	0.0013	0.0019
F	0.0059	0.0073	0.0000	0.0013	0.0046	0.0063	0.0043	0.0057	0.0058	0.0007	0.0000	0.0042	0.0005	0.0052	0.0029	0.0043	0.0085
BA	0.0071	0.0091	0.0076	0.0090	0.0066	0.0085	0.0040	0.0054	0.0084	0.0114	0.0074	0.0026	0.0039	0.0065	0.0036	0.0064	0.0066
CR	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0004	0.0005	0.0001	0.0005	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0008	0.0000	0.0002
H2O	0.0397	0.0403	0.0445	0.0435	0.0431	0.0419	0.0420	0.0418	0.0394	0.0440	0.0440	0.0421	0.0438	0.0421	0.0427	0.0429	0.0391
F =O	-0.0025	-0.0031		-0.0006	-0.0019	-0.0026	-0.0018	-0.0024	-0.0025	-0.0003		-0.0018	-0.0002	-0.0022	-0.0012	-0.0018	-0.0036
S	0.9643	0.9958	1.0029	1.0006	1.0160	1.0160	0.9969	1.0114	0.9725	1.0088	0.9962	0.9983	0.9935	1.0090	0.9925	1.0096	0.9765
SI	6.3448	6.2819	6.3690	6.2975	6.5807	6.3313	6.3391	6.3475	6.2709	6.2998	6.3856	6.3736	6.4085	6.3718	6.3734	6.3731	6.4181
K	1.8089	1.7041	1.6061	1.7288	1.6525	1.7076	1.7758	1.8185	1.5936	1.7049	1.7611	1.7554	1.7117	1.6886	1.6766	1.6320	1.6754
NA	0.0229	0.0305	0.0271	0.0291	0.0356	0.0304	0.0299	0.0328	0.0275	0.0371	0.0314	0.0274	0.0345	0.0077	0.0355	0.0147	0.0167
FE	0.5583	0.6916	0.5683	0.5599	0.4891	0.5800	0.6192	0.6316	0.9913	0.6349	0.5916	0.6235	0.5841	0.5966	0.5492	0.5234	0.6237
AL	4.945	4.9690	4.9364	4.9980	4.7118	4.9676	4.9159	4.8726	4.5210	4.8944	4.8910	4.8438	4.8643	4.8480	4.8983	4.9882	4.7883
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0028	0.0000	0.0000	0.0073	0.0000	0.0000	0.0002	0.0051	0.0000	0.0000	0.0004	0.0033
MG	0.3434	0.3113	0.3664	0.3571	0.3721	0.3301	0.3682	0.3859	0.7443	0.4222	0.3387	0.4200	0.3677	0.4338	0.4145	0.3547	0.4280
MN	0.0074	0.0000	0.0040	0.0101	0.0000	0.0045	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0101	0.0000	0.0000	0.0046	0.0096	0.0000
TI	0.0145	0.0299	0.0311	0.0269	0.0124	0.0231	0.0173	0.0079	0.0382	0.0318	0.0128	0.0142	0.0179	0.0337	0.0242	0.0134	0.0201
BA	0.0391	0.0488	0.0400	0.0481	0.0340	0.0446	0.0211	0.0284	0.0470	0.0606	0.0397	0.0137	0.0206	0.0341	0.0194	0.0335	0.0361
CR	0.0000	0.0025	0.0000	0.0000	0.0046	0.0057	0.0013	0.0058	0.0000	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0030	0.0090	0.0000	0.0026
	14.0841	14.0697	13.9483	14.0555	13.8928	14.0279	14.0879	14.1310	14.2410	14.0901	14.0523	14.0818	14.0145	14.0172	14.0048	13.9428	14.0124
F	0.2646	0.3151	0.0000	0.0576	0.1921	0.2656	0.1832	0.2444	0.2629	0.0317	0.0000	0.1815	0.0202	0.2231	0.1260	0.1811	0.3728
OH	3.7354	3.6849	4.0000	3.9424	3.8079	3.7344	3.8168	3.7556	3.7371	3.9683	4.0000	3.8185	3.9798	3.7769	3.8740	3.8189	3.6272
FM	0.6222	0.6896	0.6097	0.6148	0.5679	0.6391	0.6271	0.6208	0.5712	0.6008	0.6361	0.6013	0.6137	0.5790	0.5720	0.6005	0.5930

Muscovites métamorphiques

LAME	A34a S	A34a S	A34a S	A34a S	A34a S	A124 S	A124 S	A124 S	A93 S	A93 S	A118 S	A118 S	A118 S	A38 S	A38 S	A125a S	A125a S	A125a S
SI	0.4172	0.4270	0.4815	0.4646	0.4661	0.4702	0.4621	0.4717	0.4654	0.5202	0.5013	0.4671	0.5208	0.4730	0.5852	0.4999	0.4713	0.4811
K	0.0714	0.0852	0.0873	0.1024	0.1061	0.1077	0.1063	0.0974	0.1058	0.1078	0.0894	0.1003	0.0817	0.0997	0.0335	0.0738	0.0960	0.0988
NA	0.0007	0.0007	0.0010	0.0012	0.0010	0.0023	0.0025	0.0018	0.0042	0.0011	0.0036	0.0014	0.0067	0.0012	0.0736	0.0010	0.0006	0.0010
FE	0.1163	0.1275	0.0487	0.0417	0.0619	0.0219	0.0174	0.0238	0.0137	0.0346	0.0433	0.0598	0.0518	0.0288	0.0056	0.0136	0.0549	0.0411
AL	0.2854	0.2810	0.3033	0.3273	0.2938	0.3455	0.3487	0.3514	0.3612	0.3337	0.2871	0.2891	0.2796	0.3225	0.2447	0.3370	0.3015	0.3134
CA	0.0012	0.0009	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0000	0.0006	0.0001	0.0068	0.0004	0.0001	0.0000
MG	0.0441	0.0251	0.0194	0.0149	0.0209	0.0109	0.0087	0.0084	0.0082	0.0108	0.0186	0.0215	0.0163	0.0186	0.0061	0.0117	0.0178	0.0175
MN	0.0007	0.0000	0.0000	0.0008	0.0001	0.0000	0.0007	0.0001	0.0001	0.0007	0.0012	0.0000	0.0001	0.0000	0.0004	0.0000	0.0006	0.0004
TI	0.0010	0.0022	0.0024	0.0033	0.0032	0.0099	0.0119	0.0159	0.0085	0.0027	0.0026	0.0033	0.0024	0.0024	0.0005	0.0000	0.0066	0.0047
F	0.0004	0.0040	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0053	0.0000	0.0000	0.0019	0.0035	0.0000	0.0063	0.0000	0.0047	0.0012	0.0045
BA	0.0039	0.0031	0.0027	0.0095	0.0036	0.0000	0.0024	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034	0.0040	0.0024	0.0030	0.0005	0.0046	0.0027
CR	0.0010	0.0005	0.0001	0.0000	0.0000	0.0005	0.0004	0.0005	0.0003	0.0000	0.0002	0.0008	0.0008	0.0005	0.0006	0.0006	0.0000	0.0000
H2O	0.0421	0.0405	0.0425	0.0447	0.0439	0.0456	0.0452	0.0434	0.0457	0.0477	0.0438	0.0419	0.0455	0.0417	0.0469	0.0434	0.0436	0.0428
F =O	-0.0002	-0.0017	-0.0017					-0.0022			-0.0008	-0.0015		-0.0026		-0.0020	-0.0005	-0.0019
S	0.9852	0.9960	0.9922	1.0105	1.0006	1.0146	1.0063	1.0176	1.0132	1.0595	0.9925	0.9906	1.0104	0.9946	1.0067	0.9848	0.9983	1.0062
SI	5.9049	6.0373	6.4935	6.2291	6.3708	6.1858	6.1304	6.1564	6.1020	6.5391	6.7238	6.4229	6.8646	6.3528	7.4871	6.5702	6.3918	6.4181
K	1.2897	1.5378	1.5015	1.7512	1.8505	1.8076	1.7996	1.6212	1.7702	1.7291	1.5297	1.7592	1.3737	1.7085	0.5462	1.2380	1.6610	1.6806
NA	0.0189	0.0196	0.0254	0.0319	0.0254	0.0578	0.0638	0.0447	0.1066	0.0263	0.0926	0.0381	0.1712	0.0309	1.8267	0.0261	0.0167	0.0268
FE	1.3766	1.5078	0.5498	0.4680	0.7072	0.2413	0.1931	0.2595	0.1505	0.3641	0.4855	0.6880	0.5714	0.3234	0.0596	0.1500	0.6226	0.4584
AL	4.7618	4.6831	4.8211	5.1717	4.7336	5.3570	5.4521	5.4057	5.5821	4.9436	4.5390	4.6851	4.3437	5.1048	3.6896	5.2205	4.8195	4.9269
CA	0.0180	0.0142	0.0164	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0040	0.0054	0.0000	0.0083	0.0016	0.0928	0.0057	0.0008	0.0000
MG	0.9313	0.5284	0.3890	0.2986	0.4267	0.2139	0.1725	0.1639	0.1601	0.2016	0.3720	0.4405	0.3202	0.3731	0.1154	0.2290	0.3596	0.3485
MN	0.0088	0.0000	0.0000	0.0092	0.0015	0.0000	0.0077	0.0010	0.0014	0.0073	0.0139	0.0000	0.0007	0.0000	0.0039	0.0000	0.0073	0.0045
TI	0.0105	0.0231	0.0239	0.0335	0.0324	0.0984	0.1188	0.1562	0.0837	0.0257	0.0261	0.0340	0.0240	0.0243	0.0043	0.0000	0.0669	0.0470
BA	0.0214	0.0173	0.0142	0.0500	0.0195	0.0000	0.0124	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0181	0.0209	0.0125	0.0151	0.0025	0.0243	0.0142
CR	0.0108	0.0056	0.0006	0.0000	0.0003	0.0055	0.0041	0.0054	0.0033	0.0003	0.0025	0.0089	0.0088	0.0056	0.0062	0.0064	0.0000	0.0000
	14.3526	14.3740	13.8353	14.0431	14.1678	13.9673	13.9544	13.8148	13.9599	13.8410	13.7905	14.0948	13.7076	13.9375	13.8471	13.4484	13.9704	13.9251
F	0.0201	0.1780	0.1732	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.2180	0.0000	0.0000	0.0810	0.1535	0.0000	0.2663	0.0000	0.1954	0.0528	0.1915
OH	3.9799	3.8220	3.8268	4.0000	4.0000	4.0000	4.0000	3.7820	4.0000	4.0000	3.9190	3.8465	4.0000	3.7337	4.0000	3.8046	3.9472	3.8085
FM	0.5980	0.7405	0.5857	0.6151	0.6242	0.5301	0.5380	0.6139	0.4870	0.6481	0.5731	0.6097	0.6411	0.4643	0.3550	0.3958	0.6365	0.5705

ARGUMENTS POUR UNE EVOLUTION POLYCYCLIQUE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE. STRUCTURE DES UNITÉS DÉVONO-DINANTIENNES DU NORD-EST DU MASSIF CENTRAL (BRÉVENNE-BOURBONNAIS-MORVAN)

Résumé :

Dans le nord-est du Massif Central, les séries dévono-dinantiennes montrent une grande diversité lithologique et structurale. Dans le Morvan, la série dévonienne volcanique et sédimentaire, de la Somme, correspond à un arc magmatique installé à l'aplomb de la zone de subduction de l'océan rhéique. Dans la région de la Loire, la présence d'un magmatisme bimodal tholéïtique, permet de relier la genèse des formations volcaniques, volcano-sédimentaires et plutoniques de l'ensemble Brévenne-Violay-Beaujolais à l'existence d'une zone de rifting, localement océanique. Le bassin Brévenne-Violay-Beaujolais, formé au Dévonien supérieur, a connu ensuite une évolution tectono-métamorphique complexe, ayant conduit à sa fermeture avant le Viséen moyen.

L'analyse structurale des formations anté-Viséen moyen de la région de la Loire montre une évolution tectonique polyphasée, associée à un métamorphisme prograde de faciès schiste-vert à amphibolite. Le premier événement tectonique, D1, d'âge probable fini-Dévonien à Tournaisien, se traduit par une foliation régionale sub-horizontale et une linéation d'étirement orientée NW-SE à N-S. Particulièrement bien marquée dans le groupe de Violay, elle correspond au chevauchement des unités dévoniennes sur le socle gneissique d'Affoux. Le second événement, D2, fini-Tournaisien à Viséen inférieur, reprend la foliation S1 et est responsable d'une linéation d'étirement orientée NE-SW à E-W. Les critères cinématiques associés à cette déformation indiquent des sens de cisaillements différents suivant les secteurs. Localement, D2 s'avère même être coaxiale. La signification exacte de cette déformation reste à définir.

La mise en évidence dans cette partie du Massif Central d'un épisode compressif à vergence NW, fini-Dévonien à Tournaisien, faisant suite à une période de distension, à l'origine de la formation du rift de la Brévenne, au Dévonien supérieur, constitue un argument en faveur d'une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne.

ARGUMENTS FOR A POLYCYCLIC EVOLUTION OF THE HERCYNIAN BELT. STRUCTURE OF THE DEVONIAN-DINANTIAN UNITS IN THE NORTH-EAST MASSIF CENTRAL (BRÉVENNE-BOURBONNAIS-MORVAN)

Abstract :

In the NE French Massif Central, the Devonian-Dinantian series exhibits a wide lithological and structural diversity. In the Morvan area, the Devonian Somme series consists of terrigenous and calk-alcaline volcanics. It corresponds to a magmatic arc, located above the subduction plane of the Rheic ocean. In the Loire area, the Brévenne-Violay-Beaujolais series consists in sedimentary and volcanic rocks with bimodal tholeiitic magmatism. This series corresponds to a rift zone with locally oceanic crust. The Brévenne-Violay-Beaujolais basin, opened in Late-Devonian times. This basin experienced a complex tectono-metamorphic evolution, until its closure before the Middle Visean.

The structural analysis of the pre-Late Visean formations of the Loire area shows a polyphase tectonic evolution, coeval to a prograde greenschist to amphibolite facies metamorphism. The first event, D1, occured probably in Late Devonian or Lower Tournaisian times and is responsible for flat-lying foliation and NW-SE to N-S trending stretching lineation. It is well observed in the Violay group and corresponds to the NW-vergent thrusting of the Late Devonian units upon the Affoux gneissic basement. D1 is reworked by another ductile deformation, D2, responsible for NE-SW to E-W trending stretching lineation. The kinematic analysis shows variable sense of shear through different areas. In some places, D2 is coaxial. The exact significance of this deformation is not yet established.

The evidence, in this part of the Massif Central, of a Late Devonian to Tournaisian NW-vergent compressive period, wich followed a Late Devonian distensive period, responsible for the Brévenne rift, is an argument for a polycyclic evolution of the Hercynian Belt.